

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
Рег. № 121041600032-8



ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ-ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ:
ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАЗОВАНИЯ
И РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ
(промежуточный)

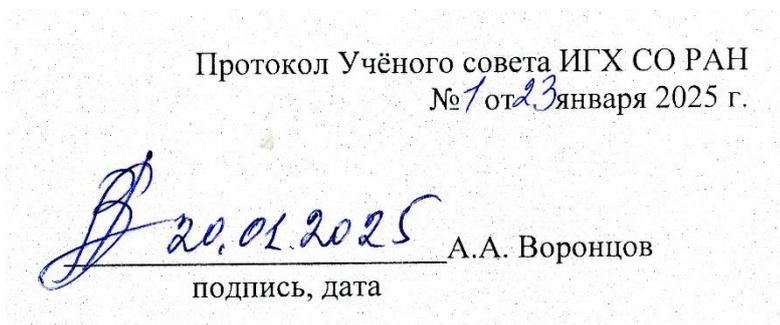
Шифр темы № 0284-2021-0006

Приоритетное направление

1.5.4. Геохимия и космохимия:

1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек

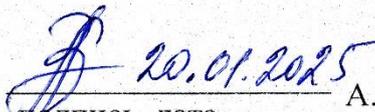
Руководитель проекта,
ведущий научный сотрудник
д.г.-м.н.



Иркутск 2024

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

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

 20.01.2025
подпись, дата А.А. Воронцов

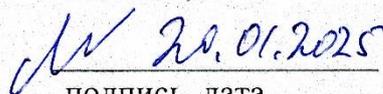
Ответственные исполнители:

Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН

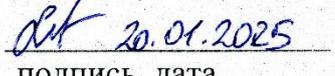
М.И. Кузьмин

подпись, дата (раздел 1.1)

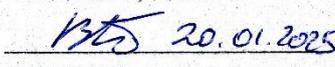
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата М.А. Горнова (раздел 1.1)

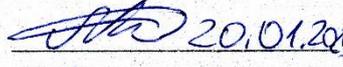
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата А.Я. Медведев (раздел 1.1)

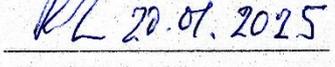
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата В.А. Беляев (раздел 1.1)

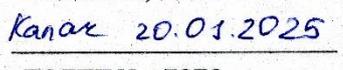
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата А.А. Каримов (раздел 1.1)

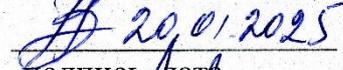
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата С.И. Костровицкий (раздел 2.1)

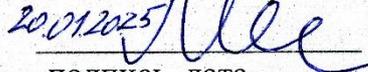
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата Т.В. Калашникова (раздел 2.1)

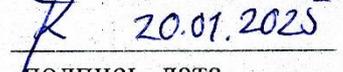
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата А.А. Воронцов (разделы 2.2, 2.5)

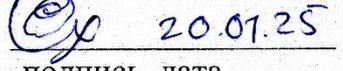
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата А.С. Мехоношин (раздел 2.3)

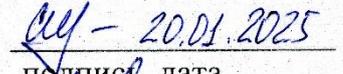
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата Т.Б. Колотилина (раздел 2.3)

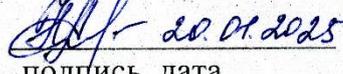
Младший научный сотрудник

 20.01.25
подпись, дата Е.Е. Охремчук (раздел 2.3)

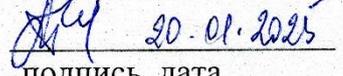
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата И.А. Сотникова (раздел 2.4)

Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 20.01.2025
подпись, дата Н.В. Алымова (раздел 2.5)

Нормоконтроль

 20.01.2025
подпись, дата Т.Ю. Гармышева

СОДЕРЖАНИЕ

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ.....	2
СОДЕРЖАНИЕ.....	3
РЕФЕРАТ.....	4
ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	7
Раздел 1. Магматические комплексы конвергентных границ литосферных плит	
1.1. Фугитивность кислорода и флюидный режим надсубдукционной литосферной мантии: перидотитовые массивы юга Сибири и Монголии.....	11
Раздел 2. Внутриплитовые континентальные магматические комплексы	
2.1. Изучение изотопного состава кислорода высокобарических минералов (оливина, граната и клинопироксена) из мантийных ксенолитов кимберлитовых трубок различных частей Сибирского кратона.....	21
2.2. Определение состава источников и механизмов формирования девонских ийолитов и тефритов Урюпского сектора Минусинского прогиба, юрско-меловых шошонитов и латитов Нерчинской впадины Восточного Забайкалья.....	27
2.3. Определение магматических источников и механизмов эволюции щелочно-ультраосновных магм Лысанского комплекса западной части Восточного Саяна....	40
2.4. Анализ геологических, геохимических данных по позднепалеозойским лампроитам Алданской щелочной провинции (Мурунский массив), изучение первичных расплавных и флюидных включений в породообразующих минералах...	48
2.5. Оценка роли мантийных магм плюмовой природы в формировании позднепалеозойских редкометальных щелочных гранитов южного обрамления Сибирской платформы.....	60
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	67
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	71
ПРИЛОЖЕНИЕ А Список публикаций по проекту за 2024 г.....	84
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Список конференций, в которых участвовали исполнители, 2024 г ...	86

РЕФЕРАТ

Отчет состоит из 87 стр., 28 рис., 1 табл., 131 источн., 2 прил.

Ключевые слова: офиолиты, кимберлиты, щёлочно-ультраосновные породы, базиты, граниты

Цель проекта заключается в создании генетических моделей образования и эволюции ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона, его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем. Объектами исследования являются основные-ультраосновные магматические комплексы и ассоциирующие с ними породы в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

В ходе выполнения НИР в 2024 г. получены следующие результаты:

- 1) Показано, что надсубдукционная литосферная мантия может быть не так окислена, как ранее предполагалось. Представляющие ее перидотиты демонстрируют широкий диапазон вариаций фугитивности кислорода. Причины этого – условия плавления, наличие процесса взаимодействия с расплавом и разная интенсивность проработки надсубдукционным окисленным флюидом.
- 2) Установлено, что низкий изотопный состав кислорода в минералах объясняется зависимостью от химического состава при их кристаллизации, либо влиянием расплавов астеносферного происхождения. Высокий изотопный состав кислорода объясняется влиянием палеосубдукционных процессов погружения океанической коры.
- 3) Выявлена смешанная (внутриплитная и надсубдукционная) природа девонских и юрско-меловых магматических источников, формирующихся в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.
- 4) определено, что формирование пироксенитов Лысанского комплекса с различным содержанием рудного вещества происходило в результате дифференциации производного магматического расплава, сильно обогащенного титаном, железом, кальцием и фосфором на относительно небольших глубинах.
- 5) Зафиксировано участие в выплавлении первичной магмы Мурунского щелочного комплекса глубинных углеводородов, которые затем растворяются в этой магме и после кристаллизации силикатной части магмы выделяются в виде газов в остаточном расплав-флюиде кальцит-кварцевых карбонатитов.
- 6) Показано, что щёлочно-гранитоидные магмы Хайламинского и Ингурского массивов имеют мантийную природу. Они подверглись дифференциации, приведшей к накоплению несовместимых элементов в пегматитах.

Область применения - обеспечение комплексного геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации. Государственное задание по проекту за 2024 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы, 7 статей в рецензируемых журналах, в том числе 1 в журнале QI-II, сделано 11 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

ПМ – примитивная мантия

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

ЭПГ - элементы платиновой группы

ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область

АВ – щелочные базальты океанических островов

ARC - базальты островных дуг

BAVB (back arc basin basalt) – базальты задуговых бассейнов

BSE – валовый состав Земли

Воп – бонинитовые базальты

САВ – известково-щелочные базальты

CIPW – нормативный минеральный состав горных пород, рассчитанный методом В. Кросса, Дж. Иддингса, Л. Пирсона и Г. Вашингтона

DM – деплетированная мантия

D-MORB (depleted-type MORB) – деплетированный тип базальтов срединно-океанических хребтов

EMI и EMII – разновидности обогащенной мантии

FAB – преддуговые базальты

HFSE (High field strange elements) - высокозарядные элементы

HREE (Heavy rare earth elements) - тяжёлые редкоземельные элементы

G-MORB (garnet-influenced MORB) – базальты, образованные в результате частичного плавления деплетированного мантийного источника, характеризующегося присутствием гранат-содержащих мафитовых слоев

IAT – островодужные толеитовые базальты

LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary) – литосферно-астеносферная граница

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы

Mg# (= $Mg/(Mg+Fe) \times 100\%$) – магнезиальность

MTB (medium-Ti basalt) - базальты со средним содержанием Ti

E-MORB (enriched-type MORB) – базальты срединно-океанических хребтов, обогащенного типа

N-MORB (Normal middle-ocean ridge basalts) - базальты срединно-океанических хребтов

OIB - базальты океанических островов

P-MORB (plume-type MORB) - базальты, образованные в плюм-проксимальных спрединговых хребтах

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

REE (РЗЭ) – (Rare earth elements) - редкоземельные элементы

SSZ (supra subduction zone) – супрасубдукционная зона

SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly) - Южно-Тихоокеанская тепловая и изотопная аномалия

TAS – total alkali – silica diagram ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) (сумма щелочей – кремнезем)

UCC - верхняя континентальная кора

ϵNd – эpsilon неодима

ϵSr – эpsilon стронция

ВВЕДЕНИЕ

В 2024 году были продолжены геологические, геохимические и изотопные исследования основных-ультраосновных пород различного генезиса в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

Целью исследований являлось создание генетических моделей образования и эволюции ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона, его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем. Научная тема исследования соответствует направлению фундаментальных и поисковых исследований «Геология твёрдых полезных ископаемых», раздел «Металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Исследования 2024 года были направлены на изучение:

- 1) Мантийных секций надсубдукционных офиолитов и орогенных перидотитовых массивов юга Сибири и Монголии;
- 2) Кимберлитов Якутской провинции и ксенолитов из кимберлитовых трубок;
- 3) Рифтогенных девонских и юрско-меловых вулканоплутонических серий южного складчатого обрамления Сибирской платформы;
- 4) Ультраосновных-основных пород массивов Лысанского комплексов западной части Восточного Саяна;
- 5) Лампроитов Алданской щелочной провинции;
- 6) Пород Зашихинского месторождения Восточного Саяна;

В ходе выполнения НИР в 2024 г. получены следующие результаты:

1) На основании расчёта фугитивности кислорода в ряде перидотитовых массивов ЦАСП, которые представляют собой надсубдукционную литосферную мантию, и сопоставления с литературными данными показано, что надсубдукционная литосферная мантия может быть не так окислена, как ранее предполагалось. Представляющие ее перидотиты демонстрируют широкий диапазон вариаций фугитивности кислорода. Причины этого – условия плавления, наличие процесса взаимодействия с расплавом и разная интенсивность проработки надсубдукционным окисленным флюидом. Также это может быть обусловлено и неоднородностью надсубдукционной мантии: в ней могут присутствовать блоки, испытавшие более древнее плавление и до попадания в надсубдукционную зону являвшиеся более восстановленной субкратонной мантией. Таким блоком в надсубдукционной мантии является офиолитовый массив Хара-Нур (Восточный Саян). Изучение флюидных включений в оливинах и серпентиновых прожилков показало, что перидотиты массива Хара-Нур испытали взаимодействие с относительно окисленным надсубдукционным флюидом (H_2O-CO_2), который при серпентинизации внутри флюидных включений был трансформирован в восстановленный флюид (CH_4) и ассоциацию

вторичных минералов (серпентин, брусит, магнетит, редко – магнезит и доломит). При этом, часть флюидных включений сложена только $\text{CH}_4 \pm$ графитом, что указывает на восстановленную природу флюида и несмесимость водных и углеводородных флюидов над зонами субдукции.

2) Изучен изотопный состав кислорода из минералов кимберлитов и мантийных ксенолитов из кимберлитовых полей Сибирского кратона. Установлено, что литосферная мантия Сибирского кратона неоднородна по изотопному составу кислорода. Для оливина и граната из кимберлитов и перидотитовых ксенолитов центральной части Сибирского кратона наблюдается зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ от состава минералов (прямая корреляция с $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$), что можно связать с кристаллизацией данных минералов из расплава. Деформированные разновидности лерцолитов по сравнению с крупно-зернистыми разновидностями перидотитов характеризуются в целом более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и отсутствием корреляции с химическим составом минералов. Данный факт связывается с метасоматическими изменениями мантийными расплавами и связанными их воздействием деформационными процессами. Относительно легкий (ниже мантийных значений) изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$, характерный для оливина из основной массы кимберлитов и для минералов низко- Cr мегакристной ассоциации, согласуется с выводом о формировании кимберлитового расплава в астеносферной зоне мантии. Высокий изотопный состав минералов эклогитов центральной и северо-восточной части Сибирского кратона связывается наличием субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии. Однако наличие гранатовых клинопироксенитов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими $\delta^{18}\text{O}$ позволяет предположить процессы плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов.

3) Новые геохимические и изотопные данные для девонских магматических пород Урюпского участка Минусинского прогиба Алтае-Саянской рифтовой системы указывают на то, что: а) источник магматических расплавов формировался под влиянием мантийного плюма и фрагментов метасоматизированной мантии, сохранившихся после прекращения субдукционных событий, б) появление щелочных магм с высоким содержанием нефелина вызвано реакцией расплавов с блоками карбонатсодержащих осадков, в) вариации состава щелочных и умеренно-щелочных пород связаны с фракционной кристаллизацией и ассимиляцией магмами силикатной составляющей континентальной коры, деплетированного редкими литофильными элементами и отвечающей составу додевонских диоритов. Проведено сопоставление полученных характеристик с подобными данными по юрско-меловому вулканизму Западно-Забайкальской рифтовой области и установлена смешанная (внутриплитная и надсубдукционная) природа магматических источников,

формирующихся в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в широком возрастном диапазоне.

4) Установлено, что среди неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири массивы Лысанского комплекса являются наиболее близкими к Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции по особенностям геологического строения и петрографическому составу пород. Формирование пироксенитов с различным содержанием рудного вещества происходило в результате дифференциации производного магматического расплава, сильно обогащенного титаном, железом, кальцием и фосфором на относительно небольших глубинах.

5) Состав породообразующих и акцессорных минералов из оливин-флогопит-лейцитовых пород Мурунского щелочного комплекса соответствует таковым из оранжеев или лампрофиров. В первичных расплавных и флюидных включениях обнаружено присутствие CO_2 , N_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , H_2 и H_2S , а также сульфатов и гидрокарбонатов, в качестве твердых дочерних фаз. Растворы включений содержат HS- и хлориды. В составе включений присутствуют неупорядоченный углерод и битум. Все это свидетельствует об участии в выплавлении первичной магмы глубинных углеводородов, которые затем растворяются в этой магме и после кристаллизации силикатной части магмы выделяются в виде газов в остаточном расплав-флюиде кальцит-кварцевых карбонатитов. Преобладающей формой серы в карбонатитовом расплаве, в результате кристаллизации которого образовались графические кальцит-кварцевые карбонатитоиды Мурунского массива, являлся H_2S , преобладающей формой углерода были карбонаты и CO_2 . Присутствие сульфидной серы в магматическом расплаве обеспечивало появление сульфидов на стадии кристаллизации карбонатитов. Впервые полученный изохронный возраст 273 ± 69 млн лет по монациту из пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива свидетельствует о том, что они внедрялись после редкометалльных пегматитов северо-западного участка и позволяет с определенной долей осторожности предположить существование нескольких этапов становления редкометалльных пегматитов в массиве.

6) Показано сходство вещественных характеристик редкометалльных гранитов Хайламинского массива с тонкоигольчатым арфведсонитом и пойкилитовым арфведсонитом и принадлежность пород к двум фаціальным разновидностям гранитов, которые формировались в рамках одного магматического события из общего источника. Морфологическое различие амфиболов натриевой подгруппы может быть связано с разной скоростью кристаллизации щелочного расплава: образование пород с тонкоигольчатым арфведсонитом происходило быстрее, чем формирование редкометалльных гранитов с пойкилокристаллами. U-Pb (ID TIMS) геохронологическое датирование метамиктного

циркона из кварц-альбит-микроклиновых лейкогранитов и альбититов (269 ± 3 и 267 ± 1 млн лет) хорошо согласуются с ранее полученной оценкой возраста Rb–Sr в 261 ± 4 млн лет. Для щелочных гранитов Ингурского массива выполнены геохимические и термохронологические исследования, которые показали глубокую дифференциацию остаточных расплавов, способствовавшую накоплению рудных элементов в пегматитах. Наиболее вероятным источником мантийных магм, которые обеспечили формирование щелочно-гранитных массивов, мог стать Хангайский плюм – единственный центр магматической активности в интервале 270–240 млн лет назад в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.

Необходимые аналитические исследования выполнялись в: ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), ЦКП МИИ (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

В состав научного коллектива исполнителей проекта в 2024 году входили: 1 академик РАН, 5 докторов геолого-минералогических наук, 5 кандидатов геолого-минералогических наук. Доля исследователей в возрасте до 39 лет в общей численности исследователей составляет 40 %.

Работа по решению отдельных задач проекта ведётся в тесном сотрудничестве с представителями научных коллективов ИГЕМ РАН (г. Москва), ТГУ (г. Томск), СФУ (г. Красноярск), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИЗК СО РАН (г. Иркутск), Китайского университета нефти (Пекин, КНР), Канадских университетов Торонто и Карлетон (Онтарио, Канада).

Государственное задание по проекту за 2024 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 7 статей в рецензируемых журналах, в том числе 1 в журнале QI-II, 4 включены в национальный список научных журналов, сделано 11 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА

Раздел 1 Магматические комплексы конвергентных границ литосферных плит

1.1. Фугитивность кислорода и флюидный режим надсубдукционной литосферной мантии: перидотитовые массивы юга Сибири и Монголии

Проведено изучение фугитивности кислорода в ряде перидотитовых массивов ЦАСП, которые представляют собой надсубдукционную литосферную мантию. Состояние окисленности-восстановленности литосферной мантии активно обсуждается в настоящее время [1-5]. Известно, что наиболее восстановлены перидотиты субконтинентальной литосферной мантии, наиболее окислены перидотиты надсубдукционных зон, а абиссальные перидотиты занимают промежуточное положение [6]. Цель проведенного исследования – установить состояние окисленности надсубдукционной литосферной мантии и обсудить возможные причины вариаций фугитивности кислорода в ней.

В составе надсубдукционной мантии могут быть преддуговые перидотиты, формировавшиеся в зонах спрединга над зоной субдукции, и перидотиты мантийного клина, испытавшие только взаимодействие с просачивающимся субдукционными расплавами и флюидами.

Изученные нами перидотиты имеют разный генезис, но для всех них можно выделить общие этапы формирования: 1) частичное плавление; 2) взаимодействие с субдукционными расплавами и флюидами; 3) субсолидусное переуравновешивание в условиях мантии.

Рассмотрим возможное изменение фугитивности кислорода в этих процессах. В работе [3] было показано, что в случае не буферизуемого окисленным флюидом безводного декомпрессионного плавления Fe^{3+} будет предпочтительнее уходить в расплав, по сравнению с Fe^{2+} . Это приводит к уменьшению Fe^{3+} в рестите, уменьшению $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в шпинели и понижению фугитивности кислорода в реститах с ростом степени плавления. Начало безводного плавления астеносферной мантии в гранатовой фации обеспечивает более низкие значения фугитивности кислорода в перидотитовых реститах по сравнению с реститами, образовавшимися в результате плавления только в шпинелевой фации [5].

При буферизуемом флюидом водном плавлении уменьшение содержания Fe^{3+} в рестите не происходит [3]. Процесс водного плавления, который происходит в зонах спрединга при зарождении субдукции, приводит к более окисленному состоянию перидотитов надсубдукционной мантии в результате привноса воды и трехвалентного железа [7]. Судя по геохимическим характеристикам, перидотиты массивов Эгийнгол,

Алаг-Хадни и Эрдэнэ-Уул могли образоваться в результате процесса безводного плавления, а перидотиты массивов Хара-Нур и Оспин – плавления с привнесом воды [8-10, неопубликованные данные авторов].

Процесс взаимодействия перидотит – расплав может происходить с растворением ортопироксена и образованием оливина, то есть в соответствии с реакцией: $Orx + L1 \rightarrow Ol + L2$ (1). Также он может происходить и с растворением оливина и образованием ортопироксена, то есть в соответствии с реакцией $Ol + L1 \rightarrow Ol + L2$ (2). При сфокусированном течении расплава в первом случае это приводит к формированию дунитов замещения по гарцбургитам, которые описаны во многих перидотитах как преддуговых из современных океанов, так и из надсубдукционных офиолитов. Среди рассматриваемых массивов взаимодействие перидотитов с расплавами в соответствии с реакцией (1) наблюдается в гарцбургитах офиолитов Восточного Саяна [10] и массива Алаг-Хадни [9]. Это фиксируется специфическими микроструктурами, а также наличием дунитов в массивах Хара-Нур и Оспин. При сфокусированном течении расплава в перидотитах в соответствие с реакцией (2) происходит формирование пироксенитов замещения по гарцбургитам, что описано в ряде надсубдукционных офиолитов [11]. Этот процесс изучался нами в перидотитовом массиве Эгийнгол. Наконец, перидотиты массива Эрдэнэ-Уул демонстрирует еще один вариант процесса взаимодействия – импрегнацию MORB-подобного расплава с образованием плагиоклазовых лерцолитов из деплетированных гарцбургитов. Процесс взаимодействия перидотитов с флюидом приводит к их более окисленному состоянию, так как надсубдукционные флюиды преимущественно окислены. Фугитивность кислорода больше зависит от температуры и меньше – от давления [6]. Тем не менее, было показано, что охлаждение мантии не приводит к существенному изменению фугитивности кислорода, и при этом значения fO_2 изменяются параллельно буферу FMQ [7].

Состав минералов определялся методом EPMA на рентгеновском микроанализаторе JEOL-8200. Отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелиде может быть оценено разными методами: стехиометрическим расчетом из данных EPMA (1), прямым анализом методом мёссбауэровской спектроскопии (2), методом коррекции EPMA данных исследуемых образцов с одновременной съемкой серии стандартов с известным отношением $Fe^{3+}/\Sigma Fe$, полученным методом мёссбауэровской спектроскопии (3) [12]. Во всех методах возможны ошибки в определении $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ [12]. Первоначально, $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ определялось из стехиометрических расчетов и этот метод позволил выявить основные закономерности изменения фугитивности кислорода в верхней мантии. Методы (2) и (3) стали активно использоваться в последнее десятилетие. Мы полагаем, что расчет $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в

хромшпинелидах из стехиометрии позволяет провести не количественную, но качественную оценку фугитивности кислорода. В изученных перидотитах и пироксенитах отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелидах определялось из стехиометрического расчета. В гарцбургитах массива Хара-Нур это отношение также было сделано методом (3), чтобы подтвердить необычно низкие отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелидах (рисунок 1).

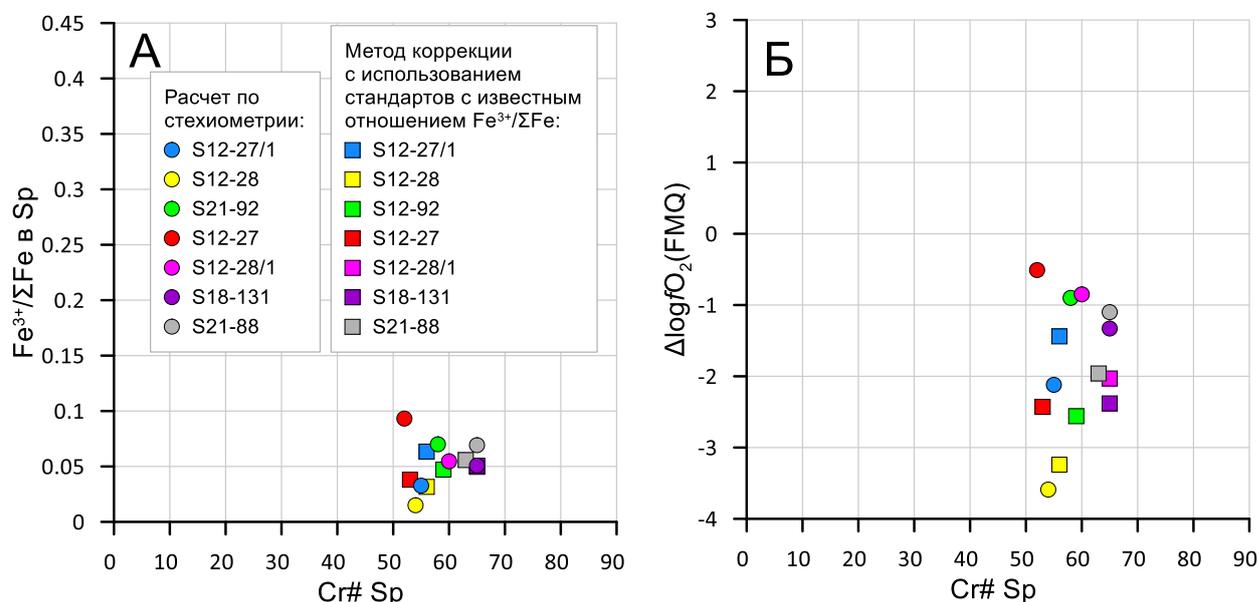


Рисунок 1 - Сопоставление значений $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелидах (А) и $fO_2 - Cr\#$ хромшпинелида (Б) в гарцбургитах массива Хара-Нур при определении $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ методами (1) и (3) (пояснения в тексте). $Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al)$

Расчет фугитивности кислорода проводился с помощью программы SpfO2 [1]. В нем используются составы хромшпинелида, оливина и ортопироксена пород. Расчет фугитивности кислорода проводится по трем уравнениям, что обеспечивает большую надежность ее определения. Равновесная температура пород оценивалась по оливин-шпинелевому геотермометру [13]. Расчет производился для $P=0.6$ GPa.

Низкие значения отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в шпинелях и фугитивности кислорода в гарцбургитах западной части массива Эгийнгол согласуются с предполагаемой природой этого блока (рисунок 2). Состав этих пород может быть объяснен их образованием в результате безводного частичного плавления мантийного вещества в зонах спрединга [9]. Это могло происходить в срединно-океаническом хребте, задуговом бассейне или в преддуговой области над зоной субдукции на ранних стадиях плавления без привноса субдукционного компонента. А для перидотитов такого генезиса значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ и fO_2 , наблюдаемые в гарцбургитах западной части массива Эгийнгол, обычны для абиссальных перидотитов. В восточной части Эгийнгольского массива в гарцбургитах присутствует большое количество пироксенитовых жил.

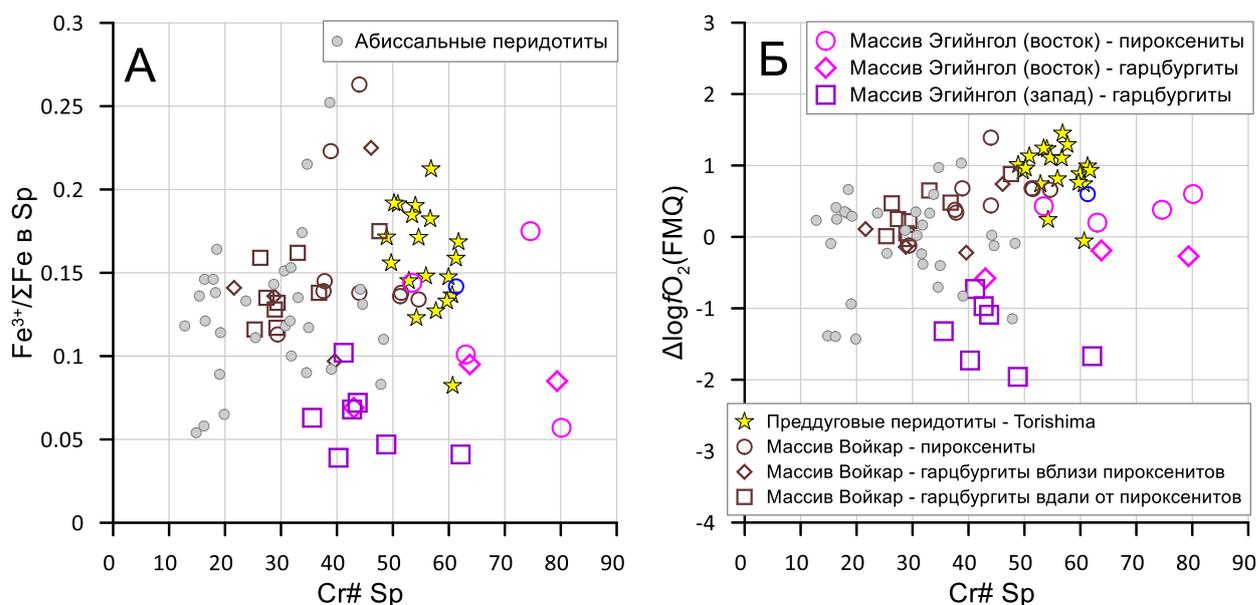


Рисунок 2 - Диаграммы $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелиде – $Cr\#$ хромшпинелида (А) и fO_2 – $Cr\#$ хромшпинелида (Б) в гарцбургитах и пироксенитах массива Эгийнгол.

