

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

УТВЕРЖДАЮ  
Директор ИГХ СО РАН  
д.г.-м.н. А.Б. Перепелов  
« 26 » января 2024 г.



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

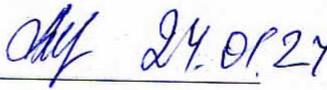
Протокол Учёного совета ИГХ СО РАН  
№ 2 от 25 января 2024 г.

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

 24.01.2024 А.А. Воронцов  
подпись, дата

Иркутск 2023

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

|   |   |                                      |
|---|---|--------------------------------------|
| Руководитель проекта, ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук |  24.01.2024    | А.А. Воронцов                        |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Ответственные исполнители:  |   |                                      |
| Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук                       |  24.01.2024    | М.А. Горнова<br>(раздел 1.1.)        |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук                       |  24.01.2024    | С.И. Костровицкий<br>(раздел 2.1.1.) |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук                     |  24.01.2024   | А.С. Мехоношин<br>(раздел 2.1.2.)    |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук                       |  24.01.2024 | А.Я. Медведев<br>(раздел 2.1.3.)     |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук                       |  24.01.2024  | А.А. Воронцов<br>(раздел 2.1.3.)     |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук                       |  24.01.2024  | И.С. Перетяжко<br>(раздел 2.2.1.)    |
|   | подпись, дата   |                                      |
| Нормоконтроль   |  24.01.2024  | Т.Ю. Гармышева                       |
|   | подпись, дата   |                                      |

## РЕФЕРАТ

Отчет 61 стр., 17 рис., 2 таб., 105 ссылок

Ключевые слова: офиолиты, кимберлиты, щелочно-ультраосновные комплексы, базиты, плюм-литосферные взаимодействия.

Объектами исследования являлись ультраосновные-основные породы структур Сибирского кратона, его складчатого обрамления и Магеллановых гор.

Целью проекта является создание генетических моделей образования ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем.

Основными задачами 2023 г. было построение геологических и изотопно-геохимических моделей формирования бонинитов из офиолитов Восточного Саяна, кимберлитов Якутской провинции, щелочно-ультраосновных пород Лысанского комплекса юго-западного обрамления Сибирского кратона и связанных с ними рудных месторождений, кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта, плюм-литосферных взаимодействий в юго-западном обрамлении Сибирского кратона на основе синтеза данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы, внутриплитовых базитовых магм (Магеллановы горы).

В ходе выполнения НИР в 2023 г. получены следующие результаты: 1) Офиолиты Восточного Саяна представляют собой фрагменты литосферы, которая формировалась в спрединговом центре вблизи от зоны субдукции; 2) Различия в типах кимберлитовых пород связаны с мощностью литосферной мантии и количеством захваченного ксеногенного материала; 3) Высказано предположение, что карбонатные породы в Подлысанском массиве являются кальцит-сидеритовыми карбонатами; 4) состав магматического расплава кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта формировался из источников PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника. Гетерогенность составов девонских базитов Алтае-Саянской рифтовой системы объясняется влиянием подплавленной части литосферной мантии разного состава под разными группами террейнов; 5) образование базитовых магм Магеллановых Гор вызвано как плюмом, так и глубинными разломами литосферы от уровня литосферно-астеносферной границы.

Область применения - обеспечение комплексного геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации. Государственное задание по проекту за 2023 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 5 статей в рецензируемых журналах, в том числе 1 в журнале QI-II, 4 включены в национальный список научных журналов, сделано 18 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |    |
|---|----|
| ВВЕДЕНИЕ .....  | 7  |
| Раздел 1 Геологические комплексы комбинированных геодинамических обстановок   |    |
| 1.1. Модель формирования бонинитов из офиолитов Восточного Саяна  | 9  |
| Раздел 2 Геологические комплексы внутриплитовых геодинамических обстановок  |    |
| 2.1 .Континентальный магматизм  | 21 |
| 2.1.1. Модель формирования кимберлитов, объясняющая существенные различия их составов из многофазных трубок различных полей Якутской провинции  | 21 |
| 2.1.2. Механизмы образования щёлко-ультраосновных пород Лысанского комплекса юго-западного обрамления Сибирского кратона и связанных с ними рудных месторождений .....  | 24 |
| 2.1.3. Состав исходных расплавов проявлений кайнозойского вулканизма в Дауро-Хэнтэйском хребте Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в юго-западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы . | 32 |
| 2.2. Океанический магматизм   |    |
| 2.2.1.Базитовые ассоциации Магеллановых гор, Тихоокеанская плита: геодинамические модели формирования .....   | 40 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....   | 45 |
| СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ .....  | 48 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ А Список публикаций по проекту за 2023 г.....  | 58 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ Б Список конференций, в которых участвовали исполнители за 2023 г .....  | 59 |

## ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

ПМ – примитивная мантия

ЭПГ - элементы платиновой группы

ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область

AB – щелочные базальты океанических островов

ARC - базальты островных дуг

BABB (back arc basin basalt) – базальты задуговых бассейнов

BSE – валовый состав Земли

Boп – бонинитовые базальты

CAB – 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

$\epsilon\text{Nd}$  – эpsilon неодима

$\epsilon\text{Sr}$  – эpsilon стронция

## ВВЕДЕНИЕ

В 2023 году были продолжены геологические, геохимические и изотопные исследования основных-ультраосновных пород различного генезиса в структурах Сибирского кратона, его складчатого обрамления и Магеллановых гор.

Целью исследований являлось создание генетических моделей образования ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона и 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 2023 года были направлены на изучение:

- 1) офиолитов Восточного Саяна;
- 2) кимберлитовых пород Якутской провинции;
- 3) щёлочно-ультраосновных пород Лысанского комплекса юго-западного обрамления Сибирского кратона и связанных с ними рудных месторождений;
- 4) кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта, построение модели образования магматических комплексов девонской Алтае-Саянской рифтовой системы;
- 5) базитовых магм гайотов Магеллановых Гор, Тихоокеанская плита.

В ходе выполнения работ в 2023 г. получены следующие результаты:

- 1) Показано, что офиолиты Восточного Саяна представляют собой фрагменты литосферы, которая формировалась в спрединговом центре вблизи от зоны субдукции;
- 2) Различия в типах кимберлитовых пород связаны с мощностью литосферной мантии, количеством захваченного ксеногенного материала, с высоким содержанием MgO (преимущественно Орх), концентрацией CaCO<sub>3</sub> в астеносферных расплавах;
- 3) Карбонатные породы Подлысанского массива содержат характерные для сидеритовых карбонатитов минералы; альбититы образовались в результате метасоматического изменения габбро в зонах интенсивного развития разрывных нарушений; источником метасоматизирующих щелочей при образовании альбититов, вероятно, были карботермические флюиды или железистая карбонатитовая магма;
- 4) Суммирование данных по геохимии и по изотопии Sr, Nd и Pb кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта показали, что состав магматического расплава формировался из источников PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника. Предложена модель образования магматических комплексов Алтае-Саянской рифтовой системы (АСРС), в которой наблюдаемая изотопно-геохимическая гетерогенность базитов объясняется влиянием подплавленной части литосферной мантии разного состава под разными группами террейнов АСРС;

5) Возрастные и вещественные параметры базитовых магм гайотов Магеллановых Гор указывают на то, что на протяжении длительного периода от мезозоя до кайнозоя их образование могло быть вызвано как плюмом, так и глубинными разломами литосферы от уровня литосферно-астеносферной границы (ЛАВ).

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 входят: 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 2023 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 5 статей в рецензируемых журналах, в том числе 1 в журнале QI-II, 4 включены в национальный список научных журналов, сделано 18 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

## ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА

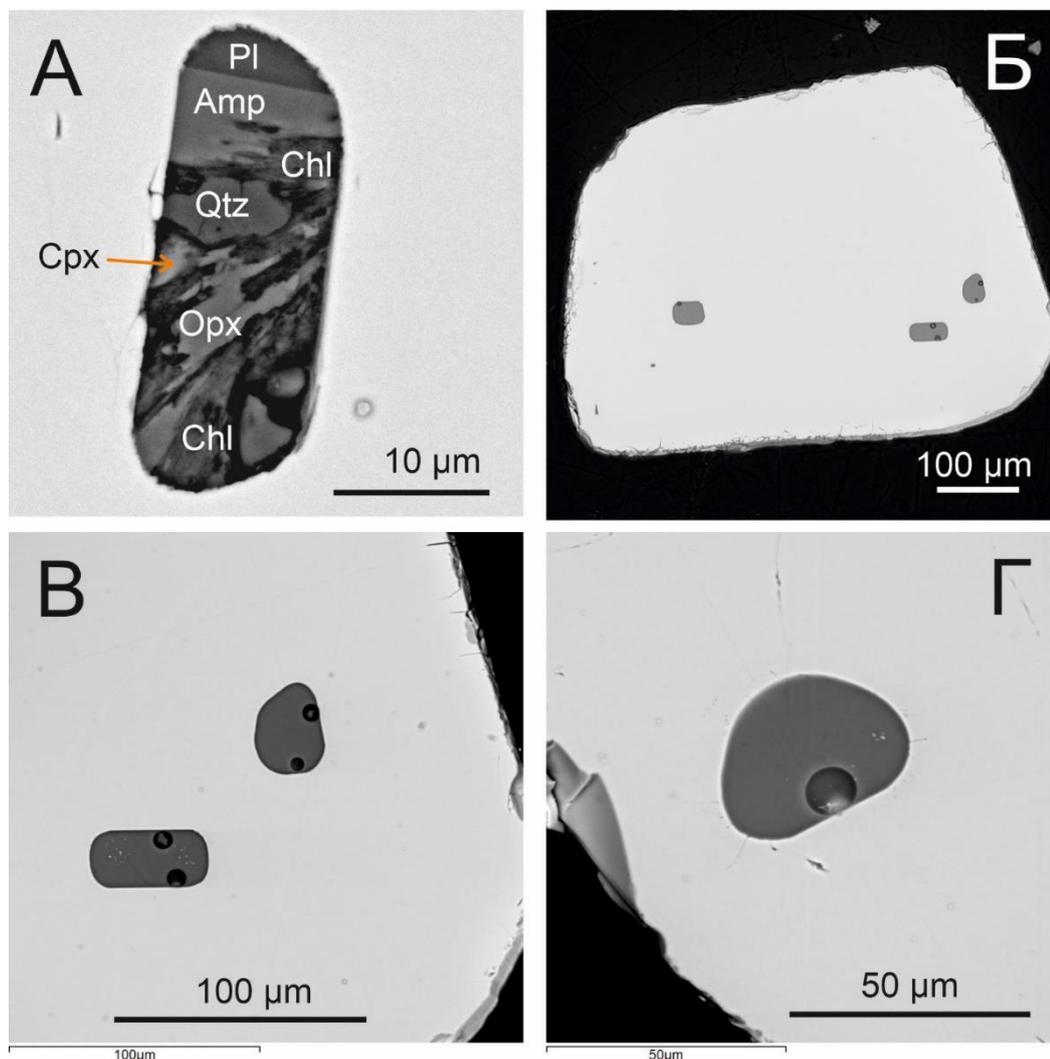
### Раздел 1 Геологические комплексы комбинированных геодинамических обстановок

#### 1.1 Модель формирования бонинитов из офиолитов Восточного Саяна

Офиолиты Восточного Саяна находятся в обрамлении Гарганского блока Тувино-Монгольского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс) и имеют возраст формирования 1020 млн лет. В них присутствуют все члены офиолитовой последовательности: мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты расслоенного комплекса, изотропные габбро, дайковый комплекс, подушечные лавы [Khain et al., 2002; Кузьмичев, 2004; Скляров и др., 2016]. Дайки и лавы сложены преимущественно бонинитами ( $\text{SiO}_2 > 52$  мас. %,  $\text{MgO} > 8$  мас. %,  $\text{TiO}_2 < 0.5$  мас. %; [Le Bas, 2000]) и высоко-магнезиальными андезитами бонинитовой серии ( $\text{SiO}_2 > 52$  мас. %,  $\text{MgO} < 8$  мас. %,  $\text{TiO}_2 < 0.5$  мас. %) [Кузьмичев, 2004; Скляров и др., 2016; Belyaev et al., 2017]. Подчиненное развитие имеют базальты и андезито-базальты островодужной толеитовой серии (IAT), обладающие содержаниями  $\text{TiO}_2$  0.6-1.4 мас. % при  $\text{SiO}_2 = 51$ -57 мас. % и  $\text{MgO} = 5$ -9 мас. % [Khain et al., 2002; Belyaev et al., 2017]. Породы бонинитовой серии обогащены LREE ( $\text{La/Yb}_{\text{CN}} = 1.1$ -6.0) и Th, имеют варьирующие низкие содержания HREE ( $\text{Yb} = 0.5$ -1.6 ppm) и отрицательные аномалии Nb, Ti. Островодужные толеиты имеют в основном ровное распределение REE ( $\text{La/Yb}_{\text{CN}} = 0.8$ -1.4), демонстрируют отрицательные аномалии Nb, в меньшей мере – Zr, Hf, и отличаются от бонинитов более высоким уровнем HREE ( $\text{Yb} = 1.9$ -2.8 ppm). Изученные породы бонинитовой и островодужной толеитовой серий показывают согласованную систематику редких элементов и изотопных отношений Nd: значения  $\epsilon\text{Nd}$  (1020 млн лет) уменьшаются от +4.5 ... +2.3 в IAT до +1.9 ... -2.8 в бонинитах и андезитах бонинитовой серии, по мере обогащения пород LREE и Th [Скляров и др., 2016; Belyaev et al., 2017].