Литературные данные: перидотиты и пироксениты офиолитового массива Войкар (Полярный Урал) по [11]; абиссальные перидотиты по [2]; преддуговые перидотиты Torishima по [7, 14]

Как было показано [15], они могли образоваться как пироксениты замещения из гарцбургитового субстрата при взаимодействии гарцбургитов с просачивающимися бонинитоподобными расплавами. Петрографические свидетельства процесса – присутствие реликтов оливина с составом оливина гарцбургитов в ортопироксене и реликтов ортопироксена в клинопироксене. Кроме того, в пироксенитах отмечено постепенное изменение состава ортопироксена от составов, подобных ортопироксену гарцбургитов, в направлении уменьшения $Mg\#$ и роста содержаний Al , Cr , Na [15]. То есть, более высокие значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ и fO_2 в ортопироксенитах и гарцбургите восточной части по сравнению с таковыми в западном блоке Эгийнгольского массива могут быть обусловлены этим процессом. При этом, присутствие воды и трехвалентного железа в просачивающемся расплаве приводят к изменению состава шпинели в пироксенитах, а не к росту трехвалентного железа в ортопироксене, только в одном образце расчеты стехиометрии показывают наличие ~ 0.8 вес % Fe_2O_3 . В массиве Войкар (Полярный Урал) описан подобный процесс образования пироксенитов при взаимодействии абиссальных перидотитов с бонинитоподобными расплавами и флюидами в надсубдукционной зоне [11]. Там также наблюдается рост фугитивности кислорода в пироксенитах по сравнению с ее значениями в гарцбургитах (рисунок 2). Следует отметить, что в Эгийнгольском массиве по сравнению с массивом Войкар наблюдается бóльший рост $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в шпинели и

фугитивности кислорода в пироксенитах относительно этих данных в гарцбургитах, что может быть связано с большей проработкой флюидами.

Гарцбургиты Алаг-Хадни имеют петрографо-минералого-геохимические особенности, которые характерны для литосферной мантии мантийного клина над зоной субдукции, преобразованной расплавами островодужного типа [9]. Их протолиты до перемещения в мантийный клин могли формироваться при безводном частичном плавлении в зоне спрединга, например, в срединно-океаническом хребте [9]. Микроструктуры пород (наличие вогнутых границ зерен ортопироксена и присутствие новообразованных мелких зерен шпинели, оливина и клинопироксена) отражают процесс взаимодействия с расплавом в соответствии с реакцией $Orx + L1 \rightarrow Ol + Sp + Crx + L2$. Тем не менее, в ортопироксенах расчеты стехиометрии не показывают присутствия трехвалентного железа. Значения $Fe^{3+}/\sum Fe$ и fO_2 в гарцбургитах Алаг-Хадни соответствуют верхнему уровню окисленности абиссальных перидотитов (рисунок 3).

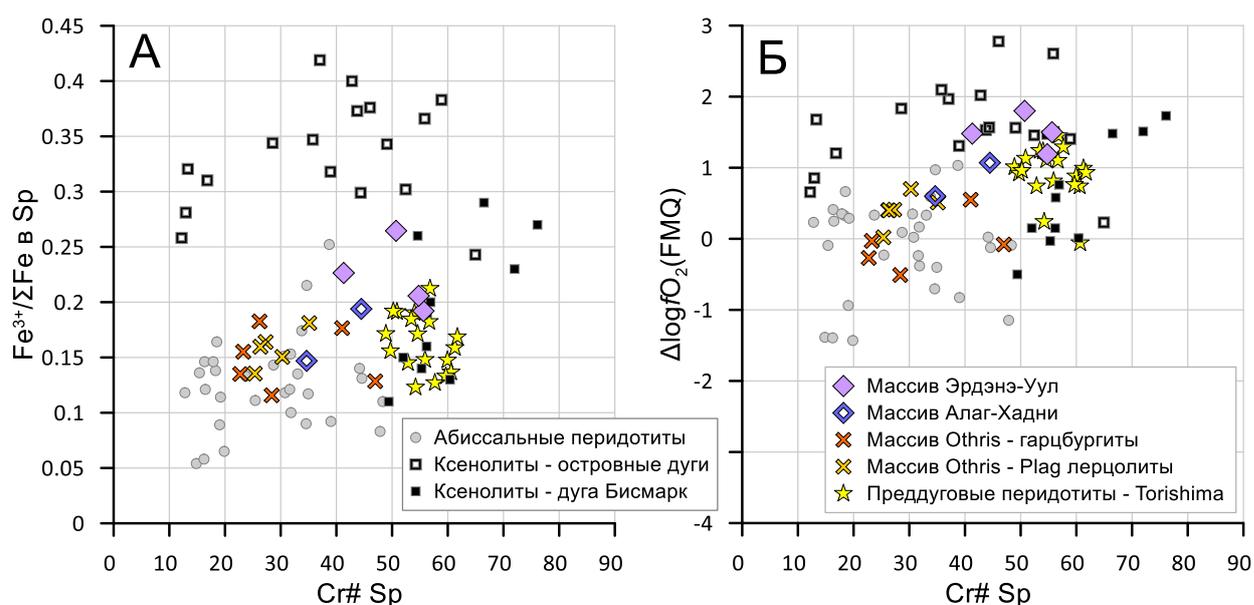


Рисунок 3 - Диаграммы $Fe^{3+}/\sum Fe$ в хромшпинелиде – Cr# хромшпинелида (А) и fO_2 – Cr# хромшпинелида (Б) в гарцбургитах Алаг-Хадни и плагиоклазовых лерцолитах массива Эрдэнэ-Уул.

Литературные данные: перидотиты массива Othris (Греция) по [16], абиссальные перидотиты и ксенолиты островных дуг по [2], ксенолиты вулкана Риттер (запад дуги Бисмарк) по [3], преддуговые перидотиты Torishima по [7,14,17]

Вулканы, дайки и габбро офиолитов Эрдэнэ-Уул показывают варьирующие геохимические характеристики – от подобных MORB или BABB до островодужных вулканитов (неопубликованные данные авторов). Эти гибридные особенности могут быть обусловлены формированием при магматизме, переходном между островодужной обстановкой и задуговым бассейном. Особенности состава плагиоклазовых лерцолитов

офиолитов Эрдэнэ-Уул не могут быть объяснены простой моделью образования в результате частичного плавления ДМ. Часть образцов имеет фертильный состав. По содержанию петрогенных и редких элементов в породе и клинопироксене, низкой магнезиальности оливина они близки к составу мантийного резервуара «деплетированная мантия» (ДМ). При этом шпинель в этих образцах имеет хромистость 0.41 и 0.50, что соответствует ~ 20-25% плавления ДМ. Кроме того, наблюдаются высокие содержания Ti в шпинелях, широкие вариации магнезиальности и содержаний Al₂O₃ и Cr₂O₃ в пироксенах. В образцах присутствуют самостоятельные зерна шпинели и плагиоклаза, признаков фазового перехода этих минералов с изменением давления не наблюдается (неопубликованные данные авторов). Все это хорошо согласуется с существующей моделью [16] образования плагиоклазовых лерцолитов в литосферной мантии в результате взаимодействия более деплетированных гарцбургитов с MORB – подобными расплавами. Наблюдаемые значения Fe³⁺/ΣFe в хромшпинелидах и фугитивности кислорода в лерцолитах Эрдэнэ-Уул выше, чем в абиссальных перидотитах и близки к таковым в сильно деплетированных и обогащенных субдукционным компонентом преддуговых гарцбургитах Torishima (рисунок 3). Процесс рефертилизации перидотитов MORB-подобными расплавами обычно не приводит к изменению фугитивности кислорода. Например, плагиоклазовые лерцолиты офиолитов Othris [16] имеют фугитивность кислорода такую же, как в гарцбургитах массива, из которых они образовались в процессе рефертилизации MORB-подобным расплавом, причем значения фугитивности кислорода в них такие же, как в абиссальных перидотитах (рисунок 3). Для срединно-океанических перидотитов, отобранных в пределах одного сегмента Срединно-Индийского океанического хребта (SWIR) было показано [4], что импрегнация в них MORB-подобного расплава не приводит к росту фугитивности кислорода в плагиоклаз-содержащих разновидностях лерцолитов. Возможное объяснение более окисленного состояния рефертилизированных плагиоклазовых лерцолитов Эрдэнэ-Уул – их образование вблизи зоны субдукции. Их протолиты могли формироваться в результате водного с добавлением субдукционного компонента плавления в геодинамической обстановке спрединга в задуговом бассейне, как, например, это происходит в задуговом бассейне Лау. С этой гипотезой согласуются и более высокие значения хромистости в части образцов, по сравнению с абиссальными перидотитами, что свидетельствует о более высоких степенях плавления.

Неожиданно низкие значения Fe³⁺/ΣFe в хромшпинелидах и фугитивности кислорода оказались в гарцбургитах массивов Хара-Нур и Оспин (рисунок 4).

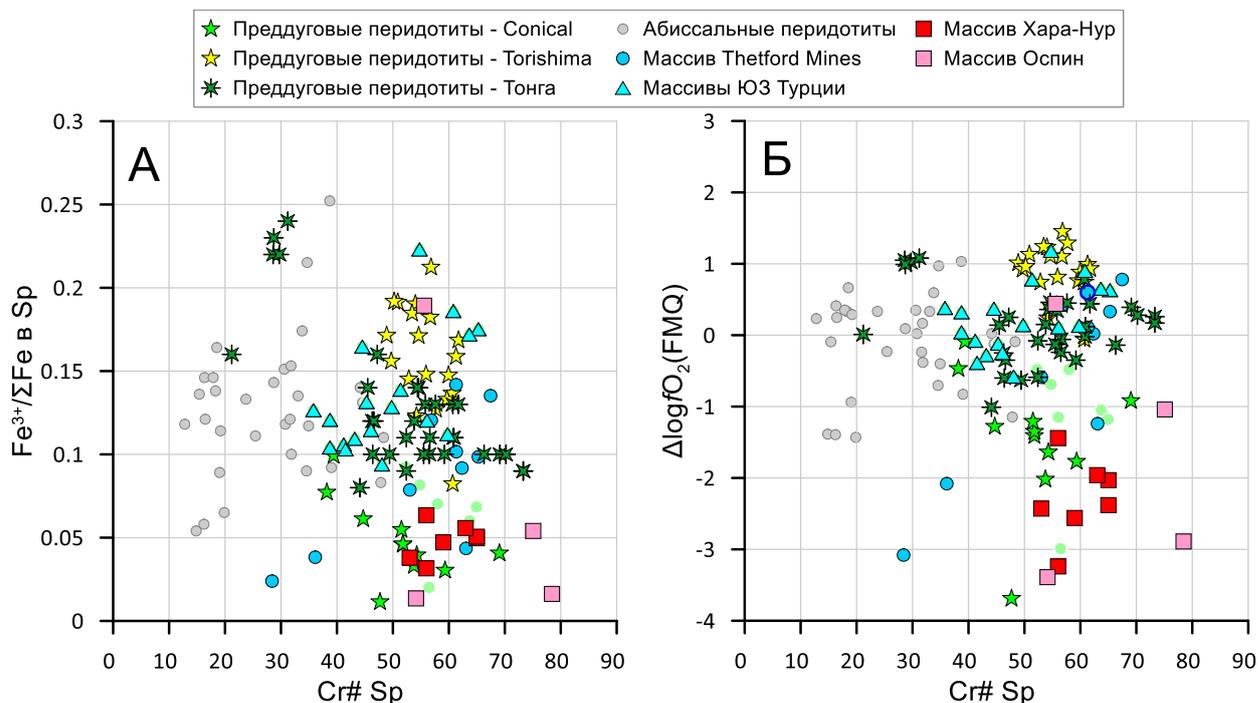


Рисунок 4 - Диаграммы $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелиде – Cr# хромшпинелида (А) и fO_2 – Cr# хромшпинелида (Б) в гарцбургитах массивов Хара-Нур и Оспин.

Литературные данные: преддуговые перидотиты Torishima и Conical по [14, 17], абиссальные перидотиты и преддуговые перидотиты Тонга по [2], перидотиты офиолитового массива Thetford Mines (Аппалачи) по [18], перидотиты офиолитов палеоокеана Неотетис (ЮЗ Турции) по [19]

Массивы Хара-Нур и Оспин входят в состав офиолитов Восточного Саяна, которые по ассоциации пород коровой части разреза (бониниты, IAT, и кристаллизовавшиеся из этих расплавов породы расслоенного комплекса) могут быть отнесены к надсубдукционным офиолитам по классификации [20]. Гарцбургиты Хара-Нур имеют очень деплетированный состав: малое количество пироксенов, высокомагнезиальные составы силикатов, низкие содержания Al_2O_3 и HREE в породах и пироксенах, и в то же время они обогащены сильно несовместимыми элементами, в том числе LREE [10]. По геохимическим характеристикам гарцбургиты Хара-Нур близки к гарцбургитам Torishima Идзу-Бонин-Марианской преддуговой системы [17]. В настоящее время, основная модель образования преддуговых перидотитов предполагает плавление мантийного вещества в зоне спрединга при зарождении субдукции [2]. Геохимические особенности гарцбургитов Torishima интерпретируются как результат частичного плавления с добавлением субдукционного компонента и процесса взаимодействия с бонинитоподобными расплавами. Они имеют более высокие значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелидах и фугитивности кислорода по сравнению с таковыми в абиссальных перидотитах (рисунок 4). Выявление этого факта послужило основой для развития представлений о более окисленном состоянии преддуговой литосферной мантии. В гарцбургитах Хара-Нур также

установлены петрографические и геохимические признаки процесса из взаимодействия с бонинитоподобным расплавом [10]. При этом они имеют более низкие значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелидах и фугитивности кислорода в породах по сравнению с преддуговыми и даже абиссальными перидотитами (рисунок 4).

Обзор имеющихся литературных данных показал, что в некоторых преддуговых перидотитах, например, офиолитов палео-океана Неотетис [19], наблюдаются повышенные значения фугитивности кислорода, сопоставимые с таковыми в гарцбургитах Torishima (рисунок 4). В то же время, другие преддуговые перидотиты, например Conical [17], Тонга [2], Thetford Mines [18], характеризуются более низкими значениями fO_2 . То есть, преддуговая литосферная мантия может быть не так окислена, как предполагалось ранее.

Низкие значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромшпинелидах и фугитивности кислорода в гарцбургитах Хара-Нур могут быть обусловлены иным генезисом по сравнению с преддуговыми перидотитами. Они могут представлять собой блок субконтинентальной литосферной мантии, которая характеризуется более восстановленным состоянием [10]. Они не комплементарны бонинитам офиолитов Восточного Саяна. Их образование в результате более древнего плавления подтверждается результатами изучения Re-Os систематики [21]. Перидотиты с более древними Os модельными возрастами описаны в литосферной мантии современных океанов, куда они могут попасть при расколе континентов [22]. Гарцбургиты Хара-Нур были подняты восходящими потоками плавящейся астеносферной мантии при спрединге над зоной субдукции, когда происходило образование бонинитов. При этом они уже не плавилась в связи с высокой степенью деплетированности, а были перемещены в мантийный клин, где подверглись преобразованию бонинитоподобными расплавами, что не привело к значительному изменению их восстановленного состояния.

Появились данные, что среди абиссальных перидотитов также встречаются деплетированные гарцбургиты, характеризующиеся ультранизкими значениями фугитивности кислорода [5]. Это объясняется их образованием в результате высоких степеней плавления вначале в гранатовой, а затем в шпинелевой фации во время генерации древних коматиитов, а не современных базальтов [5].

Таким образом, надсубдукционная литосферная мантия может быть не так окислена, как ранее предполагалось. Представляющие ее перидотиты демонстрируют широкий диапазон вариаций фугитивности кислорода. Причины этого – условия плавления, наличие процесса взаимодействия с расплавом и разная интенсивность проработки надсубдукционным окисленным флюидом. Наконец, это может быть обусловлено и неоднородностью надсубдукционной мантии. В ней могут присутствовать блоки,

испытывавшие более древнее плавление и до попадания в надсубдукционную зону являвшиеся более восстановленной субкратонной мантией.

Перидотиты массива Хара-Нур после взаимодействия с бонинито-подобными расплавами испытали метаморфизм в мантийном клине над зоной субдукции [23]. Это привело к формированию Ol-Trm и Ol-Atg-Di метаперидотитов по гарцбургитам. Метаморфические преобразования гарцбургитов выражены в развитии серпентиновых прожилков (ранний антигорит и поздний хризотил) и вторичных флюидных включений в оливине. Проведено изучение флюидных и твердофазных включений в оливине из относительно свежих перидотитов Хара-Нурского массива. Ранее с использованием метода Рамановской спектроскопии установлено, что флюидные включения являются вторичными, содержат метан, графит и минералы, возникшие при серпентинизации оливина-хозяина: серпентин (антигорит, хризотил), брусит, магнетит [24]. Происхождение CH_4 -содержащих флюидных включений интерпретируется как результат захвата водного флюида, содержащего CO_2 . После захвата флюида оливин-хозяин взаимодействовал с водой и испытывал серпентинизацию с формированием дочерних минералов (серпентин, брусит, магнетит) и связанным окислением FeO оливина с формированием Fe_2O_3 (входящим в магнетит и серпентин) и одновременным выделением H_2 . Выделяющийся при серпентинизации внутри флюидного включения H_2 взаимодействует с CO_2 флюида, что приводит к образованию CH_4 в оливин-содержащих флюидных включениях [25]. Методом SEM-EDS проведено дополнительное изучение включений в оливине и серпентиновых прожилков в перидотитах. Установлено, что среди вскрытых флюидных включений, сложенных главным образом магнетитом и серпентином, в подчиненном количестве присутствуют карбонаты – доломит и магнезит. В центральных частях некоторых серпентиновых прожилков также установлены доломит и магнезит. Это указывает, что при серпентинизации по крайней мере часть водных флюидов была окислена и действительно содержала CO_2 . В подавляющем большинстве флюидных включений при серпентинизации оливина-хозяина и выделении H_2 произошло восстановление CO_2 до CH_4 . Тем не менее, другая часть флюидных включений в оливине не содержит дочерних минералов, возникших при серпентинизации, сложена $\text{CH}_4 \pm$ графитом, и первоначальный флюид для этих включений был восстановленным.

Зоны субдукции являются одним из главных механизмов поступления углерода в мантию Земли. В субдуцирующей океанической плите углерод находится главным образом в окисленной форме, в карбонатах – в осадочных породах (включая карбонатные осадки), в карбонатизированных породах океанической коры и в гидротермально преобразованных перидотитах океанической мантии. По мере погружения субдуцирующей плиты, реакции

дегидратации и декарбонатизации приводят к высвобождению $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидов, которые мигрируют в мантийный клин. Таким образом, традиционно считается, что флюиды зон субдукции – относительно окисленные, и могут приводить к развитию карбонатов в перидотитах мантийного клина [26]. Тем не менее, в последнее время появляются работы, обсуждающие возможность миграции восстановленных CH_4 -содержащих флюидов над зонами субдукции [27], которые могут возникать при серпентинизации ультраосновных пород мантийного клина, генерации H_2 и его взаимодействием с CO_2 с дальнейшим формированием CH_4 и других углеводородов. Отметим, что флюиды, проходившие через перидотиты Хара-Нурского массива, были как окисленными ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), так и восстановленными. Вероятно, эти флюиды были несмесимыми, что отмечается для водных и углеводородных флюидов над зонами субдукции [28].

Раздел 2. Внутриплитовые континентальные магматические комплексы

2.1. Изучение состава высокобарических минералов (оливина, граната и клинопироксена) из мантийных ксенолитов кимберлитовых трубок различных частей Сибирского кратона

Изучение изотопного состава кислорода минералов литосферной мантии позволяет сделать выводы об их происхождении и влиянии материала рециклированной земной коры в мантийных процессах. С выводом об инвариантности изотопного состава кислорода для минералов литосферной мантии связано понятие мантийного диапазона (мантийного значения), как изотопной характеристики мантийных пород [29-30]. Для единого мантийного парагенезиса в целом наблюдается зависимость значения δO^{18} от последовательности кристаллизации из единого расплава (эмпирический ряд $Ol < Grt < Орх < Срх$). Например, для мантийного оливина (Ol), независимо от принадлежности разным фациям (алмаз-, гранат-содержащим), авторы приводят усредненное значение $5.19 \pm 0.26\%$ [29]. Для граната приводятся данные $5.3 \pm 0.3\%$ (на основе статистических данных по гранатам из наименее измененных гранатовых перидотитовых ксенолитов) [30]. Однако от данной последовательности наблюдаются отклонения. Значения, выходящие за пределы мантийного диапазона, объясняются различными процессами [31-33]: мантийным метасоматозом, частичным плавлением пород океанической литосферы в зоне субдукции, а также дегидратацией в зонах субдукции, изотопным обменом между сокристаллизующимися минералами в условиях литосферной мантии. Породами, в которых наблюдается значительная вариация изотопного состава кислорода в гранате, являются эклогиты ($\delta^{18}O$ 4.51 - 8.69%). Они также характеризуются значительными вариациями состава минералов, относительно высоким содержанием Al_2O_3 (14-20 мас.%) и низким содержанием MgO (10-15 мас.%), деплетированием элементов группы LREE и Eu-аномалией (что свидетельствует о присутствии плагиоклаза в протолите) [31]. Дополнительные исследования позволяют выявить роль метасоматических процессов в литосферной мантии Сибирского кратона) и наличии зон палеосубдукции.

Нами был изучен изотопный состав кислорода из минералов кимберлитовых трубок Обнаженная (Куойкское поле, северо-восток Сибирского кратона) и Удачная-Восточная (Далдынское поле, центр Сибирского кратона), отличающейся уникальной свежестью кимберлитов и глубинных ксенолитов. Изотопный анализ кислорода выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (аналитик Веливецкая Т.А.). Аналитические исследования были выполнены для породообразующего минерала кимберлитов – оливина (кристаллизация которого началась на мантийных

глубинах и завершилась в трубочных условиях при формировании основной массы породы); а также для минералов из крупно-зернистых перидотитов (относительно низкотемпературных) и высокотемпературных деформированных перидотитов (Ol - оливин, Grt - гранат, Crx - клинопироксен), а также для минералов низко-Cr мегакристовой ассоциации. Всего было сделано 120 анализов, в том числе Ol - 63, Grt - 34, Crx - 23.

Оливин (Ol) основной массы кимберлитов образует идиоморфные и субидиоморфные фенокристаллы размером от 0.25 до 2 мм. Изотопный состав кислорода для оливинов из кимберлитов приведена на рисунке 5. Вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ для Ol основной массы установлены в интервале 4.7–4.9 ‰, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ 4.76 ‰. Мегакристы Ol в кимберлитах трубки Удачная-восточная образуют две генетические группы. Первая группа представлена высокомагнезиальными Ol зеленого цвета (92.8 ± 0.81 Fo минала), нередко содержащими включения субкальциевых высоко-Cr Grt и CrSp. Высоко-Mg мегакристы Ol, по-видимому, являются ксенокристами пород алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса [34]. Вторая группа мегакристов Ol желто-бурого цвета характеризуется более железистым составом (86.9 ± 1.74 Fo минала) и принадлежит низко-Cr мегакристовой ассоциации, происхождение которых связывается с кимберлитами [35-36]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в мегакристах Ol 1-й и 2-й групп варьируют соответственно в пределах 4.9-5.4 и 4.6-5.0 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в оливинах из низко-температурных зернистых и высоко-температурных деформированных перидотитов варьируют соответственно в пределах 4.8-5.4 и 4.7-5.1 ‰. Оливины из деформированных перидотитов характеризуются (в среднем) более железистым составом (90.24 ± 1.70 Fo минала) по сравнению с Ol зернистых перидотитов (92.2 ± 1.05 Fo минала).

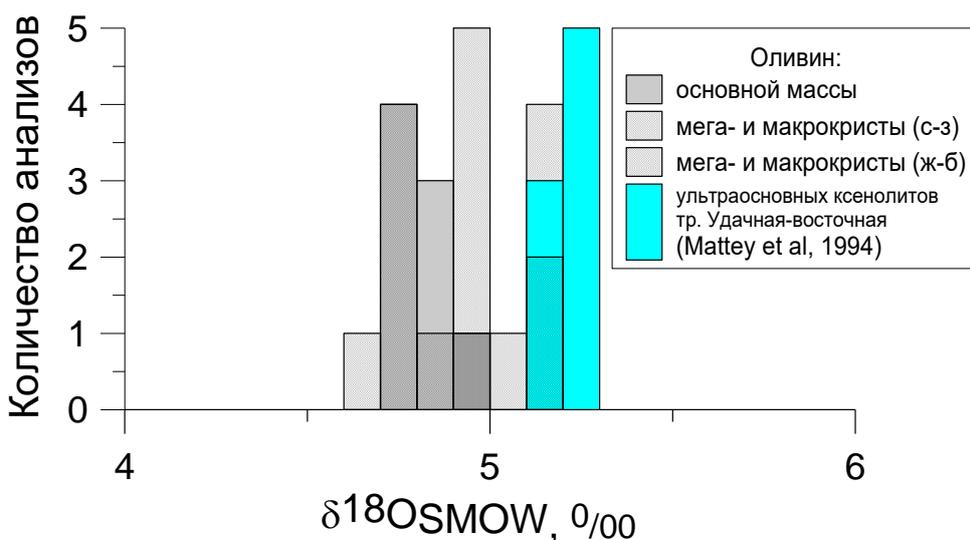


Рисунок 5 - Гистограмма распределения изотопного состава в оливинах разного парагенезиса из трубки Удачная-Восточная. Синее поле - ультраосновные ксенолиты [29]

Изотопный состав кислорода для оливинов из ксенолитов различных кимберлитовых трубок приведен на Рисунке 6.

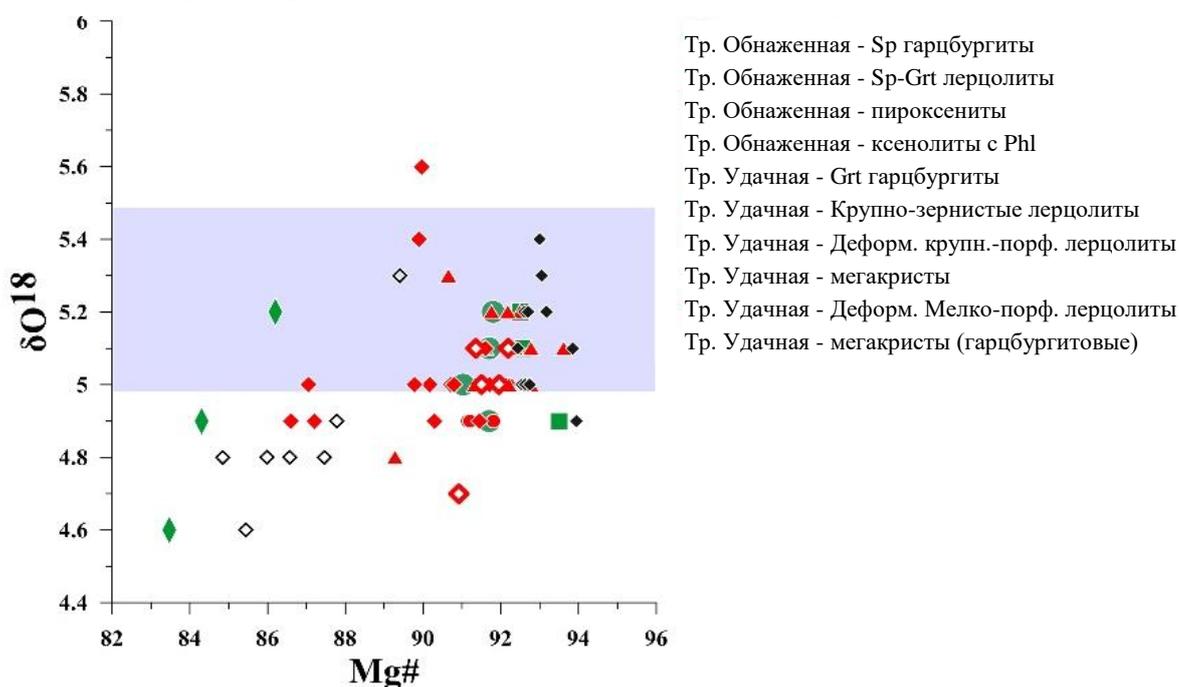


Рисунок 6 - График Mg# - значение изотопного состав кислорода в оливинах из ксенолитов и мегакристов трубок Удачная-Восточная и Обнаженная

Проведенное нами исследование показало наличие зависимости изотопного состава кислорода от состава не только для разных минералов, но и от состава одного и того же минерала, а также наличие неоднородности значения $\delta^{18}\text{O}$ для пород литосферной мантии. Изотопное фракционирование кислорода обусловлено разной изоморфной емкостью тяжелого изотопа O_2 для различных оксидов одного и того же минерала. Значение $\delta^{18}\text{O}$ для оливина и клинопироксена зависит от их магнезиальности, - снижается при уменьшении значения Mg#. Зависимость значения $\delta^{18}\text{O}$ от состава граната наиболее четко выражается при изменении содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 , - прямая и обратная корреляция соответственно. Наиболее глубинные породы литосферной мантии – деформированные лерцолиты характеризуются относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с зернистыми перидотитами, что объясняется их более высоко-Fe составом. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в оливине из низко- T^0 зернистых и высоко- T^0 деформированных перидотитов изменяются соответственно в пределах 4.8–5.4 и 4.7–5.1 ‰.

Иные зависимости изотопного состава кислорода от состава минерала обнаруживаются для **граната** (Рисунок 7 - 8).

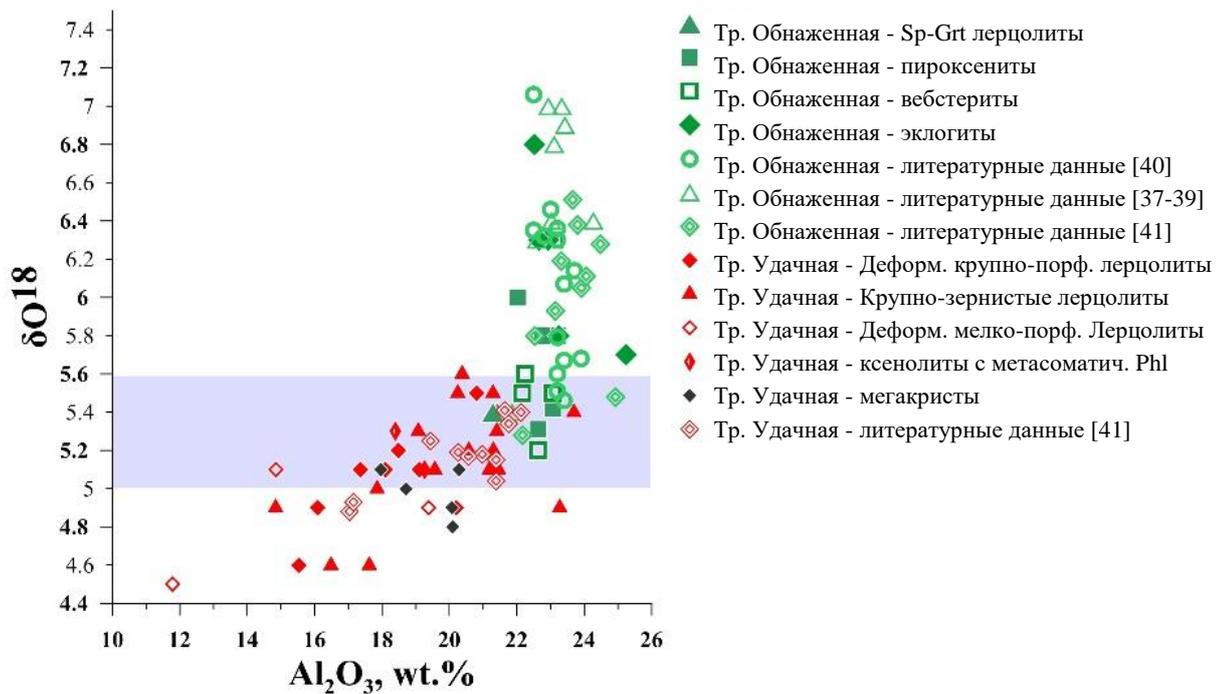


Рисунок 7 - Зависимость значений $\delta^{18}\text{O}$ от содержания Al_2O_3 в гранатах из кимберлитов трубок Удачная-Восточная и Обнаженная. Литературные данные [37-41]

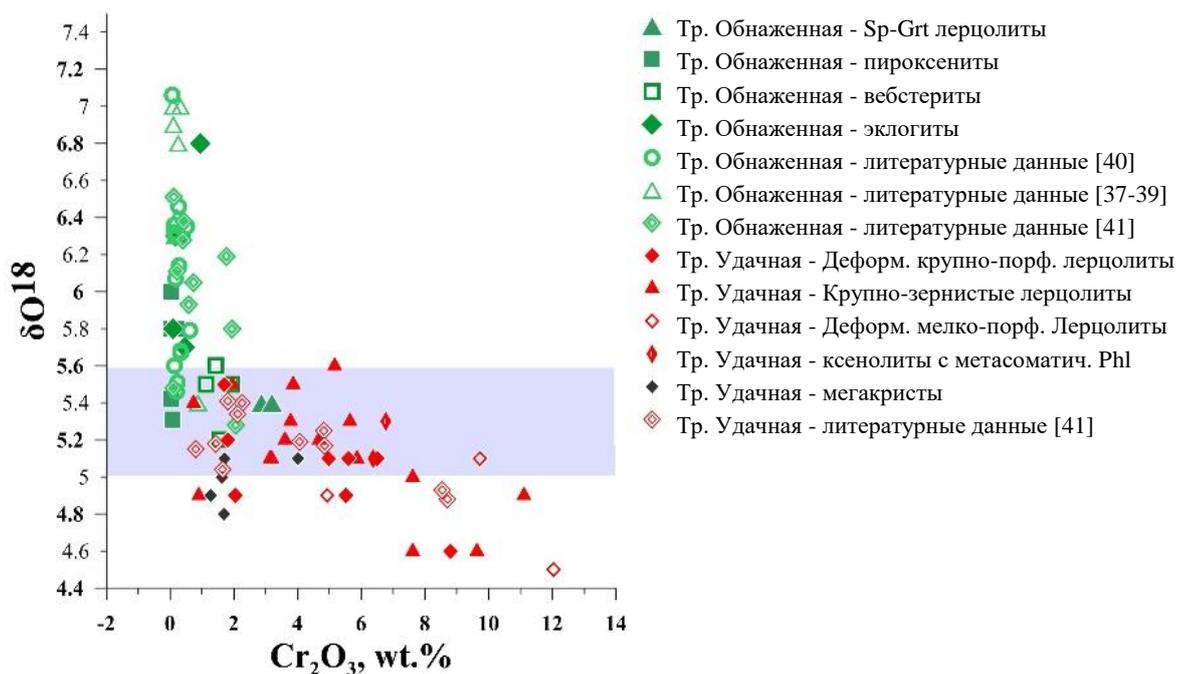


Рисунок 8 - Зависимость значений $\delta^{18}\text{O}$ от содержания Cr_2O_3 в гранатах из кимберлитов трубок Удачная-Восточная и Обнаженная. Литературные данные [37-41]

Основным фактором изменчивости химического состава граната выступает не коэффициент $\text{Mg}\#$, а содержание в минерале Al_2O_3 и Cr_2O_3 . На графике $\delta^{18}\text{O}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ в Grt обратная корреляция проявлена как для высокотемпературных деформированных перидотитов и низко-Cr мегакристов, так и для крупно-зернистых перидотитов. Для выборки из девяти анализов с содержанием Cr_2O_3 более 7 мас. % среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно 4.78

‰. Самому высокому содержанию Cr_2O_3 (12.03 мас. %) и, соответственно, самому низкому содержанию Al_2O_3 (11.78 мас. %) в Grt соответствует самое низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (4.5 ‰). Напротив, для низко-Cr, высоко-Al Grt характерен наиболее тяжелый изотопный состав кислорода. Эти выводы подтверждаются и данными работы [43]. Самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (<5.0 ‰) установлены для относительно высоко-Cr (5–8 % Cr_2O_3) гранатов из перидотитов трубки Удачная, а самые высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (≥ 5.4 ‰) – для низко-Cr (<2.5 % Cr_2O_3), высоко-Al гранатов (23.6 % Al_2O_3). Обратная корреляционная связь между $\delta^{18}\text{O}$ и Cr_2O_3 установлена для включений гранатов в алмазах из кимберлитов трубки Финш [44], в гранатах из полимиктовых перидотитов Каапвальского кратона ЮАР [43]. На примере рассмотренных минералов можно сделать заключение, что основным фактором изотопного фракционирования кислорода в мантийных минералах, кристаллизовавшихся из расплавов, как это и принято считать [43], является структурный фактор (катион-анионные связи). Именно с этим фактором связаны значительные различия в изотопном составе оксидных и силикатных минералов. По-видимому, изотопное фракционирование кислорода обусловлено разной изоморфной емкостью тяжелого изотопа кислорода для различных оксидов. Чем выше содержание относительно легких оксидов (Si, Mg, Al) в минерале, тем более тяжелым становится изотопный состав. При возрастании в минерале более тяжелых оксидов Fe, Cr изотопный состав кислорода оказывается более легким. Если это так, то с определенной долей допущения можно сделать вывод, что изотопный состав кислорода при его фракционировании является функцией интегрального эффекта от содержания основных оксидов, составляющих минерал. Облегчение изотопного состава кислорода в минералах деформированных перидотитов и низко-Cr мегакрист по сравнению с минералами низко-температурных зернистых перидотитов и высоко-Mg мегакрист можно рассматривать и как результат воздействия на них более легкого по изотопному составу кислорода астеносферного вещества при их формировании. Облегчение кислорода с глубиной, - от коры до нижней мантии связывается с повышением P–T параметров, с возрастающей ролью шпинелевой, а затем перовскитовой структур минералов. Таким образом, низкий $\delta^{18}\text{O}$ в оливине может объясняться влиянием расплавов астеносферного происхождения с изотопно-легким кислородом либо ассимиляцией кимберлитами пород с низким $\delta^{18}\text{O}$, включая метасоматизированные мантийные ксенолиты во время подъема кимберлита [45].

Для гранатов из трубки Обнаженная отмечаются в целом более высокие значения δO^{18} и отсутствие корреляции с составом минерала, что характерно для пироксенитового и эклогитового парагенезисов. Можно отметить, что пироксениты различных трубок демонстрируют значения $\delta^{18}\text{O}$, близкие к мантийным. Для гранатов из пироксенитов трубки Обнаженная данные варьируются от 5.2 до 5.8‰ (что с учетом погрешности метода анализа

$\pm 0.2-0.3\%$ может полностью лежать в пределах мантийных значений). Для гранатов из пироксенитов трубки Удачная изотопные значения кислорода изменяются от 5.3 до 5.8‰. Для пироксенов из соответствующих пород трубки Обнаженная отмечены значения 5.5 - 6.0‰ (в целом близкие к мантийным значениям). Для минералов из эклогитов отмечены высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, значительно выше мантийных. Для гранатов из трубки Обнаженная они составляют 5.8 - 6.9, для трубки Удачная - 6.3-7.4‰. Значение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в Срх от 5.8 до 7.5 (трубка Обнаженная) и 5.9- 7.0 ‰ (трубка Удачная). Такие широкие вариации изотопного состава связываются с наличием зон палеосубдукции [32]

Таким образом, в литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона основными факторами, влияющими на значение δO^{18} , являются другие: более низкие характеристики изотопного состава астеносферного расплава, а также влияние палеосубдукционных процессов погружения океанической коры, характеризующейся как низкими, так и высокими значениями δO^{18} , в литосферную мантию. Наши результаты согласуются с происхождением эклогитов из субдуцированной океанической коры и наличием субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона. Однако наличие гранатовых клинопироксенитов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими $\delta^{18}\text{O}$ позволяет предположить процессы плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов.

2.2. Определение состава источников и механизмов формирования девонских ийолитов и тефритов Урюпского сектора Минусинского прогиба, юрско-меловых шошонитов и латитов Нерчинской впадины Восточного Забайкалья

Девонские ийолиты и тефриты Урюпского сектора Минусинского прогиба

Геологические сведения

Урюпская вулкано-плутоническая ассоциация принадлежит Горячегорскому ареалу, который расположен на сочленении западных флангов Назаровской и Чебаково-Балахтинской впадин Минусинского прогиба. По бортам долины реки Урюп вскрывается один из наиболее полных разрезов Горячегорского плато. Вулканиды формируют снизу вверх три согласно перекрывающие друг друга толщи [46]): базырскую (D_{1bz}), берешскую (D_{1br}), ашпанскую (D_{1as}). Все толщи падают моноклинально на север, углы падения варьируют от 15° до 25° .

Базырская толща представлена покровами переслаивающихся базальтов, трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов, а также прослоями их туфов и линзами туфопесчаников. Покровы разделены шлаковыми горизонтами, кровли покровов восстанавливаются по обилию миндалин, выполненных карбонатами, хлоритами и цеолитами. Мощности покровов варьируют от 10 до 20 м, общая мощность толщи около 1200 м.

Берешская толща включает в себя фонотефриты и тефрифонолиты, но также распространены базальты, базальтовые трахиандезиты, переходные разновидности между фонотефритами и базальтовыми трахиандезитами, тефрифонолитами и трахиандезитами, фонолитами и щелочными трахитами. Мощности покровов варьируют от 1 до 15 м, общая мощность толщи около 800 м. Обратим внимание, что щелочные разности, также как и субщелочные, формируют покровы, в которых местами отчетливо прослеживаются шлаковые зоны, замаскированные стратифицированным осадочным материалом.

В центральной части этой толщи выше по течению реки Урюп в 1,5 км от устья ручья Семёновский вулканиды прорываются штоком фельдшпатоидных ийолитов, вскрытых карьером. Шток вытянут в северо-восточном направлении на 350-400 м при видимой ширине 80 м и перекрывается аллювиальными отложениями реки Урюп. Экзоконтактовая зона маркируется фенитами.

Ашпанская толща по своему строению и составу слагающих её вулканидов близка к базырской толще. Она также сложена покровами переслаивающихся базальтов, трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, но в верхней части разреза добавляются трахиандезиты и туфы. Мощности покровов варьируют от 5 до 20 м, общая мощность толщи около 1000 м.

U-Pb датирование по бадделеиту

Для определения возраста пород Урюпского сектора была отобрана валовая проба (примерно 400 г среднезернистой породы) полевого шпата ийолита (проба Урп 2/7, шток Урюп). Были извлечены чистые, полупрозрачные, пластинчатые коричневые кристаллы бадделеита. Результаты U-Pb ID-TIMS по четырем фракциям перекрывают кривую конкордии (рисунок 9) и слегка разбросаны по своим $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировкам от 404.6 до 402.6 млн лет. Если предположить, что потеря Pb произошла во всех зернах, верхнее пересечение 409 ± 2 млн лет, определенное по линии, рассчитанной по всем данным и закрепленное на 0 млн лет (эквивалентно взятию средневзвешенного возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), можно считать максимальной оценкой возраста. Данные двух наименее несогласованных анализов перекрываются и имеют средневзвешенное значение 404.6 ± 1.2 млн лет. Это можно считать минимальной оценкой возраста кристаллизации бадделеита и хорошей оценкой возраста интрузии.

Мы делаем вывод, что этот шток Урюпа относится к щелочной толще (Береш-1) на основании того, что как шток, так и вулканические породы имеют щелочной состав, а полученный для этой интрузии возраст 404.6 ± 1.2 млн лет применим именно к толще Береш-1. Принимая во внимание отсутствие каких-либо геологических несогласий между толщами Береш, Базыр и Ашпан и палеонтологические данные по смежным районам Горячегорского плато, мы считаем, что все три толщи Урюпа имеют раннедевонский возраст.

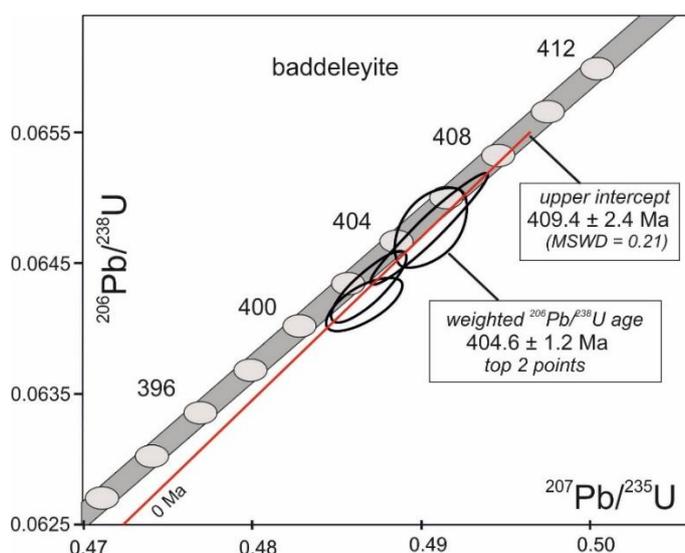


Рисунок 9 - Результаты U-Pb для 4 фракций из образца Урп 2/7 нанесены на диаграмму конкордии. Дисперсия аналитических результатов указывает на потерю Pb в некоторых или всех зернах бадделеита. Два наименее несогласованных данных дают средневзвешенный возраст $404,6 \pm 1,2$ млн лет, что можно интерпретировать как оценку времени внедрения полевошпатового ийолита штока Урюп

Источники магматизма

Мантийный источник реконструируется для всех пород Урюпского участка вне зависимости от их суммарной щёлочности, прежде всего, на основе геологических наблюдений, резкого доминирования мафических пород в разрезе. Отметим, что мафические породы преобладают не только на Урюпском участке, но и в пределах всего Горячегорского вулcano-плутонического ареала. Гетерогенность его состава и вовлечение разных его фрагментов в плавление вполне допустима, принимая во внимание совмещение геохимических признаков мафических пород, характерных для состава расплавов с параметрами OIB и IAB. Это вынуждает нас искать причины появления магматических пород, участвующих в строении Урюпского ареала, в рамках общей для всех пород АСРС модели рифтогенного магматизма. Эта модель опирается, прежде всего, на геологическое строение АСРС и состав магматических серий в её пределах. Так, по многим своим параметрам, которые включают существование точки тройного сочленения (triple-junction), большую площадь распространения (около 300 000 км²) и значительный объём (около 120 000 км³) магматических пород [47-49]. АСРС соответствует LIPs, образующимися над мантийными плюмами [50-51]. В пределах Алтае-Саянской рифтовой системы распространены щелочные и умеренно-щелочные серии. В щелочной серии участвуют нефелиниты, тефриты, фонотефриты, тефрифонолиты, нефелиновые сиениты, ийолиты, уриты и фойяиты, SiO₂ 41 - 62 мас.%. К умеренно-щелочным сериям относятся непрерывные “длинная”, SiO₂ 47 - 77 мас.% и “короткая”, SiO₂ 47 - 65 мас.%, бимодальная с преобладанием пород с SiO₂ 44 - 50 мас.% и SiO₂ 68-74 мас.%, базальтовая, SiO₂ 46 - 52 мас.%, а также пикрит-пикродолеритовая с диапазоном SiO₂ 45 - 52 мас.%.

Мафические породы рифтовой системы включают высоко-титанистые базиты (НТВ, TiO₂ от 2,17 до 4,05 мас. %), умеренно-титанистые базиты (МТВ, TiO₂ 1,73-2,15 мас.%) и низко-титанистые базиты (ЛТВ, TiO₂ 1,27-1,56 мас. %). При этом содержание TiO₂ прямо коррелирует с содержанием несовместимых элементов, включая высоkozарядные элементы (HSFE), крупноионные литофильные элементы (LILE), а также со степенью фракционирования редкоземельных элементов (REE).

Эволюция состава магм

Важнейшим геологическим наблюдением, которое позволяет оценивать закономерности формирования пород с использованием геохимических и изотопных данных, является незакономерное переслаивание мафических и промежуточных вулканитов в каждой из трёх толщ, указывая на пульсационное поступление мафических магм и продуктов их дифференциации.

Для оценки влияния корового вещества воспользуемся биарными диаграммами, на которых показано распределение несовместимых элементов относительно SiO_2 и Al_2O_3 , диапазоны вариаций которых в породах района оказались наиболее значительными. По мере дифференциации, определяемой ростом величины SiO_2 , в щелочных породах вначале (в интервале 47 – 49 мас % SiO_2) отмечается резкий рост содержания большинства несовместимых элементов, а затем их содержания слабо варьируют. В умеренно-щелочных породах содержания рассматриваемых элементов являются систематически более низкими, а их изменения с увеличением SiO_2 отвечают слабому росту их содержаний.

Взаимное поведение SiO_2 и Al_2O_3 различается для пород нормальной щелочности и щелочных. Процессы дифференциации, фиксируемые по породам нормальной щелочности, сопровождаются ростом содержания глинозема в интервале значений $\text{SiO}_2 = 47 - 57$ мас%, что связано с фракционированием Mg, Fe, Ca- содержащих оливина и пироксена. В щелочных породах в этом же интервале содержание глинозема резко сокращается, что согласуется с фракционированием нефелина и полевых шпатов. Соответственно и поведение рассеянных элементов относительно глинозема в породах этих групп значительно различается, поэтому на графиках они группируются в виде двух резко различных трендов с разной направленностью дифференциации. Так, их распределение в породах базырской толщи, охватывающих наиболее широкий диапазон значений Al_2O_3 , близко к линейному, со слабым обогащением по мере роста доли глинозема. В породах щелочного ряда такие вариации существенно более значимые, и протекают они на фоне сокращения количества Al_2O_3 , особенно в интервале его значений 23 – 21 мас%.

Наиболее богатые глиноземом щелочные породы, являющиеся исходными для этой серии, содержат такие же количества рассеянных элементов, что и в наиболее дифференцированных породах нормального ряда. Это позволяет предположить связь между обеими сериями пород. Однако при близких геохимических характеристиках эти породы резко различаются по петрохимическим показателям, прежде всего, по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей.

На сегодняшний момент ясно, что ассимиляция может привести к формированию нефелин-содержащих пород по механизму, когда в результате взаимодействия происходит образование богатых Ca и Mg минералов, прежде всего пироксена, дальнейшее фракционирование которых обогащает остаточный расплав щелочами и глиноземом.

Провинция щелочных пород Кузнецкого Аллатау выгодно отличается от своих ближайших аналогов Сангиленской или Витимской провинций присутствием помимо интрузивных комплексов еще и вулканических покровов, являющихся составной частью крупной вулканогенной последовательности. Таким образом, появляется возможность

проследить четкую последовательность в которой появляются щелочные породы на фоне рядового мантийного магматизма.

Учитывая геологические связи пород нормальной щелочности и щелочных в строении вулканической серии, в частности щелочных пород берешской толщи, можно предположить ассимиляционный механизм и для объяснения особенностей ее состава и происхождения. По-видимому, в ходе формирования берешской толщи отдельные порции ее расплавов вступили во взаимодействие с карбонатными породами низов коры, что стало причиной появления расплавов повышенной основности, щелочности и глиноземистости. Это наиболее вероятный сценарий для объяснения появления в строении одной толщи резко различных по составу пород. Эволюция гибридных расплавов привела к формированию дифференцированного ряда щелочных пород.

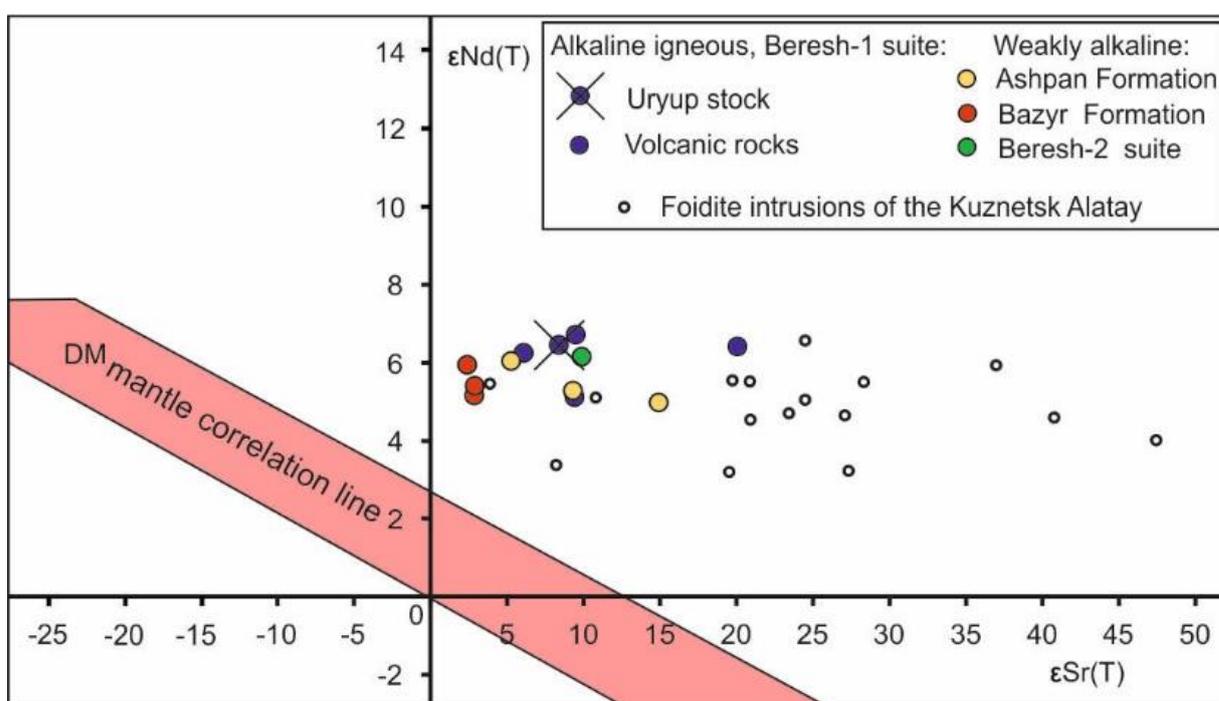


Рисунок 10 - Изотопная классификация магматических пород Урюпского участка. Данные для Белогорского щелочного интрузива [52], Кия-Шалтырского, Дедоворского и Кургусуяльского массивов [53]. Диаграмма зависимости $\epsilon Sr(T)$ от SiO_2 (мас. %); (б) диаграмма зависимости $\epsilon Nd(T)$ от SiO_2 (мас. %); (в) Диаграмма зависимости $\epsilon Nd(T)$ от $\epsilon Sr(T)$. DM – обедненный мантийный компонент, EM II – обогащенные $^{87}Sr/^{86}Sr$ мантийные компоненты [54]. Линия мантийной корреляции пересчитана на 405 млн лет назад. Все составы пород смещены от линии мантийной корреляции в сторону радиогенных субстратов, богатых Sr, что свидетельствует об ассимиляции с мантийными расплавами дополнительного корового компонента

Такой модели не противоречат изотопные данные, близкие во всех породах вулканической серии. Точки составов всех пород Урюпского участка смещены от линии мантийной корреляции на диаграмме $\epsilon Sr(T)$ - $\epsilon Nd(T)$ (рисунок 10) в сторону субстратов,

обогащённых радиогенным стронцием при относительно стабильных значениях $\epsilon\text{Nd}(T)$. Отметим, что отклонение от линии мантийной корреляции является типичным для всех вулканических [51] и щелочно-мафитовых пород интрузивов Кия-Шалтырь и Белогорский по данным [52] в пределах девонской Алтае-Саянской рифтовой области. Подобные характеристики указывают на добавление к магмам, выплавляемым из мантии с параметрами источников типа PREMA, дополнительного компонента с высоким содержанием Sr, повышенной величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими содержаниями REE. Таким параметрам удовлетворяют осадочные породы с высоким содержанием карбонатов.

Ассимиляция карбонатных пород мафическими магмами и продуктами их дифференциации приводит к появлению высокоглинозёмистых щелочных расплавов и SiO_2 -недосыщенных нефелиновых пород. Так, в ходе реакции CaCO_3 (кальцит) + $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (плаггиоклаз) + $1/2\text{Al}_2\text{O}_3$ (расплав) = $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит) + NaAlSiO_4 (нефелин) + CO_2 (ссылка) образуется анортит, который не является равновесным с расплавом и будет фракционировать, обогащая новый расплав нефелином. Кроме того, насыщение расплава кальцием заставляет фракционировать Ca-пироксен наряду с оливином, что приводит к обеднению расплава Ca, Mg, Fe, но обогащению несовместимыми элементами, что и наблюдается в фонотефритах и ийолитах берешской толщи. При этом доля карбонатов не может быть большой, поскольку не происходит искажения или нарушения тренда накопления несовместимых элементов при эволюции щелочного расплава. Таким образом, добавление карбонатного материала успешно объясняет появление щелочных пород берешской толщи.

Взаимодействие силикатного расплава с карбонатами не должно вызывать нарушения Sm-Nd изотопной системы, так как карбонаты, как правило, бедны редкими землями. В то же время, систематические отклонения щелочных пород берешской толщи в сторону более радиогенного состава стронция может быть связано как со слабым влиянием карбонатов, так и с влиянием силикатного материала с характеристиками ювенильной коры региона на состав гибридного расплава. Учитывая, что состав фракционированных магм напрямую зависит от состава вмещающих коровых пород, для оценки ассимиляции магмами силикатных вмещающих субстратов были выполнены изотопно-геохимические исследования додевонских (ордовикских?) диоритов, которые можно рассматривать в качестве потенциального компонента, отвечающего составу континентальной коры региона. Как было показано выше, промежуточные породы наследуют геохимические характеристики мафических пород, сохраняя те отличия, которые были установлены для щелочной и умеренно-щелочной серий. Однако эволюция щелочных и умеренно-щелочных расплавов не приводит к высоким содержаниям некогерентных элементов, которые можно

было бы ожидать при фракционировании без добавления деплетированных магм. Более того, умеренно-щелочные промежуточные породы по сравнению с их SiO_2 – щелочными аналогами обеднены несовместимыми элементами и их составы смещены в сторону состава вмещающего диорита с низким значением $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ и высоким значением $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$. При этом умеренно-щелочной базальтовый трахиандезит базырской толщи в наибольшей степени обеднён несовместимыми элементами по сравнению со всеми другими типами пород Урюпского участка. Вероятно, что его состав приближен к составу деплетированных анатектических магм, смешение которых с фракционированными магмами во внутрикоровых камерах подавляет накопление в них несовместимых элементов.