Породы офиолитов Восточного Саяна, как и большинства офиолитовых комплексов мира, подверглись постмагматическим изменениям, при которых  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , LILE, CaO,  $\text{SiO}_2$  имеют подвижное поведение, что затрудняет петрогенетические интерпретации [Pearce, 2014]. Кроме того, состав вулканических и гипабиссальных пород изменяется при удалении/накоплении вкрапленников [Reagan et al., 2023]. Чтобы исключить влияние этих процессов, были изучены расплавные включения из хромитов в двух образцах бонинитов дайкового комплекса Дунжугурского участка офиолитов Восточного Саяна. Изученные образцы VS-6/5 и S18-168 по валовому составу

соответствуют бонинитам: 15.5 и 13.5 мас. % MgO, 59.2 и 58.8 мас. % SiO<sub>2</sub>, 0.16 и 0.23 мас. % TiO<sub>2</sub>. Они характеризуются обогащением LREE, Th, минимумами Nb и Ti – особенностями, отмеченными ранее для лав и даек бонинитовой серии из офиолитов Восточного Саяна [Кузьмичев, 2004; Складов и др., 2016; Belyaev et al., 2017]. Хромиты имеют высокие значения Cr# (85-90) и низкое содержание TiO<sub>2</sub>: 0.08-0.3 мас. % в VS-6/5 и 0.1-0.56 мас. % в S18-168. Расплавные включения в хромите имеют обратную огранку и размер от 10 до 50 мкм (рисунок 1).



А – негретое расплавное включение, образец VS6/5. Б-Г – включения, гомогенизированные при 1300 °С, образец S18-168.

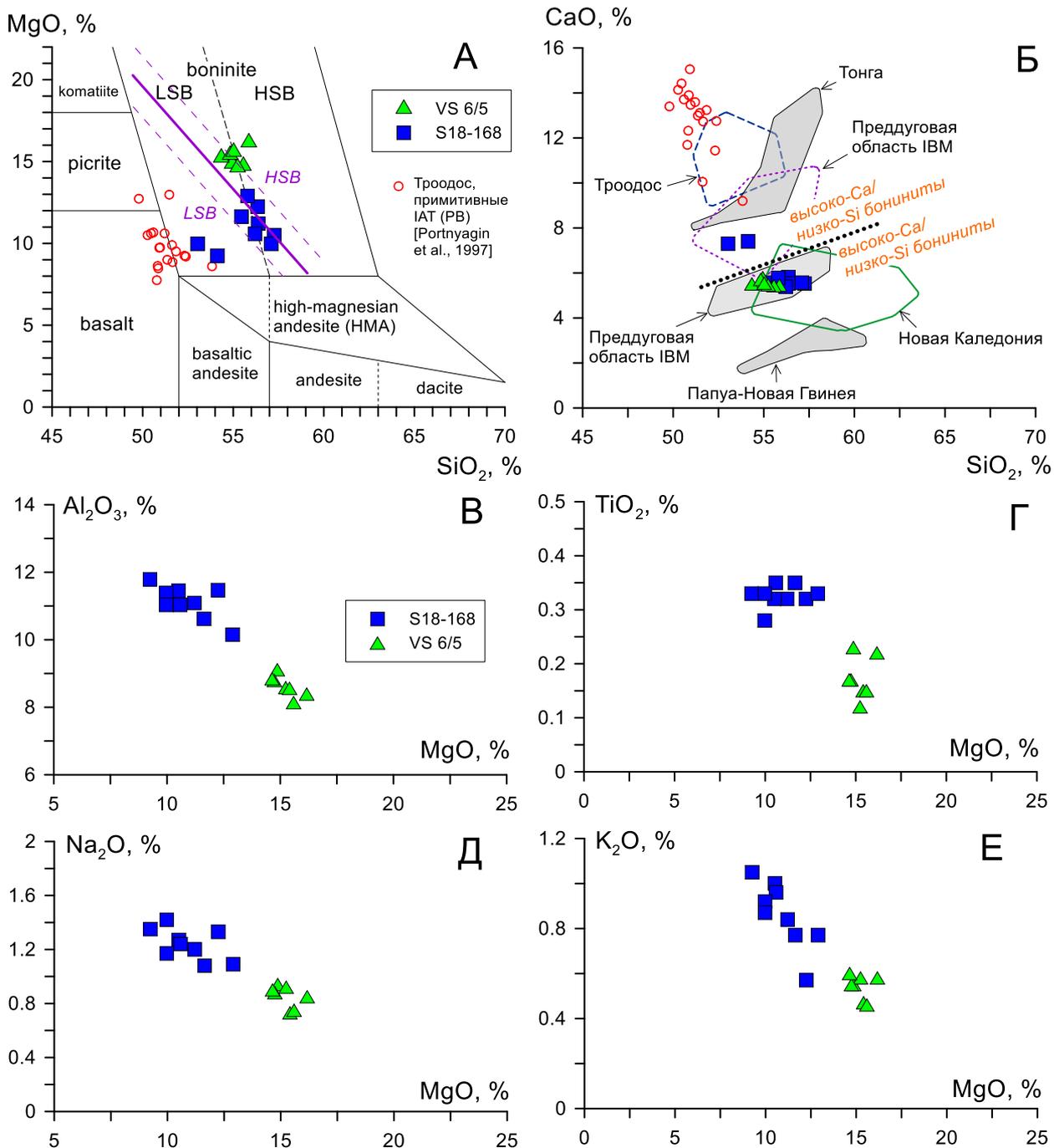
Рисунок 1 – Расплавные включения в хромитах из бонинитов дайкового комплекса офиолитов Восточного Саяна (BSE-изображения)