Диапазоны вариаций изотопов Nd могут быть использованы для оценки потенциальных компонентов ассимиляции девонскими магмами при сравнении с разнородными по составу раннекаледонскими коровыми субстратами, вмещающими магматические серии Минусинского прогиба. Такими субстратами могли быть ювенильная кора офиолитов, представляющая доаккреционные комплексы и нормальные граниты, преобладающие в составе постааккреционных комплексов. Совпадение изотопных составов Nd всех рассматриваемых толщ Урюпского участка с составами изотопной эволюции Nd додевонской континентальной коры Центральной Азии не противоречит участию силикатных магм коровой природы при их образовании.

Юрско-меловые шошониты и латиты Нерчинской впадины Восточного Забайкалья

Нерчинская депрессия расположена в центральной части юго-восточного Забайкалья, принадлежит Аргунской структурно-формационной зоне и является одним из элементов крупнейшей позднемезозойской континентальной рифтовой системы Центральной Азии, которая включает Западно-Забайкальскую, Южно-Хангайскую, Восточно-Монгольскую и Большехинганскую вулканические области. С формированием рифтовой системы связан магматизм, существенную роль в котором играли базальтовые и дифференцированные базальт-андезит-трахит-дацит-риолитовые ассоциации. Нерчинская депрессия, как и многие другие близлежащие депрессии, например Александрово-Заводская [55], Бaleyская, Нижнеундинская, Шадоронская [56], Усть-Карская [57], совокупность депрессий Нерча-Ингодинской рифтовой зоны [58-60], тяготеет к зоне соприкосновения двух областей: Восточно-Монгольской и Большехинганской (рис. 3, врезка).

История развития магматизма Восточно-Монгольской области охватывает интервал от 165 до 70 млн лет [58], но наибольший объём излияний пришёлся на интервал 135-120 млн лет. В поздней юре-раннем мелу здесь формировались ассоциации, в составе которых

преобладают умереннотитанистые ($2,5 > \text{TiO}_2 > 1,5$, мас. %) трахибазальты и базальтовые трахиандезиты с геохимическими характеристиками, типичными для пород, образующихся во внутриплитовых континентальных условиях.

В соответствии с принятыми в настоящее время стратиграфическими подразделениями для территории листа М-50-III [59] позднемезозойские вулканы Нерчинской депрессии относятся к шадоронской вулканогенно-осадочной серии. Вулканы серии представлены базальтами, базальтовыми трахиандезитами, андезитами, дацитами, риодацитами и риолитами. Редко встречаются трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты. Возраст вулканитов шадоронской серии по результатам К-Аг исследований укладывается в диапазон 191-134 млн лет, а по палеонтологическим данным определяется в интервале конец средней-начало поздней юры (то есть ~ 165-150 млн лет) [61]. Эта серия несогласно перекрывается вулканогенно-осадочной ундинодаинской серией и/или контактирует с ней вдоль разломов. К-Аг определения вулканитов ундинодаинской серии колеблются в пределах 195-157 млн лет, геологические и палеонтологические данные ограничивают её возраст интервалом от поздней юры до раннего мела (~ 160-130 млн лет) [61]. Ундинодаинская серия сложена тем же набором вулканитов, что и шадоронская, а также породами, которые близки к латитам и кварцевым латитам.

Нерчинская депрессия имеет протяжённость около 30 км при ширине от 3 до 6 км и прослеживается в северо-восточном направлении в приустьевом районе р. Нерча (рисунок 11). Она имеет линейную форму с осевой зоной, которая повторяет очертания погребённой палеодолины, заполненной мел-неоген-четвертичными речными осадками. Вулканические толщи обнажаются лишь на бортах депрессии, залегая на протерозойских метаморфических породах и/или на доюрских гранитоидах. Нами они изучались в пределах Апрельковского и Гожалкинского вулканических полей.

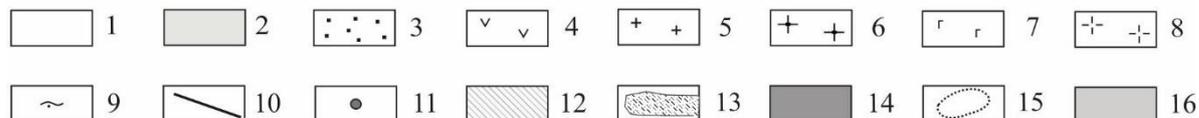
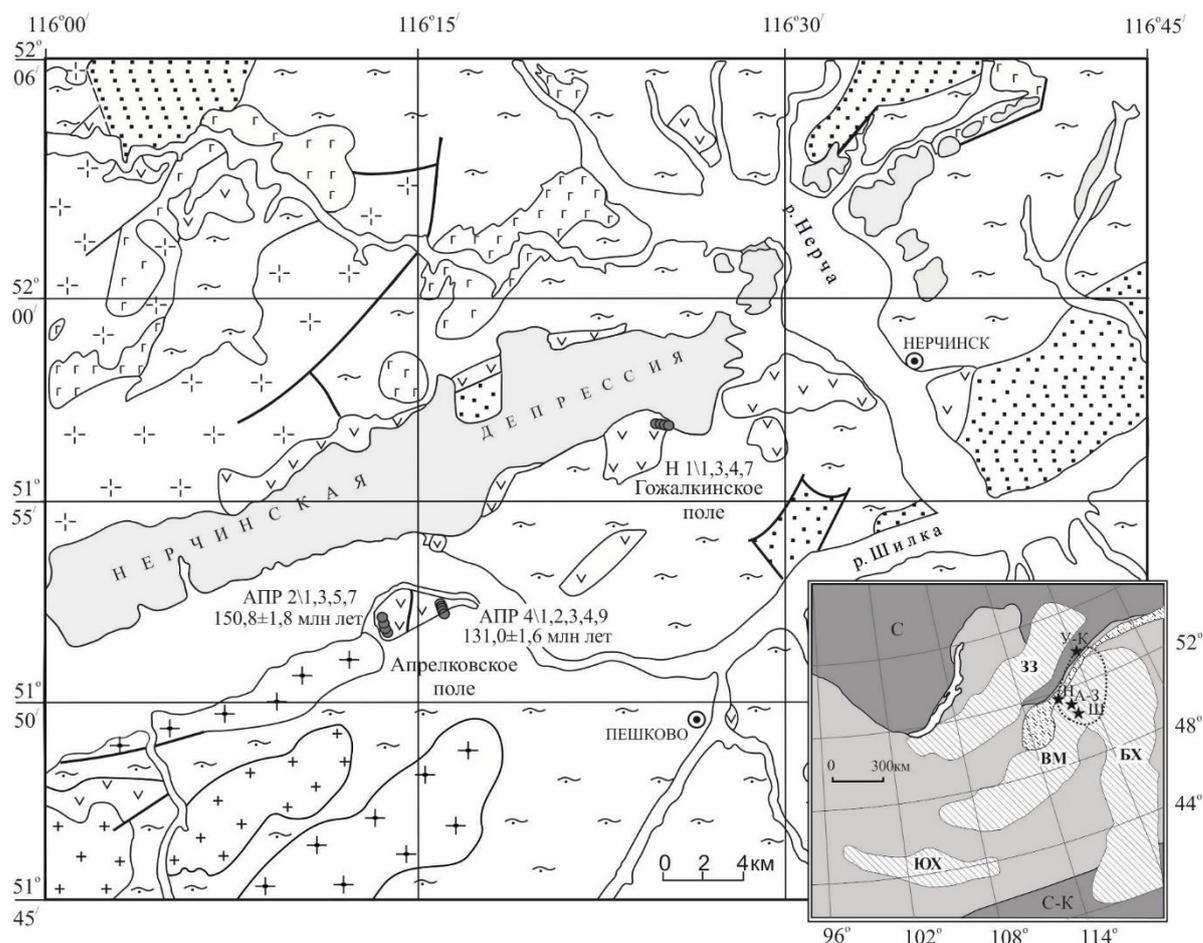


Рисунок 11 - Схема геологического строения Нерчинской впадины. На врезке приведена схема размещения позднемезозойских магматических областей в пределах Центральной Азии

Условные обозначения для схемы геологического строения: 1-3 –рыхлые отложения: 1 – Q_{II-IV} , 2 – N_2-Q_1 , 3 – K_1 ; 4 – позднемезозойские вулканиты шадоронской и ундинодаинской серий без разделения; 5 – позднеюрские граниты; 6 – каменноугольные граниты и гранодиориты; 7 – палеозойские мафические породы; 8 – палеозойские сиалические породы без разделения по возрасту; 9 – протерозойские геологические комплексы; 10 – разломы; 11 – точки опробования.

Условные обозначения для врезки: 12 – области в составе позднемезозойской магматической провинции востока Азии (33 – Западно-Забайкальская, VM - Восточно-Монгольская, BX – Большехинганская, ЮХ- Южно-Хангайская); 13 – структуры Монголо-Охотского пояса; 14 – платформы (С – Сибирская, С-К – Северо-Китайская); 15 – зона перекрытия Восточно-Монгольской и Большехинганской областей; 16 – Центрально-Азиатский складчатый пояс. Звёздочками показаны (вне масштаба) депрессии и связанные с ними вулканические ассоциации: Н – Нерчинская, А-З – Александрово-Заводская, Ш – Шадоронская, УК – Усть-Карская.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование валовых проб проведено методом ступенчатого прогрева на оборудовании ИГМ СО РАН.

В пределах западного фланга Апрельковского поля вулканическая толща (мощность около 300 м) сложена переслаивающимися покровами базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов, трахидацитов и трахириолитов. Наблюдается падение покровов в север – северо-западном направлении, угол падения 20-40°. Для базальтовых трахиандезитов (проба АПР-2/5) этой части вулканического поля в возрастном спектре выделяется плато, которое отвечает значению $150,8 \pm 1,4$ млн лет. На восточном фланге покровы залегают субгоризонтально (мощность около 200 м), здесь распространены преимущественно базальтовые трахиандезиты, редко среди них встречаются покровы трахиандезитов. Для трахиандезитов (проба АПР-4/3) в возрастном спектре также выделяется плато, которое отвечает значению $131,1 \pm 1,2$ млн лет. Учитывая, что западный фланг отделяется от восточного субмеридиональным разломом, полученные датировки указывают на существование двух разных по возрасту вулканических толщ. Одна из них, вероятно, отвечает ассоциации, относимой к шадоронской серии (западный фланг), другая – к ундинодаинской серии (восточный фланг).

В строении Гожалкинского вулканического поля принимают участие базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты и весь спектр сиалических умеренно-щелочных пород. Они незаконмерно переслаиваются между собой и фрагментарно вскрываются вдоль северного обрамления поля. Мощность изученного нами фрагмента вулканической толщи не превышает 70 м. По характеру переслаивания и набору пород эта толща аналогична толще западного фланга Апрельковского вулканического поля. Возраст базальтовых трахиандезитов (проба Н-1/3) отвечает значению $146,5 \pm 1,6$ млн лет.

Значения суммарной щёлочности разновозрастных пород близки между собой для сравниваемых разновидностей с близкими содержаниями SiO_2 , отвечающими интервалу составов групп базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов-трахитов. В целом составы рассматриваемых вулканитов занимают промежуточное положение между составами пород Восточно-Монгольской и Большехинганской вулканических областей. В наименее кремнекислых породах Нерчинской депрессии, приближенных к составу базальтов (SiO_2 55-57 мас. %), содержаниями TiO_2 варьируют в пределах 0,79-1,06 мас. %. Базальтовые трахиандезиты характеризуются повышенными концентрациями большей части несовместимых элементов по сравнению, прежде всего, со средним составом IAB. По содержанию лёгких и средних редкоземельных элементов, Zr и Hf они близки к составу базальтов Восточно-Монгольской области и OIB и в то же время существенно превышают OIB по Rb, Ba, Th, U. Кроме того, в них отмечаются отрицательные ярко выраженная Nb-

Та аномалия и слабые Р, Ti, Y аномалии, которые сближают их с составами базальтов Большехинганской области.

Сиалические породы Нерчинской депрессии разнообразны и представлены трахитами, дацитами, риодацитами и риолитами. Они демонстрируют умеренный диапазон вариаций геохимических характеристик, который существенно меньше подобных вариаций в Восточно-Монгольской и Большехинганской вулканических областей согласно данным [58]. По сравнению с базальтовыми трахиандезитами некоторые их разновидности слабо обеднены Ba, Sr, P и Ti, однако преобладают породы, в которых содержания несовместимых элементов близки к таковым в относительно низкокремнистых породах, включая отсутствие европиевого минимума как индикатора фракционирования плагиоклаза. Подобные закономерности указывают на отсутствие ярко выраженной кристаллизационной дифференциации при формировании всего спектра пород Нерчинской депрессии и предполагают существенную роль корового анатексиса, который широко проявляется в надсубдукционных обстановках.

В соответствии с диаграммой $\epsilon\text{Sr}(T)$ - $\epsilon\text{Nd}(T)$ (рисунок 12) разновозрастные вулканиты Нерчинской депрессии слабо различаются между собой по изотопному составу стронция ($\epsilon\text{Sr}(T) = +30\dots+34$) и неодима ($\epsilon\text{Nd}(T) = -2,4\dots-1,5$). Исключение составляет проба, отвечающая составу одного трахиандезита шадоронской серии, для которого $\epsilon\text{Sr}(T) = +44$. Для неё характерно повышенное Rb/Sr отношением, что указывает как на чувствительность к погрешности определения её возраста, так и на участие в магматическом источнике корового материала, обогащённого радиогенным Sr. В целом составы пород Нерчинской депрессии близки к полю составов базальтов Восточно-Монгольской области.

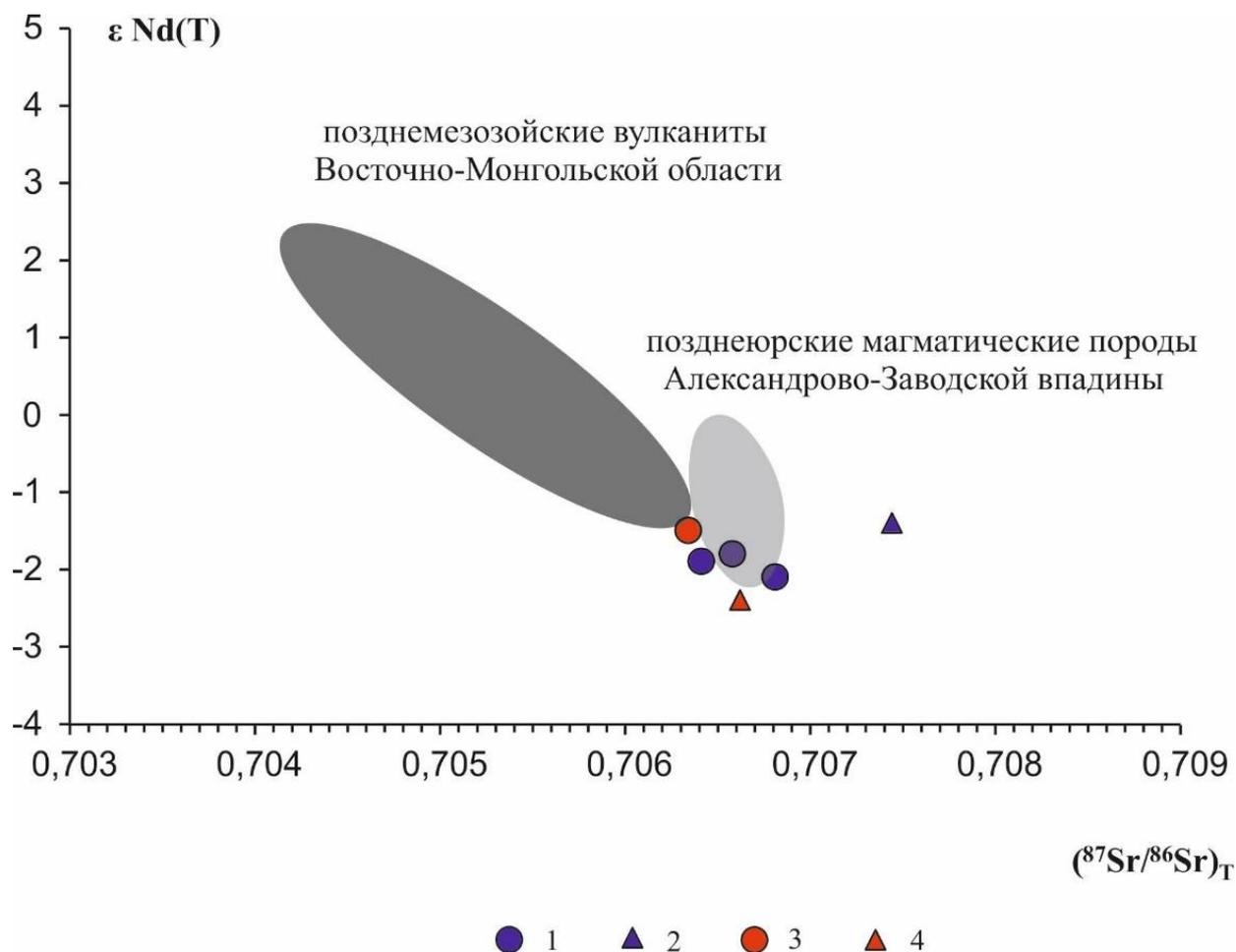


Рисунок 12 - Изотопный состав Sr и Nd в породах Нерчинской впадины
 1–2 – вулканы шадоронской серии (≈151 млн лет): 1 – SiO₂ 55-57 мас.%, 2 – SiO₂ 57-73 мас.%; 3–4 – вулканы ундинодаинской серии (≈131 млн лет): 3 – SiO₂ 55-57 мас.%, 4 – SiO₂ 61-62 мас.%

Полученные геохронологические данные позволяют установить в пределах Нерчинской депрессии два этапа проявления дифференцированных вулканических серий: позднеюрский (147-155 млн лет) и раннемеловой, 131 млн лет. Эти этапы и разделяющая их пауза хорошо согласуются с этапностью магматической и тектонической активности в регионе. Позднеюрские магматические серии наиболее широко распространены в Большехинганской области, формирование которой связывается с процессами конвергенции [62]. В отличие от них, раннемеловые серии сопряжены с внутриплитовым континентальным рифтогенезом на всей территории Восточной Азии [58]. Тем не менее, геохимические и изотопные данные указывают на одинаковый состав источников разновозрастных вулканитов Нерчинской депрессии. Этот факт объясним специфическим её положением, которая, как другие сопредельные депрессии, находится в секторе сочленения двух крупных вулканических областей – Восточно-Монгольской и Большехинганской, сформированных в разных по своей природе геодинамических обстановках. В целом геохимические и изотопные особенности позднемезозойских

вулканитов Нерчинской депрессии показывают, что их нельзя относить ни к типичным представителям внутриплитовых серий, ни к представителям серий конвергентных границ литосферных плит. Рассматриваемые вулканиты и магмы, из которых они формировались, имеют смешанную природу. Так, влияние источников, формирующихся во внутриплитовых условиях под воздействием мантийного плюма отражено, прежде всего, в содержаниях литофильных элементов, особенно легких La, Ce, Pr, Nd, более высоких чем в IAB. Участие источников с параметрами надсубдукционных серий зафиксировано в повышенных содержаниях Rb, Ba, Th, U и пониженных Ti, Nb и Ta, умеренно-отрицательных значениях $\epsilon\text{Nd}(T)$, но повышенных значениях $\epsilon\text{Sr}(T)$, которые отклоняются в сторону составов пород, формирующихся при добавлении коровых субстратов в область магмообразования. Именно эти изотопные параметры, вероятно, указывают на доминирующий вклад надсубдукционных источников.

2.3. Определение магматических источников и механизмов эволюции щелочно-ультраосновных магм Лысанского комплекса западной части Восточного Саяна

Массивы Лысанского комплекса залегают в пределах Сисимской шовной (коллизийной) зоны, расположенной на стыке докембрийского Дербинского блока Саяно-Енисейского аккреционного пояса (по данным [61]) и Сисимско-Казырской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ранее было установлено [64], что возраст пород этого комплекса укладывается в диапазон 670-630 млн лет. В этот период времени вдоль края Сибирского кратона отмечалась максимальная внутриплитная активность, в результате которой были сформированы многочисленные неопротерозойские рудоносные (Nb, Ta, U и PЗЭ) щелочно-карбонатитовые комплексы. Полученные в 2022 и 2023 годах данные о геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса, а также находка жил кальцит-сидеритовых карботермалитов позволили отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов [64]. В 2024 году был проведен сравнительный анализ особенностей геологического строения неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири, Северной Америки и Балтийского региона [65], предложены возможные механизмы образования рудных пироксенитов в массивах Лысанского комплекса.

Неопротерозойские щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами считаются важными индикаторами зоны разрыва Лавразии на Сибирский и Лаврентийский континенты [66]. Они прослеживаются по обе стороны этой границы.

В Северной Америке и Балтийском регионе они встречаются вдоль рифтовой окраины Лаврентийского кристаллического фундамента и докаледонской окраины Балтики [67-70]. В Северной Америке комплексы Torngat Mountains, Aillik Bay, Baie-Des-Moutons (Mutton Bay), Quigussaq (Umanak), Holsteinsborg и Sarfartoq расположены в районе моря Лабрадор, включая канадскую и западногренландскую стороны. Во всех комплексах, кроме Baie-Des-Moutons и Sarfartoq, карбонатиты ассоциируют с ультраосновными лампрофирами [67-68]. Интрузия Baie-Des-Moutons представляет собой кольцевой комплекс, сложенный преимущественно сиенитами [69]. Сиениты рассечены небольшими дайками кальцитовых карбонатитов и карбонатсодержащих лампрофиров. Карбонатитовый комплекс Sarfartoq состоит из ядра карбонатитов и фенитов площадью 15 км², окруженного обширной краевой зоной, содержащей карбонатитовые дайки [67].

В Балтийском регионе расположены два хорошо изученных неопротерозойских комплекса, которые включают в себя щелочные породы и карбонатиты: Алнё и Фен [67, 70]. Комплекс Алнё состоит из щелочных силикатных пород, таких как ийолит, нефелиновый сиенит и пироксенит, а также кальцитовых и силикокальцитовых

карбонатитов. Эти породы расположены полукольцом [71]. Комплекс Фен считается одним из классических карбонатитовых комплексов мира. Именно в этом месте была впервые признана магматическая природа карбонатитов. Комплекс Фен представляет собой диатремовый интрузив, состоящий из кальцит-доломитовых карбонатитов, ийолитов и пироксенитов [67]. Зоны фенитизации широко развиты вокруг карбонатитовых даек и щелочных интрузий.

В южной Сибири неопротерозойские щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами расположены на Енисейском кряже, в Восточном Саяне, Северном Прибайкалье и Восточном Алдане (рис. 13). В Енисейском кряже они локализованы в пределах Татарско-Ишимбинской шовной зоны неопротерозойской аккреционно-коллизонной структуры на юго-западной окраине Сибирского кратона. Это небольшие массивы в составе Татаркинского комплекса [72-74]. Восточно-Саянские щелочно-ультраосновные массивы расположены в пределах раннепротерозойского Урикско-Ийского грабена (Большая Тагна, Белая и Средняя Зима) и позднеархейского Жидойского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона (Жидойский массив) [75-79]. В восточной части неопротерозойского Байкало-Муйского складчатого пояса находятся карбонатитовые проявления Пограничное и Веселое [80-81]. Арбарастахский и Ингилинский щелочно-ультраосновные комплексы расположены в восточной части архейского Алданского щита [82-86]. Большинство из этих комплексов относятся к щелочно-ультраосновным комплексам центрального типа, обладающим сложным зональным многофазным строением. Так в массивах Восточно-Саянской щелочной провинции выделяется три петрографические серии пород: 1) ультрамафитовая - пироксениты; 2) щелочная - мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты; 3) карбонатитовая - кальцитовые, кальцит-доломитовые, анкеритовые карбонатиты. Татарский комплекс относится к комплексам линейно-трещинного типа. Преобладающими породами в нём являются щелочные и нефелиновые сиениты. Анализ закономерностей геологического строения и петрографического состава пород неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири показал, что массивы Лысанского комплекса наиболее близки к Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции [87]. Структурно-тектоническая позиция Жидойского массива определяется тем, что он располагается в зоне сочленения Сибирского кратона со складчатым обрамлением.



Рисунок 13 - Положение неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов в тектонических структурах на юге Сибири

Массив Жидой расположен в 80 километрах к востоку от Иркутска, на ручье Нефелиновом, в месте его впадения в реку Большой Жидой. Площадь массива составляет 0,85 квадратных километра, а его форма напоминает подкову, длина которой по центру интрузии составляет 2 километра, а ширина — 600 метров. По данным геофизических исследований, породы массива простираются до реки Большой Жидой. В массиве можно выделить четыре фазы внедрения: пироксениты, ийолиты, сиениты и кальцитовые карбонатиты. Три последние разновидности пород образуют небольшие по мощности дайки, а преобладающим типом пород являются пироксениты (почти 90%). А. А. Конев выделял две разновидности пироксенитов: ильменитовые и перовскитовые. Мы выделяем четыре типа пироксенитов: 1. Пироксениты с титаномагнетит-ильменитовыми обособлениями. 2. Пироксениты с титаномагнетит-ильменитовыми обособлениями и перовскитом. 3. Пироксениты с небольшим количеством пироксена (менее 20 объёмных

процентов) и преобладанием перовскита, так называемые африкандиты. 4. Сфен-содержащие пироксениты с небольшим количеством титаномагнетита и ильменита без перовскита. В пироксенитах из массивов Лысанского комплекса рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом, перовскит обнаружен не был, но нами на контакте с карботермалитами были обнаружены необычные по составу минералы (рис. 14, таблица 1). Неидентифицированные фазы РЗЭ (табл. 1) содержат небольшое количество SiO_2 (1,26-7,4 мас. %) и сильно варьирующие количества TiO_2 и CaO (6,5-25,8 и 6,8-13,2 мас. %, соответственно). Основным компонентом этих фаз являются редкоземельные элементы, суммарное количество которых составляет 35,7-50,3 мас. %.

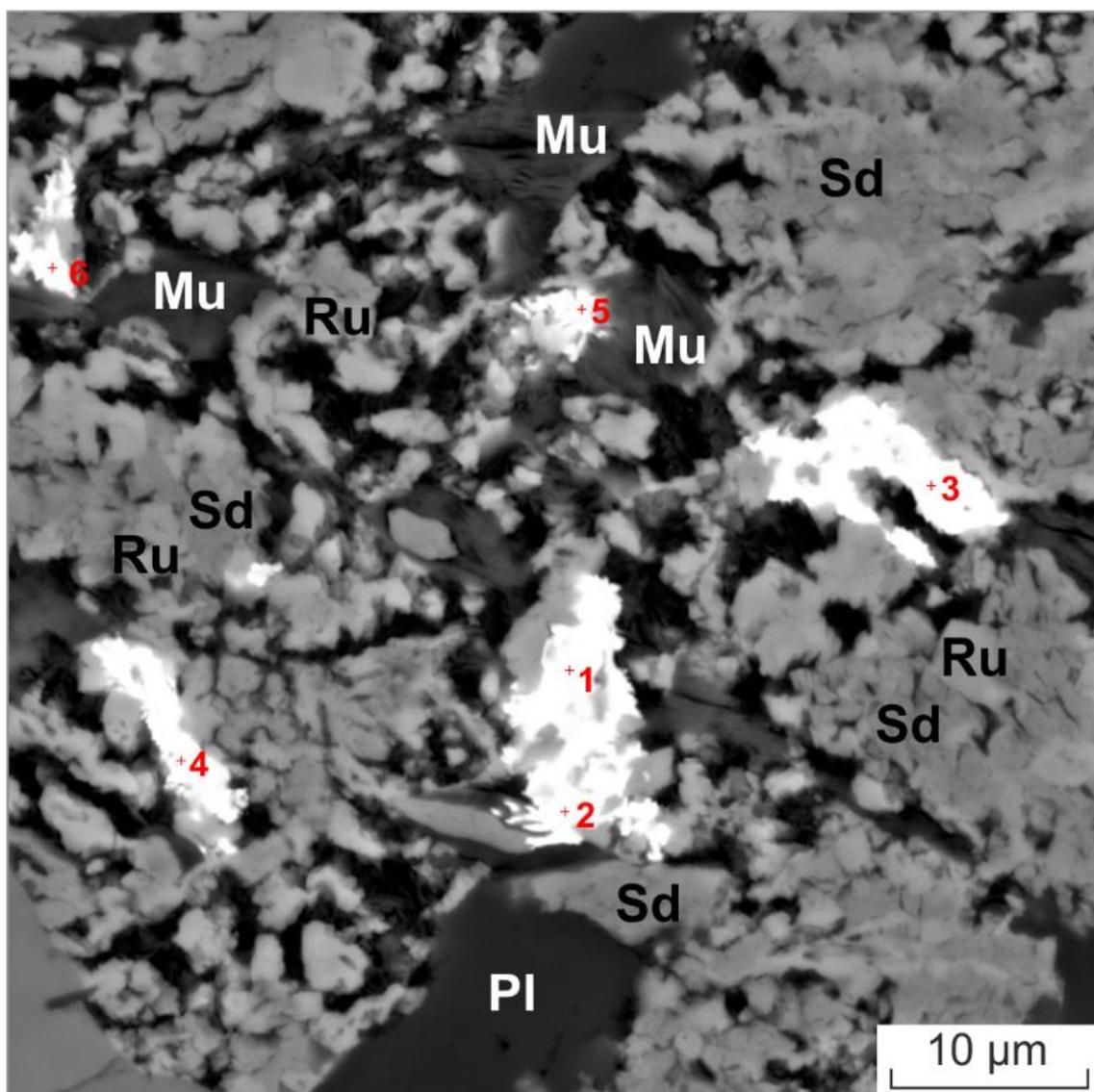


Рисунок 14 - Неидентифицированные фазы РЗЭ (белые) в агрегате рутила (Ru) - сидерита (Sd) - мусковита (Ms)
Изображение СЭМ. Точка анализа обозначена красным крестом и цифрой

Таблица - 1. Состав неидентифицированных редкоземельных минеральных фаз, мас. %

Образец	7821-3	7821-3	7821-3	7821-3	7821-3	7821-3
Точка	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	1.26	2.14	5.9	6.5	7.44	5.99
TiO ₂	21.22	8.79	18.00	6.46	25.85	18.47
Al ₂ O ₃	0.72	1.34	3.74	4.01	4.69	3.87
FeO	0.49	0.78	1.34	1.36	1.13	1.35
CaO	12.4	13.19	8.93	7.78	6.87	7.88
K ₂ O	0.29	0.35	0.88	0.72	0.76	0.84
Ce ₂ O ₃	14.24	17.71	15.23	20.51	13.93	15.88
La ₂ O ₃	7.24	8.07	7.41	10.51	7.11	7.92
Pr ₂ O ₃	b.d.l	1.85	1.26	1.9	1.3	1.56
Nd ₂ O ₃	7.08	8.56	6.56	8.57	6.31	6.78
Sm ₂ O ₃	b.d.l	1.33	0.94	1.04	0.97	1.00
Gd ₂ O ₃	b.d.l	1.04	0.78	b.d.l	0.78	0.74
Y ₂ O ₃	2.73	2.87	1.24	1.3	1.26	0.95
ThO ₂	b.d.l	b.d.l	0.81	0.88	0.8	1.09
F	4.42	4.22	3.25	5.62	6.99	4.75
Сумма	72.09	72.24	76.27	77.16	86.19	79.07

Примечание. b.d.l. - ниже предела обнаружения

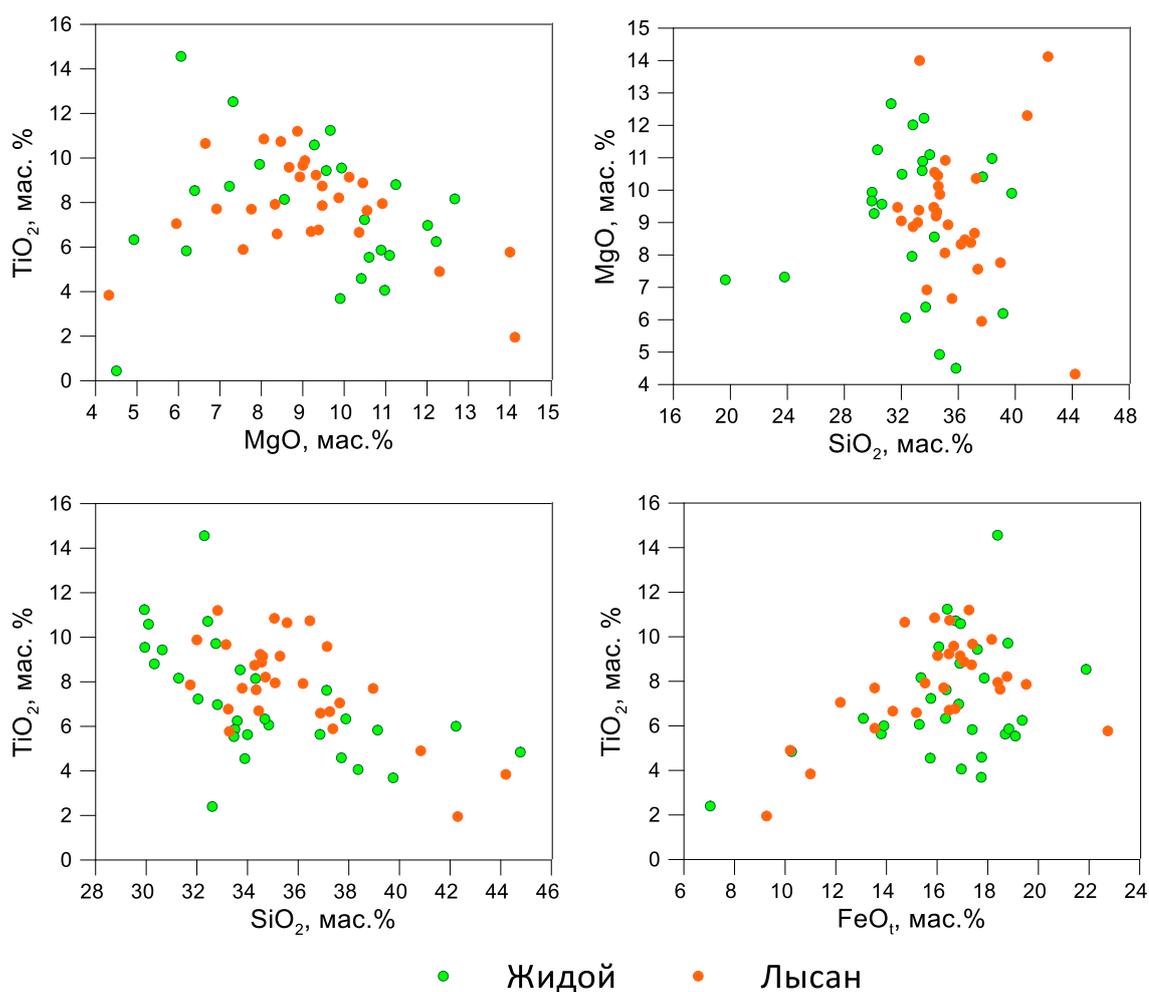


Рисунок 15 – Вариации вещественного состава пироксенов Жидойского массива и массивов Лысанского комплекса

В их составе содержатся редкоземельные элементы в тех же пропорциях, что и во фторкарбонатах редкоземельных элементов: $Ce > La > Nd > Pr > Y > Sm > Gd$. Также обнаружены ThO_2 (0,8–1,1 мас.%) и фтор (3,2–6,9 мас.%). Согласно результатам анализа, в этих фазах должны присутствовать карбонатные или гидроксильные ионы, либо и те, и другие. Дальнейшее изучение этих фаз необходимо. Возможно, они образовались в результате замещения титанита или перовскита.

Породы Жидойского массива, подобно массивам Лысанского комплекса, отличаются повышенными содержаниями TiO_2 , FeO_t и P_2O_5 . Концентрация щелочных металлов умеренная, при этом натрий преобладает над калием.

В пироксенитах Жидойского массива и массивов Лысанского комплекса наблюдается явная отрицательная зависимость между содержанием TiO_2 и SiO_2 (рис. 15). При этом между MgO и TiO_2 , а также MgO и SiO_2 не прослеживается никакой взаимосвязи. Это свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации пироксена SiO_2 практически полностью удаляется из остаточной жидкой фазы. По мере кристаллизации пироксенов остаточная жидкость обогащается титаном, окисным и закисным железом и фосфором за счёт кремния и магния. Содержание алюминия при этом изменяется незначительно. Кристаллизация апатита и перовскита в пироксенитах Жидойского массива приводит к дальнейшему резкому увеличению в остаточной жидкости окисного и закисного железа, тогда как кальций и фосфор переходят в твёрдую фазу. В связи с кристаллизацией перовскита происходит некоторое обеднение жидкой фазы титаном.

Если предположить, что кристаллизация магматического расплава, из которого образовались перовскитовые пироксениты в Жидойском массиве, происходила постепенно, с обогащением остаточной жидкой фракции титаном, железом и фосфором, то появление среди пироксенитов жильной фракции, состоящей из африкандитов, перовскититов и титаномагнетитов, можно объяснить отделением рудной жидкости на разных стадиях кристаллизации этого расплава и последующей её дифференциацией. В процессе кристаллизации остаточной жидкости происходило фракционирование как кристаллических, так и жидких фаз. Первые кристаллы перовскита и часть апатита отделялись от конечной жидкой фракции, обогащенной только железом, титаном и частично фосфором.

Механизм отделения остаточной жидкости от кристаллических фаз мог быть разным. Чтобы объяснить этот процесс, ранее было выдвинуто множество гипотез [79]. Например, считалось, что кристаллы могли разделяться под действием силы тяжести, а тяжёлая остаточная рудная жидкость — просачиваться вниз. Также было высказано предположение, что остаточная жидкость могла быть отжата под давлением с помощью

механизма фильтр-прессинга. Независимо от того, как происходило разделение жидкой и твёрдой фаз, этот процесс, вероятно, происходил на большей глубине, чем уровень современной эрозии. На изученном уровне в интрузиве не удалось обнаружить каких-либо признаков заметного гравитационного разделения кристаллизовавшихся фаз. Сходные механизмы образования, по-видимому, были характерны и для пироксенитов из массивов Лысанского комплекса.

Редкоземельный состав пород Жидойского массива и Лысанского комплекса также имеет много общего. Для всех типов пород характерно обогащение лёгкими редкими землями (рисунок 4), а нормированные по хондриту спектры редкоземельных элементов расположены практически параллельно. Наиболее низкие суммарные концентрации редкоземельных элементов в массивах Лысанского комплекса установлены в оливинитах, а в Жидойском массиве в – сиенитах.

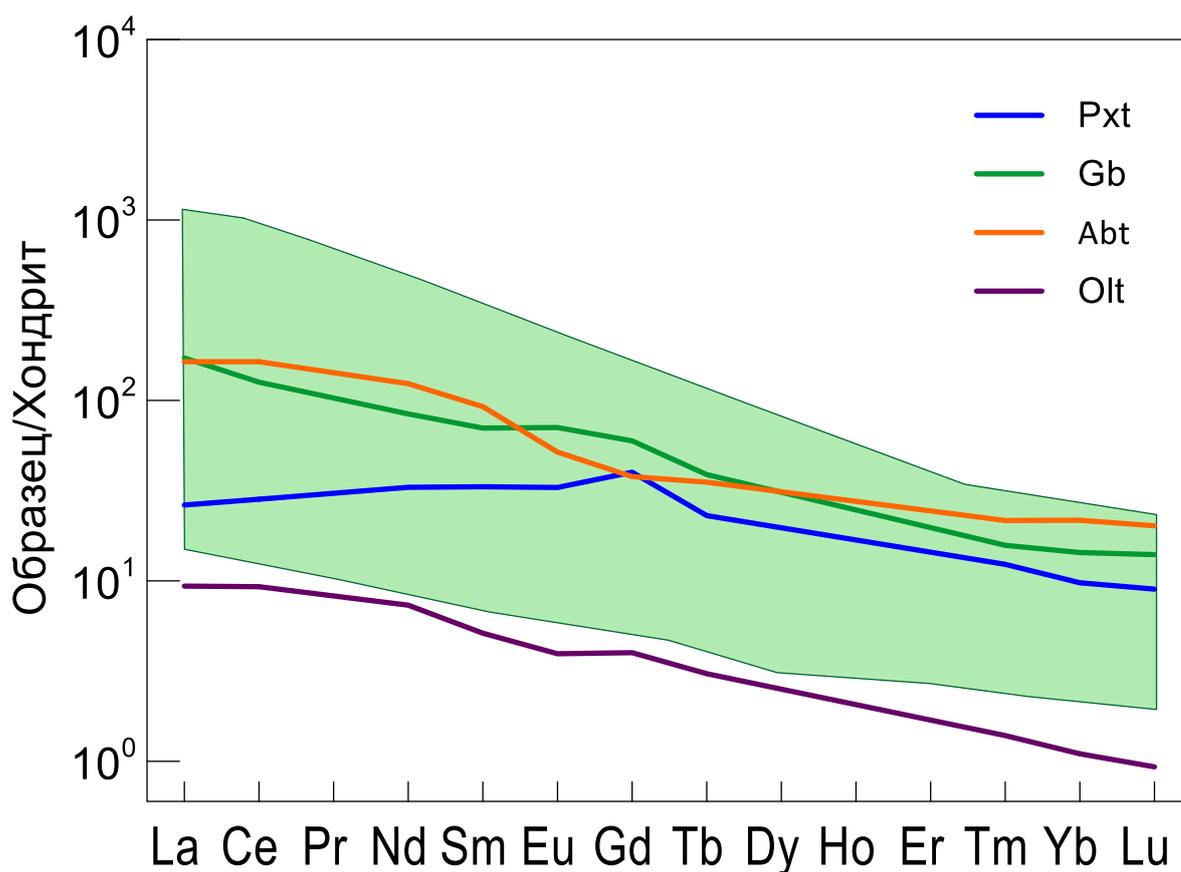


Рисунок 16 – Распределение редкоземельных элементов в породах массивов Лысанского комплекса (Pxt – пироксенит, Gb – габбро, Abt – альбитит, Olt – оливинит) и в породах Жидойского массива (зелёное поле).

В щелочно-ультраосновных комплексах с карбонатитами прослеживается чёткая взаимосвязь между петрографическим составом отдельных массивов, степенью их

дифференциации, глубиной эрозионного среза интрузий и количеством проявлений карбонатитов. В глубоко эродированных массивах, таких как Лесная Варака или Жидойский, состоящих преимущественно из перидотитов и пироксенитов, карбонатиты (*sensu lato*) встречаются в виде отдельных тонких тел. В менее эродированных массивах карбонатитовые тела становятся более многочисленными и объединяются в целые поля. Эти поля располагаются в зонах дробления или повышенной трещиноватости, что хорошо видно на примере массивов Вуориярви и Ковдор в Кольской щелочной провинции. В щелочных массивах, где перидотиты ранней фазы сохранились лишь в виде реликтовых участков, сильно изменённых щелочным метасоматизмом, карбонатиты встречаются наиболее часто. Эти представления об изменении соотношения пород в зависимости от уровня эрозионного среза можно уверенно распространить и на массивы Лысанского комплекса, которые вероятнее всего являются глубоко эродированной частью сложного щелочно-ультраосновного комплекса.

На сегодняшний день остаётся открытым вопрос о составе первичной магмы, которая сформировала породы Лысанского комплекса и Жидойского массива. Если для массивов Кольской щелочной провинции ранее была предпринята попытка количественно оценить состав первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации [88], то для массивов неопротерозойской Восточно-Саянской щелочной провинции и, тем более, Лысанского комплекса пока недостаточно данных для проведения подобных исследований. Однако, независимо от состава исходной магмы, её дифференциация происходила в глубинном очаге, откуда отдельные порции поступали в разное время. Это подтверждается многофазностью Лысанских интрузий и Жидойского массива. Кристаллизация отдельных дифференциатов могла происходить на небольших глубинах в условиях быстрого охлаждения. Высокое содержание титана в титаномagnetите из пироксенов обоих комплексов указывает на высокую температуру кристаллизации «пироксенитового» расплава, составляющую примерно 800-900 °С. Это также более характерно для небольших глубин.

Таким образом, установлено, что среди неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири массивы Лысанского комплекса являются наиболее близкими к Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции по особенностям геологического строения и петрографическому составу пород. Формирование пироксенитов с различным содержанием рудного вещества происходило в результате дифференциации производного магматического расплава, сильно обогащенного титаном, железом, кальцием и фосфором на относительно небольших глубинах.

2.4. Анализ геологических, геохимических данных по позднепалеозойским лампроитам Алданской щелочной провинции (Мурунский массив), изучение первичных расплавных и флюидных включений в породообразующих минералах

Исследования, проведенные в 2024 году, были направлены на изучение лампроитов Мурунского, карбонатитов Маломурунского и пегматитов Бурпалинского массивов.

1. Лампроитовые породы Мурунского щелочного комплекса.

Самый крупный в мире массив с калиевой агапайностью - Мурунский массив расположен на северо-западном замыкании Алдано-Станового щита. На современном уровне эрозионного среза наблюдаются два выхода мезозойских щелочных пород, которые в литературе обычно называются Большемурунским и Маломурунским массивами (рис. 17). Их общая площадь составляет 150 км², возраст 145 млн лет [89-90].

В составе массива выделяется расслоенный комплекс [92-93], состоящий из биотитовых пироксенитов, К-ийолитов, лейцитовых шонкинитов и кумулятивных оливин-шпинелиевых и оливин-пироксен-монтichelлит-слюдистых пород. Главная фаза сложена горизонтально расслоенным комплексом различных псевдолейцитовых, полевошпат-кальсилитовых, биотит-пироксен-полевошпатовых сиенитов, кристаллизация которых заканчивается кварцевыми сиенитами, дайками и штоками щелочных гранитов. Вулканическая фаза представлена потоками лейцитовых мелафонолитов, лейцититов, лейцитовых лампроитов, с участками их туфолав и туфобрекчий. Дайковый комплекс этой фазы представлен лейцитовыми тингуаитами, рихтерит-сандиновыми лампроитами, трахит-порфирами, сиенит-порфирами и эвдиалитовыми луявритами. Поздняя фаза состоит из расслоенного комплекса калиевых силикатно-карбонатных пород, из которых наибольший интерес представляют стронций-бариевые, кальцитовые карбонатиты, а также кальцит-кварцевые и чароитовые породы. Силикатно-карбонатные и чароитовые породы локализируются в юг-юго-западной части Маломурунского массива, их ареал распространения охватывает площадь не более 10 км².

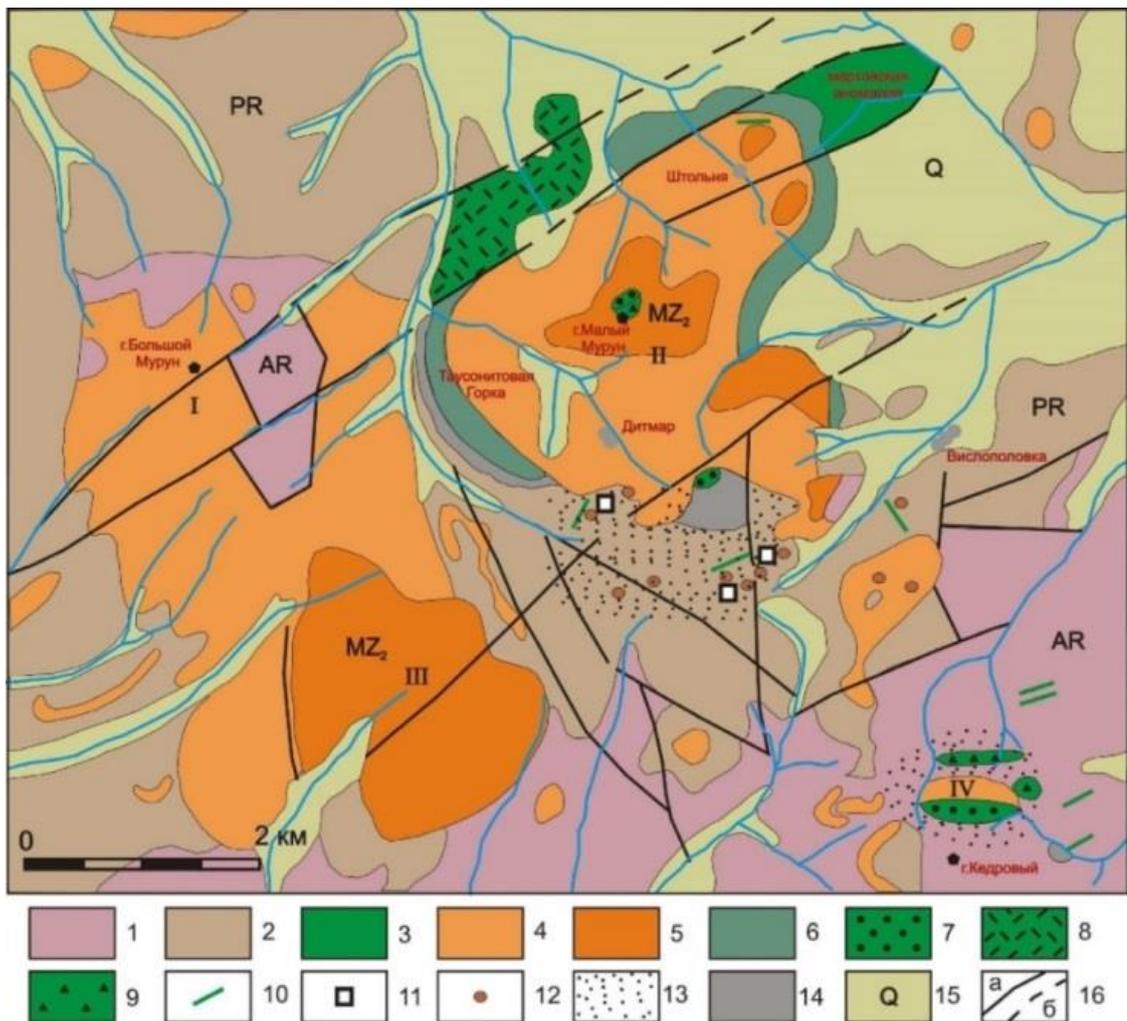


Рисунок 17 - Схема строения Мурунского вулканно-плутонического комплекса пород. Составлена по материалам [91]

Номенклатура свит дана по Государственным Геологическим Картам третьего поколения (<http://webmapget.vsegei.ru>). 1 – гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы олекминской серии (AR₁²ol). 2 – аргиллиты, мергели торгинской свиты (RF₃tr), кварциты, песчаники, доломиты сеньской свиты (RF₃sn). 3 – 14 мурунский щелочной комплекс, в т.ч. Большемурунский (I), Маломурунский (II), Дагалдынский (III), Кедровый (IV): 3 – шонкиниты, авгитовые сиениты; 4 – щелочные сиениты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – меланократовые сынныриты, сынныриты, якутиты, ийолиты, фергуситы кольцевой интрузии; 7 – полевошпатово-эгириновые породы и эгиринолиты; 8 – трахиты, фоиолиты, лейцит-порфиры, туфолавы; 9 – эруптивные брекчии; 10 – дайки псевдолейцитовых порфиров, грорудитов, калиевых щелочных минетт; 11 – проявления карбонатитов и кальцит-кварцевых карбонатитоидов (торголитов); 12 – коренные проявления чароитовых пород; 13 – поля интенсивной фенитизации силикатных пород; 14 – скарны и скарнированные породы. 15 – рыхлые четвертичные отложения. 16 – тектонические нарушения: а – установленные; б – предполагаемые.

Лампроиты Алданского щита в Мурунском щелочном комплексе и р. Молбо, были открыты одними из первых в России [93-94]. По Н. В. Владыкину [89, 93] выделено 5 типов лампроитовых пород: оливин-флогопит-пироксеновый, оливин-флогопит-лейцитовый, К-рихтерит-флогопит-диопсид-лейцитовый, К-рихтерит-флогопит-санидиновый и К-рихтерит-флогопит-лейцитовый.

Оливин-флогопит-лейцитовые лампроиты второго типа залегают в слюдяных пироксенитах и шонкинитах в районе Мартовской аномалии на глубине 55-150 м. Породы полнокристаллические, порфиридные, участками пойкилитовые. Порфиристые вкрапленники представлены реликтовым оливином, клинопироксеном, слюдой и псевдолейцитом. Основная масса сложена главным образом калиевым полевым шпатом и темноцветными минералами, в небольшом количестве присутствует калий-бариевый полевой шпат. Акцессорные минералы: апатит, вадеит и бариевые титаносиликаты группы батисита.

Реликтовый оливин в этих породах обладает высокой железистостью (Fo_{51-58}) [95] по сравнению с оливином из других типов лампроитов Мурунского комплекса. Реликтовый лейцит встречается очень редко, в основном он полностью распался на агрегат ортоклаза и кальсилита (иногда нефелина). Санидин характеризуется «недостатком» Al, который компенсируется Fe, содержание FeO в нём достигает 3,0 мас. %. Состав K-Ba полевого шпата отвечает калиевому цельзиану, содержания K_2O в нем составляют 3,7-9,0 мас. %. Клинопироксен из порфиристых вкрапленников – диопсид, часто в нём наблюдается эгириновая кайма. Клинопироксен из основной массы – эгирин. Содержания TiO_2 и Al_2O_3 в нем не превышают 3,5 и 0,6 мас. %, соответственно (рис. 18а). Амфиболы - K-рихтерит и магнезиокастафорит. В отличие от амфиболов из лампроитов концентрация TiO_2 в них довольно низкая (0,5 до 1,3 мас. %) (рис. 18б) и больше соответствует амфиболам из оранжеев или лейцитовых лампрофиров. Темная слюды по химическому составу соответствуют серии флогопит-тетраферрианнит (рис. 18в). В них наблюдается тенденция обеднения Al, характерная для слюд из оранжеев и лампроитов (рис. 18г). В отдельных зернах биотита наблюдаются участки, обогащенные BaO (0,9-9,0 мас. %).

Состав апатита отвечает фтор- и гидроксипатиту. Содержание Sr в нём изменяются в диапазоне 2,6–9,3 мас. %, Ba - не превышают 0,8 мас. %. Во фторапатите присутствует небольшое количество Na_2O (0,3–0,6 мас. %), а в гидроксипатите -повышенное SiO_2 (2,0–5,5 мас. %).

Вадеит ($K_2ZrSi_3O_{10}$) из изученных лампроитов, в отличие от такового из фенитов, сиенитов и карбонатитов, характеризуется повышенными содержаниями FeO (0,6-2,2 мас. %) и TiO_2 (1,1-3,4 мас. %).

Титаносиликаты представляют собой минеральные разновидности серии щербаковит (K)–батисит (Ba) с общей формулой $(Ba,K)(K,Na)Na(Ti,Nb,Zr,Fe)_2Si_4O_{14}$. В титаносиликатах из оливин-флогопит-лейцитовых лампроитов массива отмечается присутствие повышенных содержаний ZrO_2 (0,7-1,0 мас. %), в отличие от K-батисита из пород массива Кедрового Мурунского щелочного комплекса [91].

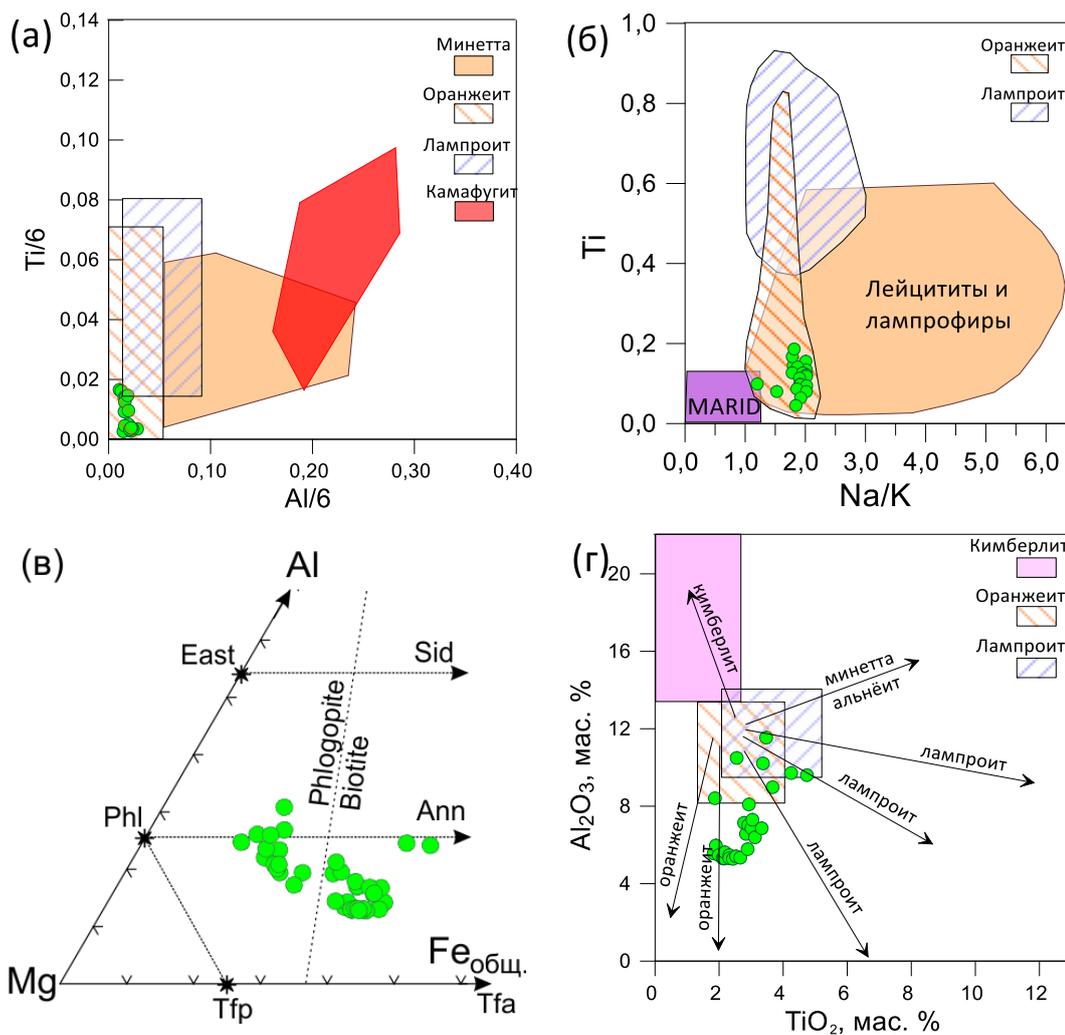


Рисунок 18 - Особенности состава клинопироксенов (а), амфиболов (б) и слюд (в-г) из оливин-флогопит-лейцитовых лампроитов Мурунского щелочного комплекса
 Поля составов по [96]. Phl – флогопит, Tfp – тетраферрифлогопит, Tfa – тетраферрианнит, Sid – сидерит, Ann – аннит

Анализ новых и ранее полученных данных по составу породообразующих и акцессорных минералов из оливин-флогопит-лейцитовых пород Мурунского щелочного комплекса позволяет ещё раз констатировать, что наряду с присутствием в них типоморфных для лампроитов минералов: вкрапленников бедного Al_2O_3 диопсида, обогащенного железом санидина, вадеита, щербаковита, состав амфиболов, клинопироксенов основной массы, слюд больше соответствует таковым из оранжеитов или лампрофиров. Существует несколько точек зрения на лампроитовые породы Мурунского щелочного комплекса. Так А.А. Конев с соавторами [91] считали, что их нельзя относить к лампроитам. Л.И. Панина [97-98] отмечала, что в результате термобарогеохимических исследований установлены «черты сходства физико-химических параметров формирования» этих пород как с обычными лампроитами, так и с К-базальтоидами. Н.В.

Владыкин [93] утверждал, что по химическому составу и составу породообразующих и акцессорных минералов лампроиты Алдана и, в частности, Мурунского щелочного комплекса «аналогичны другим лампроитам Мира».

2. Карбонатитовые проявления Маломурунского щелочного комплекса.

Первые сведения о необычных кальцит-кварцевых породах с графической структурой в Мурунском массиве были представлены в работе Е.И. Воробьева с соавторами [99], где и предложено дать этим породам собственное название – торголит, по месту обнаружения.

Кальцит-кварцевые карбонатитоиды (рисунок 19а) образуют как небольшие жильные тела, мощностью от 1 см до 1 м, так и крупные - мощностью до 10 м и протяженностью до 100 м [91, 99], секущие разнообразие вмещающие породы, контакты с которыми - чёткие, ровные и резкие. Иногда в торголитах присутствуют обломки вмещающих пород. Вдоль контактов и на замыкании жил во вмещающих породах образуются маломощные зоны калишпатизации и эгиринизации [99].

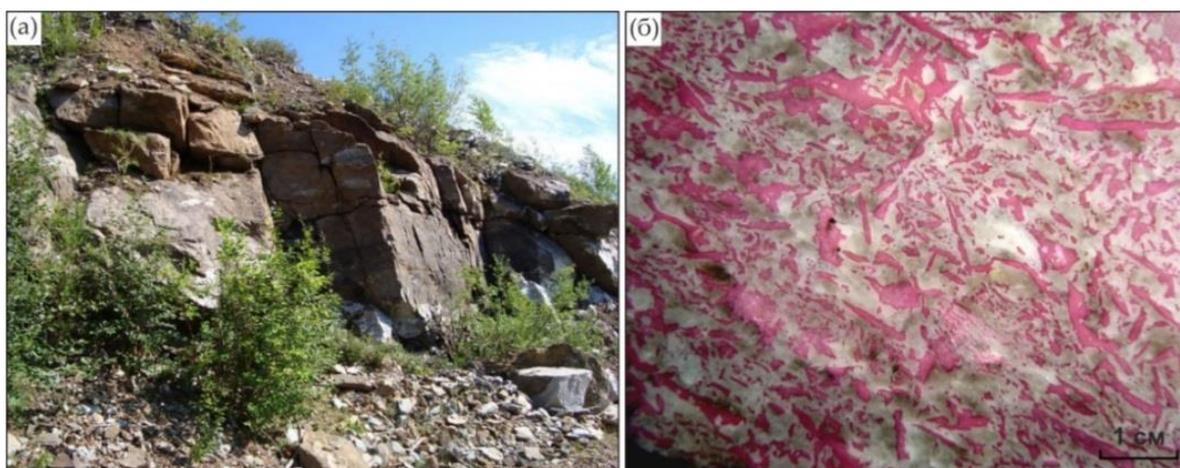


Рисунок 19 - Коренное обнажение графических кальцит-кварцевых карбонатитоидов (а), графические сростки кальцита (красное) и кварца (белое) (б)

Макроскопически — это белые или светло-серые породы массивной текстуры, структура меняется от тонко- до крупно- и гигантозернистой. Главной особенностью торголитов являются эпитаксические срастания кварца и кальцита (рисунок 19 б), данная графическая структура развита повсеместно во всём объеме жил [99, 91]. Подобного рода графические сростки кальцита и кварца наблюдались также и в щелочных гранитах Мурунского массива [99].

Состав пород характеризуется постоянным соотношением главных породообразующих минералов – кварца и кальцита, которые находятся в соотношении ~2:1, вне зависимости от зернистости пород [91, 99, 92]. Второстепенные и акцессорные минералы встречаются редко и представлены ортоклазом, эгирин-авгитом, делиитом

($K_2ZrSi_6O_{15}$), апатитом, баритом, титанитом, торитом, чароитом, а сульфидно-рудные - пирротинном, пиритом, халькопиритом и галенитом.

Петрография и минералогия торголитов подробно рассмотрена в работах [91, 99, 100]. Отметим только, что состав кальцита характеризуется повышенным содержанием SrO (1.5-3.3 мас. %) и постоянным присутствием MnO (0.2-4.9 мас. %) и FeO (0.26-1.0 мас. %). Делиит - белый, водяно-прозрачный, максимальный размер зерен достигает 1 мм. Содержания в нем TiO_2 не превышают 1.8 мас. %.

Наше исследование было сосредоточено на включениях в кварце и делиите, так как кальцит содержит только многочисленные минеральные, газовые и двухфазные флюидные включения, а изучение включений в кальците осложняется его идеальной спайностью, к тому же в кальците невозможно надёжно идентифицировать включения карбонатного расплава.

Кварц содержит первичные расплавные, а также газовые и газовой-жидкие включения. Первичные расплавные включения характеризуются формой близкой к сферической и содержат кристаллическое минеральное вещество и флюидное обособление, состоящее из пузырька газа и небольшой порции водно-солевого флюида (рисунок 20а). Расплавные включения сопровождаются ореолом мелких темных вторичных газовых включений, образование которых связано с разгерметизацией таких включений после захвата и утечкой из них флюидной фракции. Остальные газовые и двухфазные флюидные включения отчетливо располагаются по системам трещин и являются вторичными (рисунок 20б). В водяно-прозрачных кристаллах делиита ($K_2ZrSi_6O_{15}$) были обнаружены первичные многофазные флюидные включения, в которых наблюдаются пузырек газа, водно-солевой раствор и тонкозернистый агрегат солей (рисунок 20в) и газовой-жидкие включения.

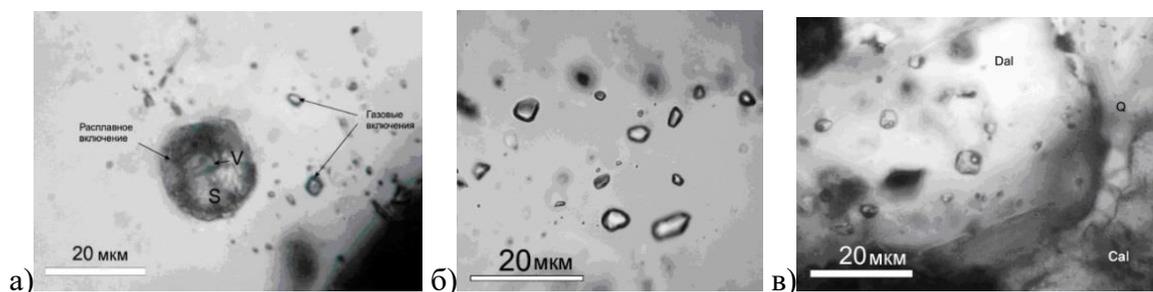


Рисунок 20 - Первичное расплавное включение в кварце, в ореоле сопутствующих ему газовых включений

Указаны газовая (V) и минеральные (S) фазы расплавного включения (а). Газовые флюидные включения в кварце (б). Первичные многофазные флюидные включения в зерне делиита (Dal – делиит, Q – кварц, Cal – кальцит) (в)

Присутствие такого сообщества флюидных включений в минералах кальцит-кварцевых карбонатитоидов позволяет предполагать гетерофазное состояние минералообразующей среды при их кристаллизации.

КР-спектры твердых фаз в расплавных включениях содержат полосу 526 см^{-1} , характерную для делиита ($\text{K}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}$), присутствующего в минеральном составе кальцит-кварцевой графики (рисунок 21а). Однако анализ состава твердых фаз включения показывает отсутствие циркония. В составе включения не было обнаружено серы, тем не менее на КР-спектрах присутствуют характерные для сульфатов полосы — сильная 993 см^{-1} , а также слабые в интервале $620\text{—}650\text{ см}^{-1}$. Газовая фаза расплавных включений представлена смесью $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2$, состав сопутствующих газовых включений представлен CO_2 , N_2 , CH_4 и H_2S .

В многофазных включениях, обнаруженных в делиите, установлены тенардит (Na_2SO_4), трона ($\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и натрон ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) (рисунок 21б). Эффект сильной люминесценции, возникающий при анализе некоторых флюидных включений, свидетельствует о вероятном присутствии битуминозных или нефтеподобных веществ. Газовая фаза таких включений содержит CO_2 , N_2 , CH_4 , C_2H_6 и C_3H_8 , водно-солевой раствор — ион HS^- , вторичные газовые включения в кварце — N_2 и CH_4 .

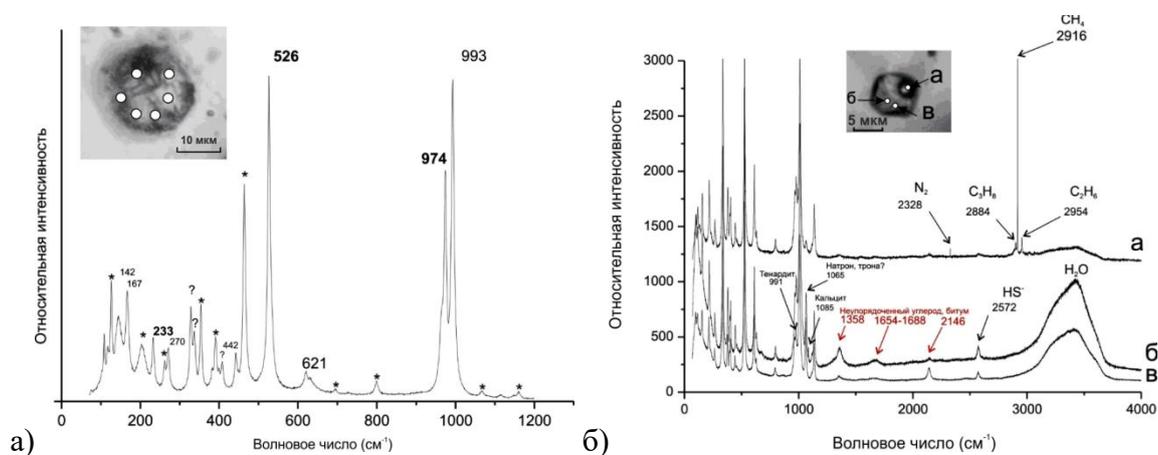


Рисунок 21 - КР-спектры: (а) – минеральной фазы расплавного включения в кварце кальцит-кварцевой графики; (б) – многофазного включения в зерне делиита ($\text{K}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}$) (указаны идентифицированные газы и минеральные фазы и частоты их спектральных полос: газовая фаза (а); раствор с кашеобразной смесью твердых фаз (б, в))

На фотографии включения показаны точки экспонирования, в которых были получены идентичные спектры (рисунок 21а). Спектральные полосы, волновое число которых указано полужирным шрифтом, соответствуют минералу, идентичному по составу конечному члену изоморфного ряда делиит—даванит ($\text{K}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}\text{—K}_2\text{TiSi}_6\text{O}_{15}$), либо неидентифицированным Nb-Na-K-Ti силикатным фазам, содержащих мотив Si_6O_{15} . Спектральные полосы, обозначенные простым шрифтом, принадлежат сульфатной твердой

фазе. Газовая фаза таких включений содержит CO_2 , N_2 , CH_4 , C_2H_6 и C_3H_8 . Водно-солевой раствор содержит ион HS^- . Вторичные газовые включения в кварце содержат N_2 и CH_4 . В некоторых вторичных газовых включениях так же фиксируются признаки присутствия неупорядоченного углерода.

К сожалению, не удалось достичь полной гомогенизации расплавных включений в кварце и многофазных – в делиите. При нагревании расплавные и некоторые газовые включения декрипитируют в интервале температур от 450 до 550°C.

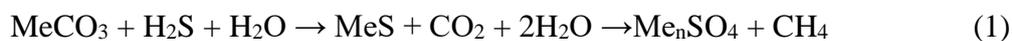
Глубокое охлаждение (до -195°C) (по методу криометрии [101] газовых включений, сопутствующих расплавным, вызвало конденсацию жидкости и появление в ней газового пузырька. Включения гомогенизировались при температурах от -86,5 до -95°C; плотность газовой фазы оценивалась в 0,22 г/см³. В глубоко охлажденных вторичных газовых включениях в кварце появляется кайма жидкости, которая гомогенизируется в газовую фазу при температуре от -89 до -91 °C, плотность газовой смеси в таких включениях составляет 0,08 г/см³. Многофазные включения в делиите содержат газ, который сжижается при охлаждении и гомогенизируется в газовую фазу при температуре от -95 до -89 °C, плотность газовой фазы оценивается в 0,085 г/см³. Давление, при котором происходила частичная разгерметизация первичных расплавных включений, составляет величину около 120 Мпа. Вторичные газовые включения могли быть захвачены при давлении порядка 36 Мпа.

Результаты изучения фаз сферического расплавного включения методом электронной сканирующей микроскопии показали, что твердые фазы включения представлены Ti-Nb-U содержащими силикатными фазами. Пересчет результатов анализа на формульные единицы позволяет определить твердые фазы включения как даванит $\text{K}_2\text{TiSi}_6\text{O}_{15}$, а также как минеральные фазы, аналогичные К-батиситу $\text{KNaBaTiSi}_4\text{O}_{15}$, либо щербаковиту $\text{BaKNaTi}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}_2$, но содержащие Са вместо Ва.

В результате проведенных исследований в кварце и делиите кальцит-кварцевых карбонатитоидов с графической структурой установлено, что первичные расплавные и флюидные включения содержат сульфаты, разупорядоченный углерод и углеводороды, которые представлены широкой гаммой органических соединений от битума до метана, а также в некоторых случаях свободный H_2 . Водно-солевые растворы включений содержат, главным образом, хлориды и гидрокарбонат натрия. Примечательно, что SO_4^{2-} не обнаружен в составе раствора многофазных и двухфазных включений и весь оказывается связанным в твердых сульфатных фазах.

Так как ранее уже было установлено, что газовая часть флюида в торголитах содержала N_2 и CO_2 [102], особый интерес, на наш взгляд, вызывает присутствие ассоциации восстановленных газов. Этому факту существует несколько объяснений.

Согласно известной химической формуле (1) при высокой температуре сульфат взаимодействует с углеводородами и равновесие в системе неизбежно смещается в сторону образования карбоната и H_2S , вплоть до полного окисления метана [103-104]:



Из этого следует, что при высокой температуре захвата первичных сульфатсодержащих расплавных и флюидных включений их равновесный состав должен быть близок к системе $Me_nCO_3-SiO_2-Al_2O_3-H_2S-H_2O$, что фактически соответствует составу карбонатитового расплава из которого кристаллизовались кальцит-кварцевые породы.

Присутствие свободного H_2 в составе газовой фазы раскристаллизованных расплавных включений, в которых присутствуют фазы сульфатов и водосодержащих алюмосиликатов является, по-видимому, обычным явлением для сульфатных включений в минералах пород щелочных массивов Алдана, и может объясняться протеканием окислительно-восстановительных реакций, подобных тем, которые приводят В.Л. Барсуков и Б.Н. Рыженко [105] для низкотемпературной области системы диорит/вода, где в невариантном твердотельном парагенезисе сосуществуют сульфиды и сульфаты, и где роль потенциал задающего компонента играет сера.

Таким образом, синтез сульфатов, углеводородов и свободного H_2 , которые обнаружены в составе первичных расплавных и флюидных включений в минералах кальцит-кварцевых карбонатитоидов происходил уже после их захвата в результате протекания окислительно-восстановительных реакций между компонентами включений при понижении температуры. Вторичные газовые метановые флюидные включения и карбонатно-сульфатные включения в кварце захватывались уже при понижении температуры и сдвиге равновесия во флюидной системе в сторону образования сульфата и углеводородов. Подтверждением этому может служить факт преобладания сульфатов в составе постмагматических минералообразующих флюидов гидротермальных образований, генетически связанных с породами карбонатитового комплекса Мурунского массива [106].

Принимая во внимание высокую плотность метана в сопутствующих газовых включениях, а также присутствие тяжелых углеводородов, можно заключить, что во время кристаллизации кальцит-кварцевых карбонатитов фугитивность H_2S при высокой температуре захвата включений была достаточно высока, чтобы обеспечить образование в

карбонатитах и чароитовых породах не только пирротина, пирита и халькопирита, но и галенита и других экзотических сульфидов (сфалерит, борнит, диггенит, халькозин, ковеллин, халькопирит, идаит, молибденит, сульфанит, канфильдит, джерфишерит, мурунскит, талкусит) [91].

С другой стороны, глубинные К-щелочные породы и кимберлиты выплавляются из ультраосновной мантии (при очень низкой степени плавления – менее 1%) при помощи тепла плюмов с участием CO_2 , H_2O , K_2O , выделяющихся в результате дегазации ядра при его взаимодействии с окисленным силикатным веществом [107]. Углеводороды легко растворяются в первичной щелочно-ультраосновной магме и существуют с ней до поздних процессов кристаллизации серии пород этого комплекса. В кимберлитах они выделяются в гидротермальную стадию после кристаллизации кварца совместно с сульфидами в виде разнообразных битумов и до кристаллизации кальцита и гипса. Подобные взаимоотношения часто наблюдаются непосредственно в жеодах гидротермальных жил в кимберлитах. В К-щелочном комплексе Мурунского массива углеводороды и, получившиеся при их разделении газы, участвуют в минералообразовании силикатных чароитовых пород и самых поздних силикатно-карбонатных кальцит-кварцевых карбонатитов. Восстановительные условия кристаллизации чароитовых пород при участии углеводородов подтверждаются находкой в них значительных количеств самородной меди, дигенита и целого ряда (более 10) самородных минералов и интерметаллидов Cu, Au, Ag, Sb, Bi, Fe-Mn, минералов Pd и Pt – (фрудит, спериллит), а также джерфишерита, мурунсита, талкусита и битуминозного Fe-Mn-C силиката. В более низкотемпературных кальцит-кварцевых карбонатитоидах производные мантийных углеводородов выделяются в виде газовых и флюидных включений.

Очевидно, что мантийные углеводороды, участвующие в выплавлении первичной магмы и растворенные в ней, прошли через длительную стадию кристаллизации пород К-Мурунского комплекса, от ультраосновных пород до гранитов и отделившегося от них силикатно-карбонатного расплав-флюида и уже значительно отличаются от своего первичного состояния. Находка такого большого разнообразия газов – производных первичных углеводородов, может свидетельствовать о мантийном происхождении первичной магмы Мурунского массива и участии в ее выплавлении глубинных углеводородов, водорода и метана.

Химическое микронзондовое Th-U-Pb датирование монацита из редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива

Бурпалинский массив, относящийся к Северо-Байкальской щелочной провинции, является уникальным редкометалльным объектом с Na-специализацией, представляет собой многостадийную интрузию центрального типа площадью 250 км² [108]. Проведенные ранее U-Pb-геохронологические исследования Бурпалинского массива по цирконам показали, что возраст щелочных сиенитов (пуласкитов) главной фазы (2 – проба Бур 305/10) составляет 294±1 млн лет, а редкометалльных пегматитов северо-западной зоны (3 – проба Бур 313/10) – 283±8 млн лет [109-111]. Редкометалльные пегматиты Бритолитовой зоны (1 – проба Бур 310/9), которые внедрились по разломам в щелочных сиенитах центральной части массива, продатированы нами впервые методом U-Th-Pb SIMS по монацитам (APO₄, где A – LREE, Th, Y, Ca, Pb, U и др.).

Монациты представлены удлинёнными или изометричными кристаллами. Они находятся в сростках с апатитом, флюоритом, кварцем, (Ce)-бастнезитом и кальцитом (рисунок 22 а, б). Химический состав монацитов достаточно вариативен как по главным компонентам, так и по примесям. Среди монацитов данных редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива выделены монациты-(Ce) и монациты-(La).

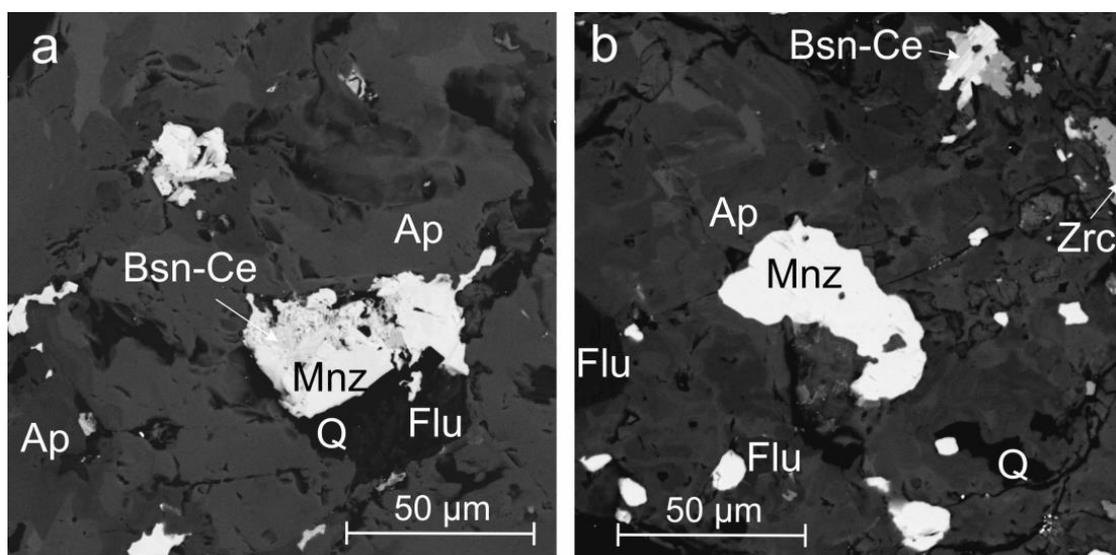


Рисунок 22 - Изображение BSE (в отраженных электронах)

Включения монацита и других минералов в зернах апатита из редкометалльных пегматитов центральной части Бурпалинского массива: (а) – монацит в ассоциации с Се-бастнезитом, флюоритом и кварцем в апатите; (б) – монацит в апатите в ассоциации с Се-бастнезитом, флюоритом, цирконом и кварцем. Ap – апатит, Bsn-Ce – бастнезит-(Ce), Flu – флюорит, Mnz – монацит, Q – кварц, Zrn – циркон

Для монацитов (Ce)-группы характерно содержание Ce₂O₃ в диапазоне 28.10–35.60 и La₂O₃ 22.19–27.85 мас.%. В качестве примесей присутствуют Nd₂O₃ – 5.13, ThO₂ – 6.32, SiO₂ – 2.67, Pr₂O₃ – 1.66, CaO – 1.39 PbO – 0.07, UO₂ – 0.21 мас.%. Следует отметить, что

большинство монацитов данной группы находится в тесном сростании с карбонатами (кальцитом и Се-паризитом), а также в контакте с флюоритом и кварцем. В монацитах (La)-группы массива содержания Ce_2O_3 варьируются в пределах 27.73 – 28.72, при этом содержания La_2O_3 составляют 29.02- 33.66 мас. %. Содержания примесных элементов по сравнению с (Ce)-разновидностью меньше и составляет в среднем Nd_2O_3 – 2.46, ThO_2 – 4.75, SiO_2 – 2.33, Pr_2O_3 – 0.86, CaO – 1.33, PbO – 0.07, UO_2 – 0.10 (мас. %). Большой частью кристаллы монацита-(La) представляют собой отдельные кристаллы в контакте с апатитом, реже с флюоритом.

Возраст монацитов рассчитывали методом CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method) [112]. Использование данного метода обусловлено возможностью экспрессно решать задачи геохронологии, датируя акцессорные минералы непосредственно в шлифах. Возраст, рассчитанный методом изохроны, составил 273 ± 69 млн лет. В геологическом строении Бурпалинского массива выделяется три фазы [109-110]: ранняя (шонкиниты и меланократовые сиениты), главная (нефелиновые сиениты, пуласкиты и кварцевые сиениты) и жильная, в которую объединяют в том числе и редкометалльные пегматиты. Ранее были датированы породы главной фазы и один из представителей жильной [110-111]. Редкометалльные пегматиты локализованы в массиве на трех участках и различаются по минеральному и химическому составу. Одной из особенностей минерального состава изученных пегматитов является присутствие бритолита, который иногда образует крупные мономинеральные обособления. Интересно, что повышенные содержания бритолитового минала в апатитах характерно для брүстеритовых карбонатитов массива, которые совместно с кварц-карбонатными карбонатитами и апатит-флюоритовыми породами объединяются нами в отдельную фазу [113]. Таким образом, впервые полученный изохронный возраст 273 ± 69 млн лет по монациту из пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива свидетельствует о том, что они внедрялись после редкометалльных пегматитов северо-западного участка и позволяет с определенной долей осторожности предположить существование нескольких этапов становления редкометалльных пегматитов в массиве.

2.5. Оценка роли мантийных магм плюмовой природы в формировании позднепалеозойских редкометальных щёлочных гранитов южного обрамления Сибирской платформы

Среди проявлений щёлочногранитоидного магматизма южного обрамления Сибирской платформы известен ряд немногочисленных массивов-месторождений с редкометальной минерализацией. Для оценки роли магм плюмовой природы и выявления факторов, способствовавших образованию редкометальной минерализации, были изучены Хайламинский и Ингурский массивы.

Хайламинский массив

Исследованы породы и руды щелочно-гранитного Ta-Nb-REE Зашихинского месторождения (Восточный Саян), магматическая природа редкометального оруденения которого была доказана в многочисленных работах [114-120].

На основе литературных данных и проведенных полевых работ нами выделены следующие разновидности щелочных пород в пределах месторождения (рисунок 23): 1) микроклин-кварц-рибекитовые граниты пегматоидной структуры (только по работам В.В. Архангельской с соавторами [121]; 2) кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом (убогие тантал-ниобиевые руды); 3) кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом (бедные тантал-ниобиевые руды); 4) кварц-альбит-микроклиновые лейкограниты (рядовые тантал-ниобиевые руды); 5) кварц-альбитовые граниты и альбититы (богатые тантал-ниобиевые руды). Амфиболсодержащие граниты составляют более 50 % объема щелочных пород Зашихинского месторождения и в ряде работ были объединены в один тип гранитов [116-118].

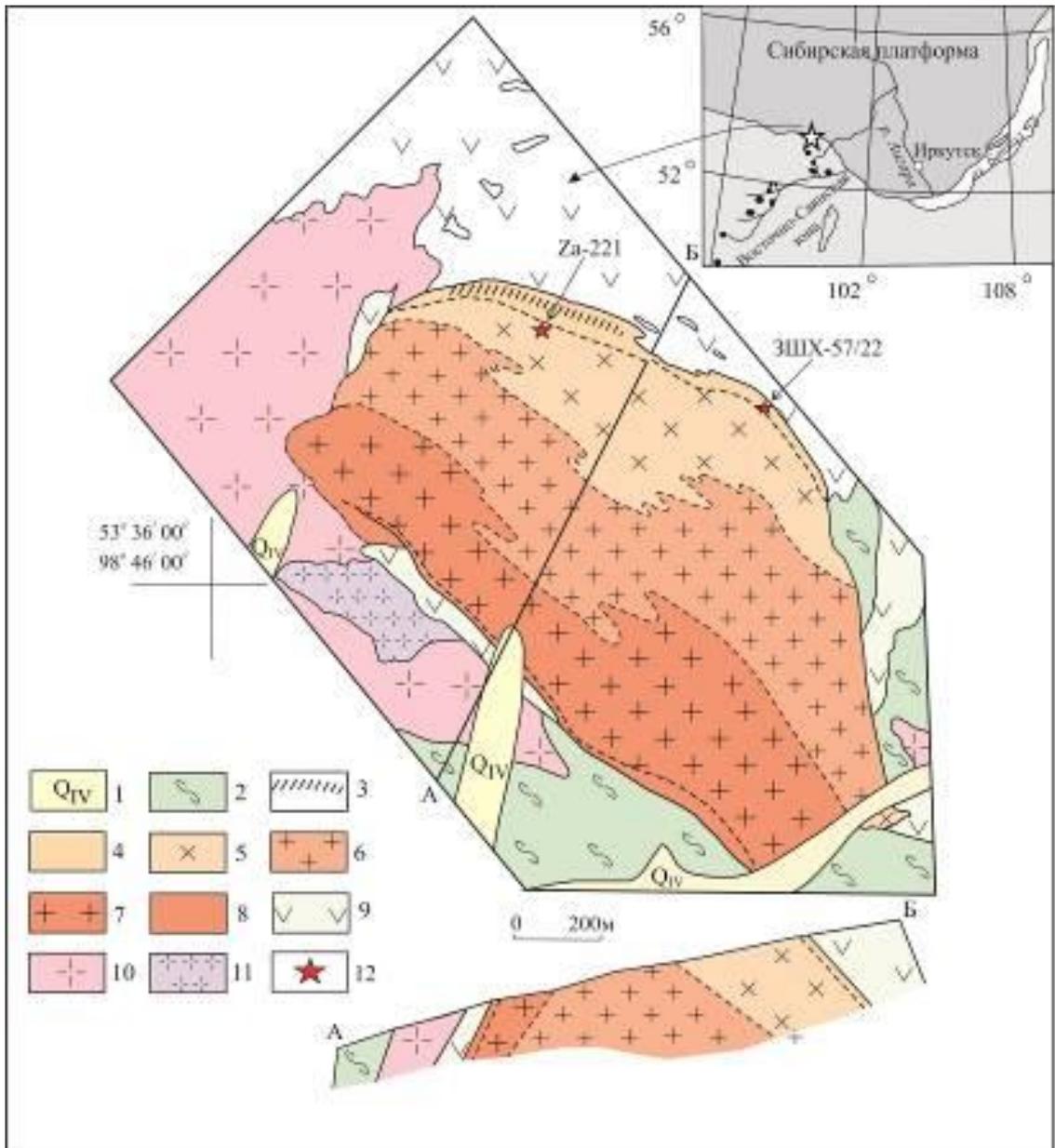


Рисунок 23 – Схема геологического строения Зашихинского месторождения (по данным [117,121] с изменениями авторов)

1 – четвертичные отложения; 2 – сланцы, микрогнейсы, амфиболиты бирюсинской свиты; 3–8 – Зашихинское месторождение: 3 – область формирования пород с высоким содержанием флюорита и рудных минералов, 4 – кварц-альбитовые граниты и альбититы, 5 – кварц-альбит-микроклиновые лейкограниты, 6 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с крупнолейстовым пойкилитовым амфиболом, 7 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом, 8 – микроклин-кварц-рибекитовые граниты пегматоидной структуры; 9 – граниты, сиениты, граносиениты огнитского интрузивного комплекса; 10 – диориты хойто-окинского (урдаокинского) интрузивного комплекса; 11 – пегматоидные амфиболовые граниты саянского интрузивного комплекса; 12 – места отбора проб

Предварительные результаты проведенных минералого-геохимических исследований гранитов с игольчатым и крупным пойкилитовым амфиболом показали, что обе разновидности пород характеризуются близким минеральным составом [122]. Также, согласно классификации IMA [123], игольчатый и пойкилитовый амфиболы относятся к

группе Na-амфиболов, имеют близкий химический состав и являются арфведсонитами с высоким содержанием фтора (рисунок 24а). Исследование главного рудного минерала показало близкий химический состав в изученных разновидностях амфиболсодержащих гранитов и представлен марганцевым колумбитом (рисунок 24б). Колумбит-(Fe) в данных породах не установлен.

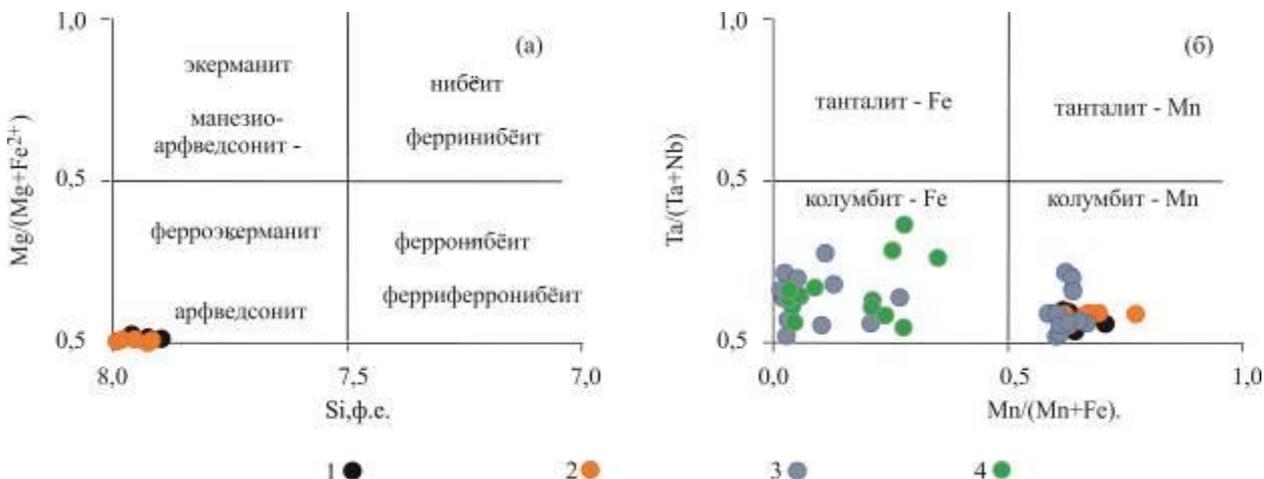


Рисунок 24 – Составы амфиболов (а) и колумбитов (б) из щелочных пород Зашихинского месторождения

1 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом; 2 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом; 3 – кварц-альбит-микроклиновые лейкограниты; 4 – кварц-альбитовые граниты и альбититы

Проведенные петро- и геохимические исследования показали, что щелочные граниты с игольчатым и пойкилитовым амфиболом характеризуются близкими петрохимическим и микроэлементным составами, породы образуют единое поле фигуративных точек на различных дискриминационных диаграммах, а спектры распределения микроэлементов перекрывают друг друга (рисунок 25). Сходство вещественных характеристик исследуемых пород указывает на принадлежность гранитов с тонкоигольчатым арфведсонитом и пойкилитовым арфведсонитом к двум фациальным разновидностям гранитов, которые формировались в рамках одного магматического события из общего источника, а их объединение в единый тип редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения вполне допустимо. Морфологическое различие амфиболов натриевой подгруппы может быть связано с разной скоростью кристаллизации щелочного расплава: образование пород с тонкоигольчатым арфведсонитом происходило быстрее, чем формирование редкометалльных гранитов с пойкилокристаллами [122, 125].

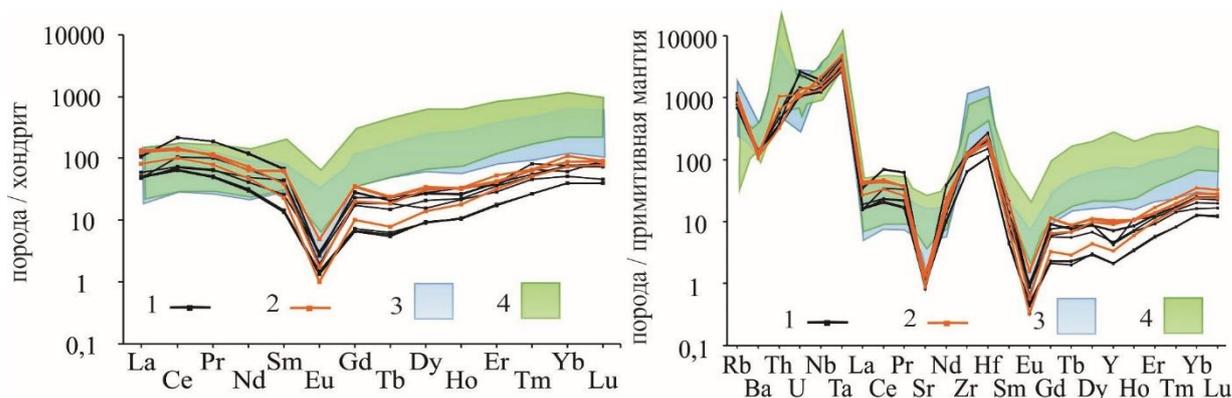


Рисунок 25 – Распределение микроэлементов в породах Зашихинского месторождения, нормированных на хондрит и состав примитивной мантии [124]

1 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом; 2 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом; 3 – поле составов кварц-альбит-микроклиновых лейкогранитов; 4 – поле составов кварц-альбитовых гранитов и альбититов.

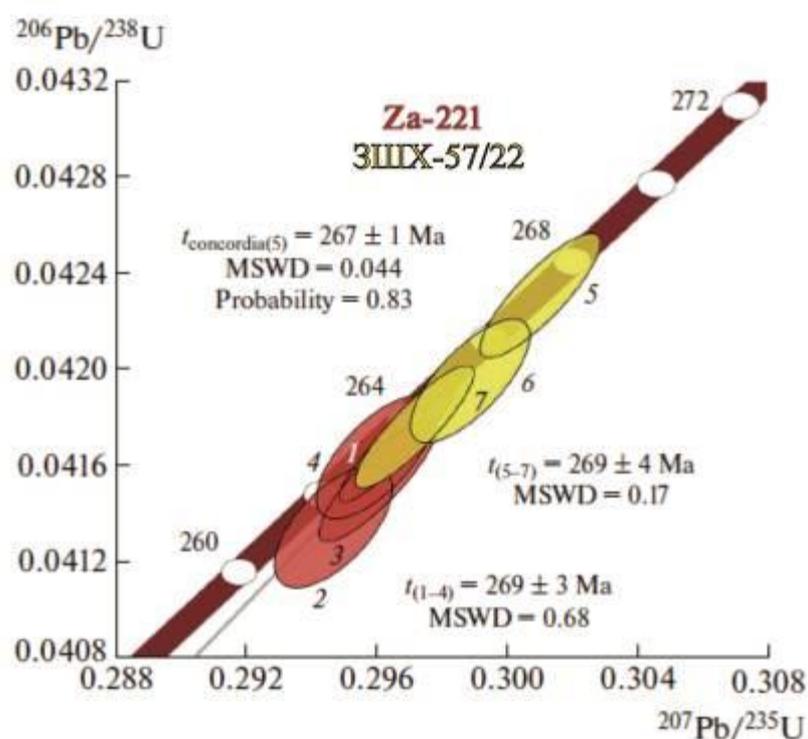


Рисунок 26 – Диаграмма с конкордией для циркона из лейкогранита (Za-221) и циркона из альбитита (ЗШХ-57/22).

Также было проведено U-Pb (ID TIMS) геохронологическое изучение метамиктного циркона из кварц-альбит-микроклиновых лейкогранитов (Za-221) и альбититов (ЗШХ-57/22) [126]. Данные породы представляют собой наиболее редкометалльную зону Зашихинского месторождения, а места отбора проб – богатые тантал-ниобиевые руды (рисунок 25). Оценки возраста, полученные для лейкогранитов с гороховым кварцем и альбититов, полностью совпадают (269 ± 3 и 267 ± 1 млн лет) и отражают время образования

гранитов Зашихинского месторождения (рисунок 26). Полученные геохронологические данные хорошо согласуются с оценкой возраста Rb–Sr в 261 ± 4 млн лет [127, 128].

Ингурский массив

Ингурский массив находится в пределах Витимского плоскогорья в Западном Забайкалье (среднее течение р. Витим). Его выходы прослеживаются неширокой полосой (5 км) в северо-восточном направлении на расстоянии около 25 км (~100 км²).

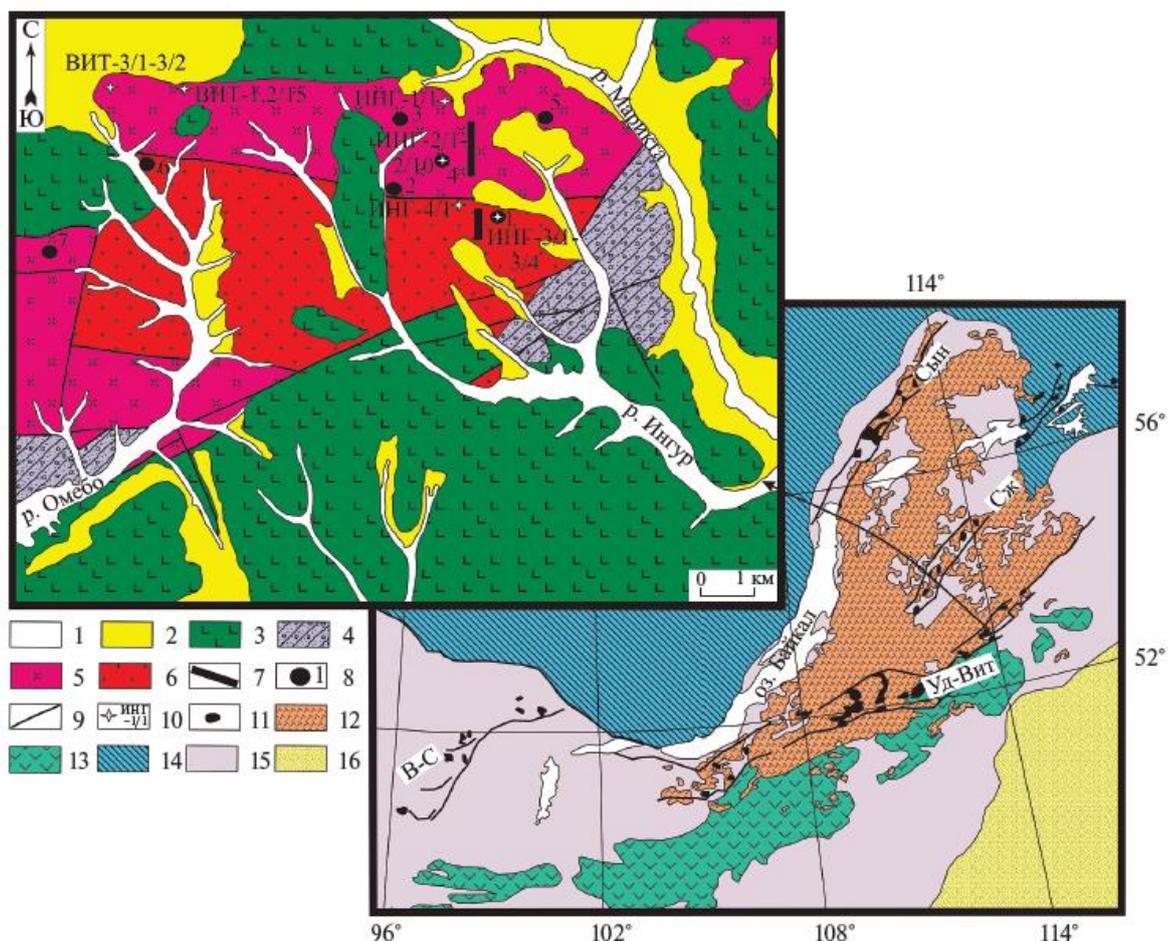


Рисунок 27 - Схема геологического строения Ингурского массива по [129-131].

На врезке показано положение района в структурах складчатого обрамления Сибирской платформы. 1 – современные речные отложения: галечники, пески, глины; 2 – четвертичные речные и озерные отложения: галечники, пески, глины; 3 – четвертичные базальты; 4 – раннемеловые отложения, тургинской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, горючие сланцы; 5-8 – породы Ингурского массива: 5 – щелочные биотит-рибекитовые граниты; 6 – субщелочные биотитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты, 7 – дайки диабазов, габбро-диоритов; 8 – пегматитовые тела и их номера; 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб и их номера; 11-16 – условные к врезке: 11 – массивы щелочных пород и зоны их распространения (Сын – Сыннырская, Уд-Вит – Удино-Витимская, Сж – Сайженская, В-С – Восточно-Саянская; 12 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 13 – комплексы позднепалеозойских краевых поясов; 14 – Сибирская платформа; 15 – палеоконтинет; 16 – палеоазиатский океан.

Массив имеет зональное строение, внешнее обрамление представлено щелочными биотит-рибекитовыми гранитами, тогда как центральная часть (~40 км²) сложена разномасштабными субщелочными биотитовыми, аляскистыми и арфведсонитовыми гранитами. Встречаются отдельные дайки щелочных гранитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диабазов и габбро-диоритов. Особенностью массива являются шпировые пегматиты, которые встречаются в центральной части, но более тяготеют к внешней, северной зоне массива и к разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного простирания. С пегматитами связана Ta–Nb-минерализация. Всего выделено семь шпировых пегматитов [129].

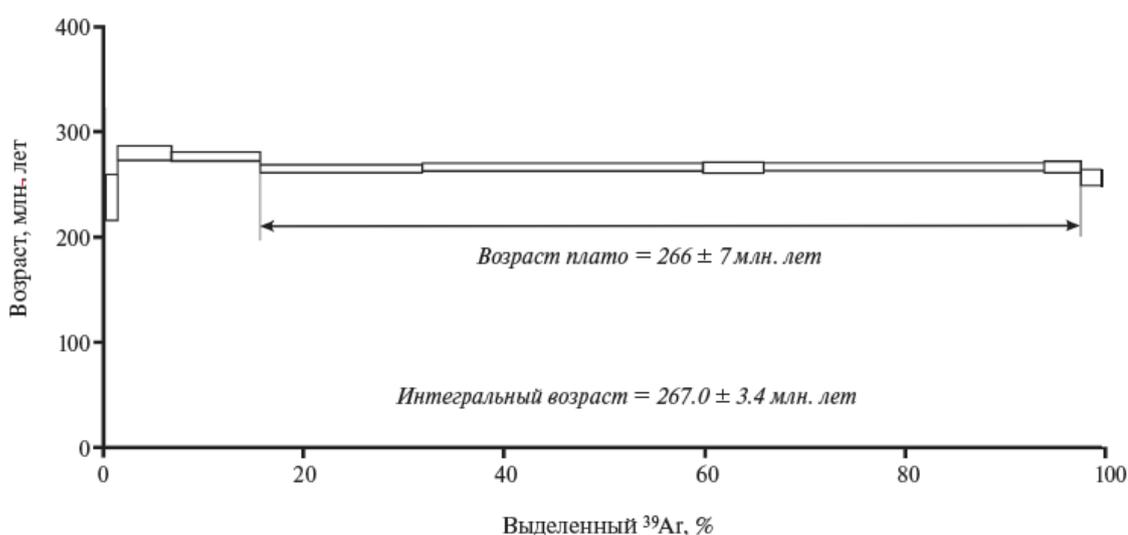


Рисунок 28 - Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar-исследования методом ступенчатого прогрева амфибола из гранитов Ингурского массива

Для определения факторов, способствовавших формированию редкометальной минерализации Ингурского массива щелочных гранитов (рис. 5), положены результаты сопоставления петро-геохимических характеристик щелочных гранитоидов рядом расположенных рудоносного Ингурского и безрудного Шербахтинского массивов. U–Pb (SHRIMP-II)-возраст циркона Ингурского плутона оценен в ~272 млн лет [130]. Возраст циркона (SHRIMP RG и LA-ICP-MS) из пород Шербахтинского массива составляет 260 млн лет [132]. Породы этих массивов образуют общий ряд составов с вариациями от сиенитов до щелочных гранитов (в Шербахтинском массиве) и от щелочных гранитов до пегматитов (в Ингурском массиве). Образование этого ряда пород связывается с глубокой дифференциацией общей для обоих массивов исходной магмы, сопровождавшейся последовательным снижением величины магнезиальности и накоплением редких элементов (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) в остаточных расплавах. Наибольших значений они

достигают в пегматитах Ингурского массива, в которых появляется редкометальная минерализация. Её образование связывается с тем, что, согласно выполненным геохронологическим $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (266 млн лет, рис 6) и термохронологическим исследованиям с учётом параметров закрытия изотопных систем (~ 800–900°C, циркон, U/Pb; ~500°C, амфибол), Ингурский массив на протяжении 6 млн. лет располагался в области температур от 900° до 500°. Столь длительное его нахождение в области высоких температур сопровождалось не только глубокой дифференциацией остаточных расплавов, но и стимулировало флюидную активность, которая способствовала перераспределению и накоплению рудных элементов в пегматитах.

Наиболее вероятным источником мантийных магм, которые обеспечили формирование щёлочно-гранитных массивов, мог стать Хангайский плюм – единственный центр магматической активности в интервале 270–240 млн лет назад в юго-западном обрамлении Сибирской платформы [127-128]. Его периферия отличается преобладанием щелочных и бимодальных, в том числе редкометальных комплексов [128], которые широко распространены в центральной и северной Монголии, а также в прилегающих районах Забайкалья [126].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения НИР в 2024 г. получены следующие результаты:

1) На основании расчёта фугитивности кислорода в ряде перidotитовых массивов ЦАСП, которые представляют собой надсубдукционную литосферную мантию, и сопоставления с литературными данными показано, что надсубдукционная литосферная мантия может быть не так окислена, как ранее предполагалось. Представляющие ее перidotиты демонстрируют широкий диапазон вариаций фугитивности кислорода. Причины этого – условия плавления, наличие процесса взаимодействия с расплавом и разная интенсивность проработки надсубдукционным окисленным флюидом. Также это может быть обусловлено и неоднородностью надсубдукционной мантии: в ней могут присутствовать блоки, испытавшие более древнее плавление и до попадания в надсубдукционную зону являвшиеся более восстановленной субкратонной мантией. Таким блоком в надсубдукционной мантии является офиолитовый массив Хара-Нур (Восточный Саян). Изучение флюидных включений в оливинах и серпентиновых прожилков показало, что перidotиты массива Хара-Нур испытали взаимодействие с относительно окисленным надсубдукционным флюидом (H_2O-CO_2), который при серпентинизации внутри флюидных включений был трансформирован в восстановленный флюид (CH_4) и ассоциацию вторичных минералов (серпентин, брусит, магнетит, редко – магнезит и доломит). При этом, часть флюидных включений сложена только $CH_4 \pm$ графитом, что указывает на восстановленную природу флюида и несмесимость водных и углеводородных флюидов над зонами субдукции.

2) Изучен изотопный состав кислорода из минералов кимберлитов и мантийных ксенолитов из кимберлитовых полей Сибирского кратона. Установлено, что литосферная мантия Сибирского кратона неоднородна по изотопному составу кислорода. Для оливина и граната из перidotитовых ксенолитов центральной части Сибирского кратона наблюдается зависимость величины $\delta^{18}O$ от состава минералов (прямая корреляция с $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$). Деформированные разновидности лерцолитов по сравнению с крупно-зернистыми разновидностями характеризуются в целом более низкими значениями $\delta^{18}O$ и отсутствием корреляции с химическим составом минералов. Данный факт связывается с метасоматическими изменениями мантийными расплавами и связанными их воздействием деформационными процессами. Относительно легкий (ниже мантийных значений) изотопный состав $\delta^{18}O$, характерный для ОI из основной массы кимберлитов и для минералов низко-Сг мегакристной ассоциации, согласуется с выводом о формировании

кимберлитового расплава в астеносферной зоне мантии. Высокий изотопный состав минералов эклогитов центральной и северо-восточной части Сибирского кратона связывается наличием субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии. Однако наличие гранатовых клинопироксенитов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими $\delta^{18}\text{O}$ позволяет предположить процессы плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов.

3) Новые геохимические и изотопные данные для девонских магматических пород Урюпского участка Минусинского прогиба Алтае-Саянской рифтовой системы указывают на то, что: а) источник магматических расплавов формировался под влиянием мантийного плюма и фрагментов метасоматизированной мантии, сохранившихся после прекращения субдукционных событий, б) появление щелочных магм с высоким содержанием нефелина вызвано реакцией расплавов с блоками карбонатсодержащих осадков, в) вариации состава щелочных и умеренно-щелочных пород связаны с фракционной кристаллизацией и ассимиляцией магмами силикатной составляющей континентальной коры, деплетированного редкими литофильными элементами и отвечающей составу додевонских диоритов. Проведено сопоставление полученных характеристик с подобными данными по юрско-меловому вулканизму Западно-Забайкальской рифтовой области и установлена смешанная (внутриплитная и надсубдукционная) природа магматических источников, формирующихся в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в широком возрастном диапазоне.

4) Установлено, что среди неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири массивы Лысанского комплекса являются наиболее близкими к Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции по особенностям геологического строения и петрографическому составу пород. Формирование пироксенитов с различным содержанием рудного вещества происходило в результате дифференциации производного магматического расплава, сильно обогащенного титаном, железом, кальцием и фосфором на относительно небольших глубинах.

5) Состав породообразующих и акцессорных минералов из оливин-флогопит-лейцитовых пород Мурунского щелочного комплекса соответствует таковым из оранжеев или лампрофиров. В первичных расплавных и флюидных включениях обнаружено присутствие CO_2 , N_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , H_2 и H_2S , а также сульфатов и гидрокарбонатов, в качестве твердых дочерних фаз. Растворы включений содержат HS^- и хлориды. В составе включений присутствуют неупорядоченный углерод и битум. Все это свидетельствует об участии в

выплавлении первичной магмы глубинных углеводородов, которые затем растворяются в этой магме и после кристаллизации силикатной части магмы выделяются в виде газов в остаточном расплав-флюиде кальцит-кварцевых карбонатитов. Преобладающей формой серы в карбонатитовом расплаве, в результате кристаллизации которого образовались графические кальцит-кварцевые карбонатитоиды Мурунского массива, являлся H_2S , преобладающей формой углерода были карбонаты и CO_2 . Присутствие сульфидной серы в магматическом расплаве обеспечивало появление сульфидов на стадии кристаллизации карбонатитов. Впервые полученный изохронный возраст 273 ± 69 млн лет по монациту из пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива свидетельствует о том, что они внедрялись после редкометалльных пегматитов северо-западного участка и позволяет с определенной долей осторожности предположить существование нескольких этапов становления редкометалльных пегматитов в массиве.

б) Показано сходство вещественных характеристик редкометалльных гранитов Хайламинского массива с тонкоигольчатым арфведсонитом и пойкилитовым арфведсонитом и принадлежность пород к двум фациальным разновидностям гранитов, которые формировались в рамках одного магматического события из общего источника. Морфологическое различие амфиболов натриевой подгруппы может быть связано с разной скоростью кристаллизации щелочного расплава: образование пород с тонкоигольчатым арфведсонитом происходило быстрее, чем формирование редкометалльных гранитов с пойкилокристаллами. U-Pb (ID TIMS) геохронологическое датирование метамиктного циркона из кварц-альбит-микроклиновых лейкогранитов и альбититов (269 ± 3 и 267 ± 1 млн лет) хорошо согласуются с ранее полученной оценкой возраста Rb-Sr в 261 ± 4 млн лет. Для щелочных гранитов Ингурского массива выполнены геохимические и термохронологические исследования, которые показали глубокую дифференциацию остаточных расплавов, способствовавшую накоплению рудных элементов в пегматитах. Наиболее вероятным источником мантийных магм, которые обеспечили формирование щелочно-гранитных массивов, мог стать Хангайский плюм – единственный центр магматической активности в интервале 270–240 млн лет назад в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2024 г. были полностью выполнены. Результаты выполненной работы НИР позволили предложить модели эволюции мантийных магм, которые успешно конкурируют с лучшими достижениями в этой области, что имеет фундаментальное значение для проектирования работ по исследованию распределения, форм нахождения и происхождения редких критически

важных элементов в потенциально металлоносных породах, в том числе для разработки и внедрения методов их диагностики и концентрирования, поисковых и прогнозных критериев. Создан необходимый научный задел для продолжения исследований в рамках намеченных направлений. Список публикаций по теме проекта за 2024 г. приведен в Приложении А. Список докладов на всероссийских и международных конференциях по теме проекта за 2024 г. приведен в Приложении Б.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Miller W.G.R., Holland T.J.B., Gibson S.A. Garnet and spinel oxybarometers: new internally consistent multi-equilibria models with applications to the oxidation state of the lithospheric mantle // *Journal of Petrology*. - 2016. - Vol. 57. - P. 1199-1222.
2. Birner S.K., Warren J.M., Cottrell E., Davis F.A., Kelley K.A., Falloon T.J. Forearc peridotites from Tonga record heterogeneous oxidation of the mantle following subduction initiation // *Journal of Petrology*. - 2017. - Vol. 58. - P. 1755–1780.
3. Bénard A., Woodland A.B., Arculus R.J., Nebel O., McAlpine, S.R.B. Variation in sub-arc mantle oxygen fugacity during partial melting recorded in refractory peridotite xenoliths from the West Bismarck Arc // *Chemical Geology*. - 2018. - Vol. 486 P. 16–30.
4. Birner S.K., Cottrell E., Warren J.M., Kelley K.A., Davis F.A. Melt addition to mid-ocean ridge peridotites increases spinel Cr# with no significant effect on recorded oxygen fugacity // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2021. - Vol. 566. - № 116951.
5. Birner S., Cottrell E., Davis F.A., Warren J.M. Deep, hot, ancient melting recorded by ultralow oxygen fugacity in peridotites // *Nature*. - 2024. - Vol. 631. - P. 801-807.
6. Foley S.F. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // *Journal of Petrology*. - 2011. - Vol. 52. - P. 1363-1391.
7. Parkinson I.J., Arculus, R.J. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites // *Chemical Geology*. - 1999. - Vol. 160. - P. 409–423.
8. Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия и петрология Эгийнгольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовым расплавом // *Литосфера*. - 2010. - Т. 5. - С. 20-36.
9. Gornova M.A., Karimov A.A., Skuzovatov S.Yu., Belyaev V.A. From decompression melting to mantle-wedge refertilization and metamorphism: insights from peridotites of the Alag Khadny accretionary complex (SW Mongolia) // *Minerals*. - 2020. - Vol. 10. - № 396.
10. Gornova M.A., Belyaev V.A., Karimov A.A., Skuzovatov S.Yu., Karmanov N.S., Medvedev A.Ya., Bryanskiy N.V. Supra-subduction melt modification of the fossil subcontinental lithospheric mantle: insights from ultra-depleted Khara-Nur ophiolitic peridotites (Eastern Sayan, central Asian orogenic belt) // *Frontiers in Earth Sciences*. - 2023. - Vol. 11. - № 1270053.
11. Batanova V. G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals) // *Journal of Petrology*. - 2011. - Vol. 52. - P. 2483–2521.

12. Davis F.A., Cottrell E., Birner S.K., Warren J.M., Lopez O.G. Revisiting the electron microprobe method of spinel-olivine-orthopyroxene oxybarometry applied to spinel peridotites // *American Mineralogist*. - 2017. - Vol. 102. - P. 421–435.
13. Li J., Kornprobst J., Vielzeuf D., Fabriès J. An improved experimental calibration of the olivine–spinel geothermometer // *Chinese Journal of Geochemistry*. - 1995. - Vol. 14. - P. 68–77.
14. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125 / In: Fryer, P; Pearce, JA; Stokking, LB; et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program). - 1992. - Vol. 125. - P. 445-485.
15. Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A., Medvedev A.Ya., Brynskiy, N.V. Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: Evidence from petrography and mineral composition of Egiingol massif (Northern Mongolia) // *China Geology*. - 2020. - Vol. 2. - P. 299-313.
16. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Dijkstra A.H., Drury M.R. Geochemistry of the Othris ophiolite, Greece: evidence for refertilization? // *Journal of Petrology*. - 2003. - Vol. 44. - P. 1759-1785.
17. Parkinson I.J., Pearce, J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle Interaction in a supra-subduction zone setting// *Journal of Petrology*. - 1998. - Vol. 39. - P. 1577–1618.
18. Pagé P., Bédard J. H., Schroetter J.-M., Tremblay A. Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex // *Lithos*. - 2008. - Vol. 100. - P. 255–292.
19. Aldanmaz E., Schmidt, M.W., Gourgaud A., Meisel, T. Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes // *Lithos*. - 2009. - Vol. 113. - P. 691-708.
20. Furnes H., Dilek Y. Archean versus Phanerozoic oceanic crust formation and tectonics: Ophiolites through time // *Geosystems and Geoenvironment*. - 2022. - Vol. 1. - art. № 100004.
21. Wang K.-L., Chu Z., Gornova M.A., Dril S., Belyaev V.A., Lin K.-Y., O'Reilly S.Y. Depleted SSZ type mantle peridotites in Proterozoic Eastern Sayan ophiolites in Siberia // *Geodynamics & Tectonophysics*. - 2017. - Vol. 8. - P. 583-587.
22. O'Reilly S.Y., Zhang M., Griffin W.L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? // *Lithos*. - 2009. - Vol. 112. - P. 1043–1054.

23. Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A., Skuzovatov S.Yu, Medvedev A.Ya., Bryanskiy N.V. In situ geochemical evaluation of retrograde hydration effects in the Peri-Siberian forearc mantle (Khara-Nur and Alag-Khadny peridotite complexes) // *Minerals*. - 2024. - Vol. 14. - art. № 457.
24. Беляев В.А., Каримов А.А., Скузоватов С.Ю., Шарыгин И.С. Фазовый состав и происхождение твердофазных и флюидных включений в оливине мантийных перидотитов из офиолитов Восточного Саяна // *Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXX Всероссийской молодежной конференции*. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. - С. 27-29.
25. Klein F., Grozeva N., Seewald J.S. Abiotic methane synthesis and serpentinization in olivine-hosted fluid inclusions // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. - 2019. - Vol. 116. - P. 17666-17672.
26. Sieber M., Yaxley G.M., Hermann J. COH-fluid induced metasomatism of peridotites in the forearc mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2022. - Vol. 177. - art. № 44.
27. Picolli F., Hermann J., Pettke T., Connolly J.A.D., Kempf E.D., Vieira Duarte J.F. Subducting serpentinites release reduced, not oxidized, aqueous fluids // *Scientific Reports*. - 2019. - Vol. 9. - art. № 19573.
28. Huang J., Sverjensky D.A., Daniel I., Vitale Brovarone A. Reaction path model of the formation of abiotic immiscible hydrocarbon fluids in subducted carbonated serpentinites, Lanzo Massif (Western Italian Alps) // *Lithos*. - 2024. - Vol. 468-469. - art. № 107498.
29. Matthey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters*. - 1994. - Vol. 128. - P. 231-241.
30. Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1998. - Vol.133. – P. 1-11.
31. Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E., LeRoex A., Schulze D., Menzies M.A. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // *Journal of volcanology and geothermal research*. - 2020. - Vol. 190(1-2 SI). - P. 235-247.
32. Aulbach S., Jacob D.E. Major- and trace-elements in cratonic mantle eclogites and pyroxenites reveal heterogeneous sources and metamorphic processing of low-pressure protoliths // *Lithos*. - 2016. - Vol. 262. - P. 586–605.
33. Korolev N.M., Melnik A.E., Li X.-H., Skublov S.G. The oxygen isotope composition of mantle eclogites as a proxy of their origin and evolution: A review // *Earth-Science Reviews*. - 2018. - Vol. 185. - P. 288–300

34. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. - 263 с.
35. Mitchell, R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology; Plenum Press: New York, NY, 1986 - 442 p.
36. Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов из кимберлитов. Новосибирск: Наука, 1986. - 263 с.
37. Уханов А. В, Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука, 1988 – 286 с.
38. Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А., Гаврилов Е.Я. Изотопный состав кислорода эклогитов из кимберлитовых трубок Удачная и Обнаженная// Геохимия. - 1987. - Т. 11. - С. 1637-1641.
39. Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А. Изотопный состав кислорода минеральной ассоциации оливин-хромшпинелид // Геохимия. - 1989. - № 2. - С. 306-310.
40. Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia// Contributions to Mineralogy and Petrology. - 2003. - Vol. 145(4). - P. 424-443.
41. Тэйлор Л.А., Специус З.В., Уизли Р., Спикуцца М., Вэлли Д.У. Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов// Геология и геофизика. - 2005. - Т. 46. - № 12. - С. 1198-1206.
42. Lowry D., Matthey D.P., Harris J.W. Oxygen isotope composition of syngenetic inclusions in diamond from the Finsch Mine, RSA// Geochim. et cosmochim. acta. - 1999. - Vol. 63. - P. 1825–1836.
43. Zheng Y.F., Menzies M.A., Matthey D. Mixed mantle provenance: diverse garnet compositions in polymict peridotites, Kaapvaal craton, South Africa // Earth and Planet. Sci. Lett. - 2003. - Vol. 216. - P. 329–346.
44. Zheng Y.F. Prediction of high-temperature oxygen isotope fractionation factors between mantle minerals // Phys. and Chem. Miner. - 1997. - Vol. 24. - P. 356–364.
45. Xu J.-Y., Giuliani A., Li Q.-L., Lu K., Melgarejo J.C., Griffin W.L. Light oxygen isotopes in mantle-derived magmas reflect assimilation of sub-continental lithospheric mantle material// Nature Communications. - 2021. - Vol. 12. - art. № 6295.

46. Kosorukov A.P., Markov V.N., Stratigraphy of the Lower Devonian sedimentary-volcanogenic deposits of the Kuznetsk Alatau and the Minusinsk trough. In: New Data on Precambrian and Paleozoic Stratigraphy of the Altai-Sayan Fold Region. Zapsibgeology: Novokuznetsk, Russia, 1986. - pp. 79–80.
47. Grinev O.M. Rift systems of Siberia: methodology of investigations, morphotectonics, minerageny. CSTI Publishing House, Tomsk, Russia, 2007 - 434 p.
48. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuz'min M.I. North Asian Superplume Activity in the Phanerozoic: magmatism and geodynamics// *Geotectonics*. - 2000. - Vol. 34 (5). - P. 343–366.
49. Vorontsov A.A., Andryushchenko S.V., Fedoseev G.S. Devonian volcanism in the Minusa basin in the Altai–Sayan area: geological, geochemical, and Sr–Nd isotopic characteristics of rocks. *Russian Geology and Geophysics*. - 2013 - V. 54 (9). P. 1001–1025. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.016>
50. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2014. - 667 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300>
51. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Dril S., Ernst R., Perfilova O.Y., Grinev O., Komaritsyna T., Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions// *Gondwana Research*. - 2021. - Vol. 89. P. 193–219. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.007>
52. Vrublevsky V.V., Grinev O.M., Izokh A.E., Travin A.V. Geochemistry, isotope triad (Nd-Sr-O), and ^{40}Ar - ^{39}Ar age of Paleozoic alkaline mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau (by the example of the Belaya Gora pluton)// *Russian Geology and Geophysics*. - 2016. - Vol. 57 (3). P. 464–472. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.008>
53. Vrublevsky V.V. Gertner I.F. Paleozoic Alkaline-Mafic Intrusions of the Kuznetsk Alatau, Their Sources and Conditions for Magma Generation// *Petrology*. - 2021. - Vol. 29. P. 24–53. <https://doi.org/10.1134/S0869591121010082>
54. Zindler A., Hart S., Chemical geodynamics// *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. - 1986. - Vol. 14. P. 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>
55. Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Владимирова Т.А., Герасимов Н.С., Носкова Ю.В. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород акатуевской вулcano-плутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // *Геология и геофизика* - 2016. - Т.57. - № 5. - С. 962-982.
56. Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А. О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины Юго-Восточного Забайкалья // *Вулканонология и сейсмология*. - 2016. - Т. 2. - С. 18–31.

57. Ступак Ф.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А. Позднемезозойский магматизм Усть-Карской впадины (Восточное Забайкалье) и его соотношения с магматизмом Большехинганского и Восточно-Монгольского вулканических поясов // Геология и геофизика. - 2020. - Т. 61, № 1. - С. 19-33.
58. Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Саватенков В. М., Кудряшова Е. А., Кузнецов М. В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. - 2020. - Т. 28, № 6 - С. 563-590.
59. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Приаргунская. Лист М-50-III. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.
60. Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. - 1994. - № 3. - С. 40-49.
61. Рутштейн И.Г., Богач Г.И., Винниченко Е.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Приаргунская. Лист М-50-III – Балей. Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.
62. Yang Y.T., Guo Zh.X., Song Ch.Ch. et al. A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // Gondwana. Res. - 2015. - Vol. 28. - P. 1096–1116.
63. Nozhkin A.D., Turkina O.M., Dmitrieva N.V., Travin A.V., Likhanov I.I. Metacarbonate-terrigenous Complex of the Derba Block (East Sayan): Petrogeochemical and isotope parameters, Metamorphism, and Time of Formation // Russ. Geol. Geophys. – 2018. – Vol. 59. – P. 652–672.
64. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский щелочно-ультраосновной комплекс (Восточный Саян): возраст и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. – Т. 13(4) - № 0651 (1-11).
65. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Y.D. Neoproterozoic Lysan Alkaline–Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogical Constraints of Carbonate Rocks and Albitite for Petrogenesis // Minerals. - 2024. – Vol. 14(3). – art. №290.

66. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladykin N.V. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: Data on geochronological studies of ultramafic alkaline Complexes in the southern framing of the Siberian craton // *Dokl. Earth Sci.* - 2005. – Vol. 404. – P. 1031–1036.
67. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite occurrences of the world: Map and database // *Geol. Surv. Can.* - 2008. –art. № 5796.
68. Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A. Between carbonatite and lamproite— Diamondiferous Tomgat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 2008. – Vol. 72. – P. 3258-3286.
69. Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // *J. Petrol.* - 2006. – Vol. 47. – P. 261-1315.
70. Kresten P, Printzlau I, Rex D., Vartiainen H., Woolley A. New ages of carbonatitic and alkaline ultramafic rocks from Sweden and Finland // *GFF* 1977. – Vol. 99. – P. 62-65.
71. Kresten P., Troll V.R. The Alnö Carbonatite Complex, Central Sweden. Springer Nature: Cham, Switzerland. – 2018. – 222 p.
72. Zabrodin V.Y., Malyshev A.A. New Complex of alkali-mafic rocks and carbonatites in Yenisei Ridge // *Dokl. Akad. Nauk SSSR.* - 1975. – Vol. 223. – P. 1223-1226.
73. Romanova I.V., Vemikovskaya A.E., Vemikovskiy V.A., Matushkin N.Y, Larionov A.N. Neoproterozoic alkaline magmatism and associated igneous rocks in the western framing of the Siberian craton: Petrography, geochemistry, and geochronology // *Russ. Geol. Geophys.* 2012. – Vol. 53. – P. 1176-1196.
74. Frolov A., Belov S.V. Complex carbonate deposits of the Ziminsky ore district (East Sayan, Russia) // *Geol. Ore Depos.* - 1999. – Vol. 41. – P. 109-130.
75. Andreeva I. A., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Kononkova N.N. Compositions of magmas, formation conditions, and genesis of carbonate-bearing ijolites and carbonatites of the Belaya Zima alkaline carbonatite Complex, Eastern Sayan // *Petrology.* - 2007. – Vol. 15. – P. 551-574.
76. Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: Possible origin and relations with ore deposits // *Minerals.* - 2020. – Vol. 10. – P. 404.

77. Savelyeva V.B., Danilova Y.V., Letnikova E.A., Demonterova E.L., Yudin D.S., Bazarova E.P., Danilov B.S., Sharygin I.S. Age and melt sources of ultramafic dykes and rocks of the Bolshetagninskii alkaline carbonatite massif (Urik-Iya graben, SW Margin of the Siberian Craton) // Dokl. Earth Sci. - 2022. – Vol. 505. – P. 452-458.

78. Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B., Kotov A.B., Danilova Y.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. Timing of carbonatite ultramafic Complexes of the Eastern Sayan alkaline Province, Siberia: U-Pb (ID-TIMS) Geochronology of Ca-Fe Garnets // Minerals. – 2023. - Vol. 13. - art. № 1086.

79. Конев А. А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. - М.: Наука, 1970. - 84 с.

80. Doroshkevich A., Wall E, Ripp G. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // Mineral. Petrol. – 2007. - Vol. 90. - P. 19-49.

81. Doroshkevich A.G., Wall E, Ripp G.S. Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. – 2007. - Vol. 153. - P. 339-353.

82. Glagolev A. A., Korchagin A. M., Kharchenkos' A.G. Arbarastakh and Inagli Alkaline-Ultrabasic Massifs, Nauka: Moscow, Russia, 1974 - 175 p.

83. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Ya. N., Vladykin N.V. Petrogenesis of Zr-Nb (REE) carbonatites and phoscorites from the Arbarastakh Complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // Ore Geol. Rev. - 2021. – Vol. 131. – art. № 104042.

84. Kruk M.N., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izbrodin I.A. Mineralogy of phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // Minerals. - 2021. – Vol. 11. – art. № 556.

85. Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y. Age and petrogenesis of ultramafic lamprophyres of the Arbarastakh alkaline-carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian craton (Russia): Evidence for ultramafic lamprophyre-carbonatite link // J. Petrol. - 2022. – Vol. 63. – 9.

86. Shadenkov E.M. New data on geology of the Ingili intrusion // Geol. Pac. Ocean 1994. – № 6. – P. 1061-1073.

87. Рассказов С. В., Ильясова А. М., Конев А. А. Геохимическая эволюция Задойского щелочно- ультраосновного массива Присяянья // Геохимия. - 2007. - № 1. - С. 3-18.
88. Arzamastsev A. A., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russian Journal of Earth Sciences. – 2001. – Vol. 3 (1). – P. TJE01054.
89. Владыкин Н.В. Первая находка лампроитов в СССР // Доклады Академии наук СССР. – 1985. – Т. 280, № 3. – С. 718–722.
90. Vladykin N.V. Potassium alkaline lamproite–carbonatite complexes: petrology, genesis, and ore reserves. // Russ. Geol. Geophys. – 2009. – Vol. 50 (12). – P. 1119–1128.
91. Конев А.А., Воробьев Е. И., Лазебник К. А. Минералогия Мурунского щелочного массива. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 1996. – 221 с.
92. Vladykin N.V. Unique Murun massif of ultrapotassic agpaitic alkaline rocks and carbonatites: magmatism and genesis. Genetic types of ore deposits // J. Appl. Geochem. Vladykin, N.V., 2005. Unique Murun massif of ultrapotassic agpaitic alkaline rocks and carbonatites: magmatism and genesis. Genetic types of ore deposits // J. Appl. Geochem. – 2005. – Vol. 7. – P. 124–144.
93. Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика. –1997. Т. 38 (1). С. 123-136.
94. Конев А.А., Бекман И.К., Воробьев Е.И., Пискунова Л.Ф. Лейцитовые лампроиты р. Молбо // Доклады Академии наук СССР. – 1988. – Т. 299, №3. – С. 707–710.
95. Панина Л.И., Владыкин Н.В. Лампроиты Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, №12. – С. 100–113.
96. Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. – New York: Plenum, 1995. – 410 с.
97. Панина Л.И. Лампроитовые породы Алдана и генетические критерии лампроитовых расплавов // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 6. – С. 82– 90.
98. Панина Л.И. Низкотитанистые лампроиты Алдана (Сибирь): результаты изучения расплавных включений в минералах // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, №1. – С. 112– 122.
99. Воробьев Е.И., Конев А.А., Малышонок Ю.В. О кальцит-кварцевых породах графической структуры в Мурунском щелочном массиве // Записки ВМО. – 1984. – Ч. 130, вып. 3. – С. 300–308.
100. Прокофьев В.Ю., Воробьев Е.И. Р-Т условия образования стронций-бариевых карбонатитов, чароитовых пород и торголитов Мурунского щелочного массива (Восточная Сибирь) // Геохимия. – 1991. – № 10. – С. 1444–1452.

101. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. – М.: Изд-во Недр, 1982. – С. 37–47.
102. Прокофьев В.Ю., Воробьев Е.И. P-T условия образования стронций-бариевых карбонатитов, чароитов и торголитов Мурунского щелочного массива (Восточная Сибирь) // Геохимия. – 1991. – № 10. – С. 1444-1452.
103. Qisheng M., Geoffrey S. E., Alon A., Tongwei Z., Yongchun T. Theoretical study on the reactivity of sulfate species with hydrocarbons // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – Vol. 72. – P. 4565–4576. doi: 10.1016/j.gca.2008.05.061.
104. Machel H.G. Some aspects of diagenetic sulphate-hydrocarbon redox reactions // London: Geol. Soc. Spec. Publ. – 1987. - Vol. 36. P. 15–28. doi: 10.1144/GSL.SP.1987.036.01.0.
105. Барсуков В.Л., Рыженко Б.Н. Температурная эволюция поровых растворов равновесных с породами разной основности // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 3. – С. 208–226.
106. Borovikov A.A., Vladykin N.V., Tretiakova I.G., Dokuchits E. Yu. Physicochemical conditions of formation of hydrothermal titanium mineralization on the Murunskiy alkaline massif, western Aldan (Russia) // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – V. 95. – P. 1066–1075. doi: 10.1016/j.oregeorev.2017.11.007.
107. Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф. Глубинный цикл углеводорода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 11. – С. 1455–1475. doi:10.1016/j.rgg.2012.09.001.
108. Vladykin N.V. Genesis and crystallization of ultramafic-alkaline carbonatite magmas of Siberia: ore potential, mantle sources and relationship with plume activity // *Russ. Geol. Geophys.* – 2016. – Vol. 57 (5). – P. 698–712. doi: 10.1016/j.rgg.2015.09.014.
109. Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья // Автореф. дис. канд.геол.-мин. наук. – Иркутск: ИГХ РАН, 2009. – 22 с.
110. Vladykin N.V., Sotnikova I.A., Kotov A.B., Yarmolyuk V.V., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z. Structure, age, and ore potential of the Burpala rare-metal alkaline massif, northern Baikal region // *Geol. Ore Depos.* – 2014. – Vol. 56. – P. 239–256. <https://doi.org/10.1134/S1075701514040060>.
111. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Доклады академии наук. – 2013. – Т. 453, № 3. – С. 295–299. <https://doi.org/10.7868/s0869565213330165>.

112. Suzuki K., Adachi M., Kajizuka I. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1994. – Vol. 128. – P. 391–405. <https://doi.org/doi:10.1139/e90-152>.

113. Sotnikova I.A., Alymova N.V., Scherbakov Y.D. Mineralogical and Geochemical Features of Apatite-Fluorite Rocks of the Burpala Massif in the Northern Baikal Region // *Geodyn. Tectonophys.* – 2022. – Vol. 13. – P. 1–10. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0657>.

114. Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). – М.: Научный мир, 2014. – 112 с.

115. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // *Петрология.* – 2016. – Т. 24, № 5. – С. 515–536. DOI: 10.7868/S0869590316050083

116. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // *Петрология.* – 2016. – Т. 24, № 5. – С. 554–568. DOI: 10.7868/S086959031605006X

117. Перфильев В.В., Селезнев А.О., Соколов В.Д., Кознов А.В. Перспективы Зашихинского // *Редкие земли.* – 2017. – Т. 1 (8). – С. 142–151.

118. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И., Сотникова И.А. Источники и механизмы формирования щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского массива на основе геохимических и Nd изотопных данных // *Геодинамика и тектонофизика.* – 2022. – Vol. 13(4). – art. № 0648. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0648>

119. Никифоров А.В., Лыхин Д.А., Андреева О.А. Модель формирования Зашихинского комплексного месторождения Nb-Ta, Zr и PЗЭ // *Глубинный магматизм, его источники и плюмы.* – Иркутск: Оттиск, 2024. – С. 100–102.

120. Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // *Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.* – Springer, Cham, 2021. – P. 63–80. https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2_4

121. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. – М.: ВИМС, 2012. – 191 с.

122. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Лыхин Д.А., Никифоров А.В., Андреева О.А., Бычков А.Ю., Белозерова О.Ю., Посохов В.Ф., Сотникова И.А. Амфиболсодержащие

граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. – Иркутск: Отгиск, 2024. – С. 7–10.

123. Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // *Can. Mineral.* – 2003. – Vol. 41. – P. 1355–1370.

124. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* – 1995. – Vol. 120. – P. 223–253.

125. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Лыхин Д.А., Никифоров А.В., Андреева О.А., Бычков А.Ю., Белозерова О.Ю., Посохов В.Ф., Сотникова И.А. Амфиболсодержащие граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян) // *Геосферные исследования.* (принято к печати)

126. Лыхин Д.А., Иванова А.А., Алымова Н.В., Сальникова Е.Б., член-корреспондент РАН Котов А.Б., Никифоров А.В., Воронцов А.А., Плоткина Ю.В., Галанкина О.Л., Толмачева Е.В. Возраст Зашихинского редкометального месторождения (Восточный Саян): результаты U–Pb (ID TIMS)-геохронологических исследований метамиктизированного циркона // *Доклады Академии наук.* – 2024. – Т. 518, № 9. – С. 33–44.

127. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований // *Геохимия.* – 2004. – № 3. – С. 1–11.

128. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2014. – V. 93. – P. 158-179. DOI: 10.7868/S0869590316050071

128. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // *Петрология.* – 2016b. – Т. 24, № 5. – С. 468–498.

129. Булнаев К.Б., Карманов Н.С. Редкометальное оруденение в шлировых пегматитах Ингурского массива щелочных гранитов (Западное Забайкалье) // *Геология и разведка.* – 2005. – № 2. – С. 24–28.

130. Рампилова М.Н., Рампилов М.О. Избродин И.А. Особенности вещественного состава и возраст щелочных гранитов Ингурского массива, Западное Забайкалье // *Геодинамик и тектонофизика.* 2022. V. 13. I. 4. Article 0647

131. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXIV. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. М.: 1965

132. Tsygankov, A.A., Khubanov, V.B., Udoratina, O.V., et al Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic–geochronological data // *Lithos*. 2021. P. 390-391. 106098

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных публикаций по тематике проекта в 2024 году в соответствии с государственным заданием

Статьи в рецензируемых изданиях

1. Воронцов А.А., Федерягина Е. Н., Дриль С.И., Сасим С.А., Травин А.В., Будяк А.Е. Высококалийевый юрско-меловой вулканизм Нерчинской депрессии Восточного Забайкалья и его геодинамическая природа // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т.515. - № 6. - С. 111–120. DOI: 10.2113/RGG20234695 (ИФ = 0,7 Q4).
2. Лыхин Д.А., Иванова А.А., Алымова Н.В., Сальникова Е.Б., член-корреспондент РАН Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Никифоров А.В., Воронцов А.А., Галанкина О.Л., Толмачева Е.В. Возраст Зашихинского редкометального месторождения (Восточный Саян): результаты U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований метамиктизированного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т.518. - № 9. - С. 33–44. DOI: 10.1134/S1028334X24602529 (ИФ = 0,7 Q4).
3. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Магазина Л.О. Состав и термохронология щелочных гранитов Ингурского массива: к проблеме выявления факторов, способствовавших образованию редкометальной минерализации в щелочных гранитах Западного Забайкалья // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т. 515. - № 6. - С. 48-62 (ИФ = 0,7 Q4).
4. Спивак А.В., Сотникова И.А., Вирюс А.А., Кузьмин М.И., Захарченко Е.С., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Химическое микронзондовое Th–U–Pb-Датирование монацита из редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т. 514. - № 1. - С. 89-96. DOI: 10.31857/S2686739724010108 (ИФ = 0,7 Q4).
5. Сотникова И.А., Боровиков А.А., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Флюидный режим кристаллизации графических кальцит-кварцевых карбонатитоидов Мурунского массива // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65. - №3. - С. 376-385. DOI: 10.15372/GiG2023168 (ИФ = 1,2 Q3).
6. Шутов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Процессы родингитизации и нефритообразования на контакте серпентинитов с плагиориолит-порфирами Улан-Ходинского месторождения (Восточные Саяны, Россия) // Геосферные исследования. - 2024. - Т. 2. - С. 101-116. DOI: 10.17223/25421379/31/6 (ИФ = 0,4 Q4).
7. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Y.D. Neoproterozoic Lysan Alkaline–Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogical Constraints of

Carbonate Rocks and Albitite for Petrogenesis // Minerals. - 2024. - Vol. 14.(3) - art.№ 290. DOI:
10.3390/min14030290 (ИФ = 2,2 Q2).

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Список конференций, в которых участвовали исполнители в 2024 г.

1. XXVII ежегодная научная конференция, посвященная Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский (ИВиС ДВО РАН), 27-29 марта 2024 г.

Докладчик - Костровицкий С.И. Происхождение и алмазоносность кимберлитовых пород (устный доклад)

2. XVII Всероссийская конференция «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» г. Иркутск (ИГХ СО РАН), 20-23 мая 2024 г.

Докладчики:

Мехоношин А.С. Щелочной магматизм центральной части Байкальской рифтовой зоны (устный доклад)

Костровицкий С.И. Генетические связи кимберлитов с щелочными базитами и карбонатитами (устный доклад)

Калашникова Т.В., Костровицкий С.И. Геохимические свидетельства метасоматических процессов в литосферной мантии Сибирского кратона (на примере ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная) (устный доклад)

Сотникова И.А., Ащепков И.В., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Минералогия оливин-клинопироксен-лейцитовых лампроитов Мурунского щелочного массива

Сотникова И.А., Спивак А.В., Вирюс А.А., Варламов Д.А., Захарченко Е.С., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Состав минералов супергруппы пироклора из редкометалльных пегматитов и апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье)

Алымова Н.В., Воронцов А.А., Лыхин Д.А., Никифоров А.В., Андреева О.А., Бычков А.Ю., Белозёрова О.Ю., Посохов В.Ф., Сотникова И.А. Амфиболсодержащие граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян)

3. XXII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», г. Иркутск (ИЗК СО РАН), 15-19 октября 2024 г.

Докладчики:

Воронцов А.А. Роль мантийных и коровых источников при формировании меловых вулканитов Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области по геохимическим и изотопным (Sr, Nd, O, Pb) данным (устный доклад)

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. ЭПГ-Cu-Ni оруденение Алхадырского террейна: происхождение, геодинамика, перспективы (устный доклад)

Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. Оливины Якутской кимберлитовой провинции, их происхождение (устный доклад)

Калашникова Т.В. Костровицкий С.И. Ильменит из перидотитовых ксенолитов кимберлитовых трубок Мир и Обнаженная: морфология и генезис (устный доклад)