Значительная часть включений VS-6/5 хлоритизирована, лишь в единичных включениях присутствуют Орх-Срх-Амф-Плаг, что указывает на их относительную сохранность. В пробе S18-168 включения не хлоритизированы. Монофракции хромита были нагреты по методике [Крашенинников и др., 2017] в высокотемпературной

вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700 в ГЕОХИ РАН. Эксперименты проводились при температуре 1250 и 1300°C и контролируемой фугитивности кислорода  $\Delta QFM +1$ . Большую часть расплавных включений в хромите VS-6/5 не удалось гомогенизировать: наряду со стеклом, в них присутствуют микролиты орто- и клинопироксена, большой объем занимают пузыри газовой фазы. Эти включения, вероятно, были интенсивно хлоритизированы и далее не рассматриваются. Остальные включения в хромите VS-6/5 и почти все включения в S18-168 представлены гомогенным стеклом, иногда с небольшим усадочным пузырьком.

Стекла включений VS-6/5 более примитивные (16-13.9% MgO, 53-56.5 мас. % SiO<sub>2</sub>, 0.14-0.22 мас. % TiO<sub>2</sub>) по сравнению со стеклами включений S18-168 (12.9-7.3 мас. % MgO, 55.3-61.1 мас. % SiO<sub>2</sub>, 0.19-0.5 мас. % TiO<sub>2</sub>). Составы стекол отвечают составам бонинитов. По мере уменьшения MgO (рисунок 2) в стёклах расплавных включений наблюдается увеличение содержаний TiO<sub>2</sub> (0.14-0.5 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8.1-11.8 мас. %), Na<sub>2</sub>O (0.4-1.2 мас. %), K<sub>2</sub>O (0.5-1.1 мас. %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0.2 мас. %) при постоянном CaO и снижении FeO (7-10.9 мас. %). Линейные тренды MgO – оксид указывают на изменение состава расплавов при фракционной кристаллизации.

В большей части гомогенизированных расплавных включений в стёклах содержания CaO = 5.0-5.7 мас. %, что позволяет отнести эти расплавы к низко-Ca разновидностям по классификации [Crawford et al., 1989], в которой выделяются низко-Ca и высоко-Ca типы бонинитов. Отметим, что в последнее время используется классификация бонинитов по которой они делятся на два типа – высоко-Si и низко-Si [Pearce and Reagan, 2019], высоко-Si бониниты характеризуются низким содержанием CaO, и низко-Si бониниты – высоким содержанием CaO. Разделение бонинитов на высоко-Si и низко-Si типы проводится с использованием диаграммы MgO-SiO<sub>2</sub>, на которой граничная линия по разным авторам имеет разное положение [Kanayama et al., 2012; Pearce and Reagan, 2019; Valetich et al., 2021]. Изученные стёкла классифицируются как бониниты высоко-Si типа, либо находятся на границе низко-Si и высоко-Si бонинитов по классификациям [Pearce and Reagan, 2019; Valetich et al., 2021] (рисунок 2А). Низкие содержания CaO и систематика MgO-SiO<sub>2</sub> в изученных расплавных включениях сближает их с низко-Ca/высоко-Si фанерозойскими бонинитами из преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги (IBM) [Umino et al., 2015] и офиолитов Новой Каледонии [Соловова и др., 2012] и Папуа-Новой Гвинеи [Kamenetsky et al., 2002; Konig et al., 2010] (рисунок 2Б). Бонинитовые расплавы Восточного Саяна отличаются от них более высокими содержаниями K<sub>2</sub>O.



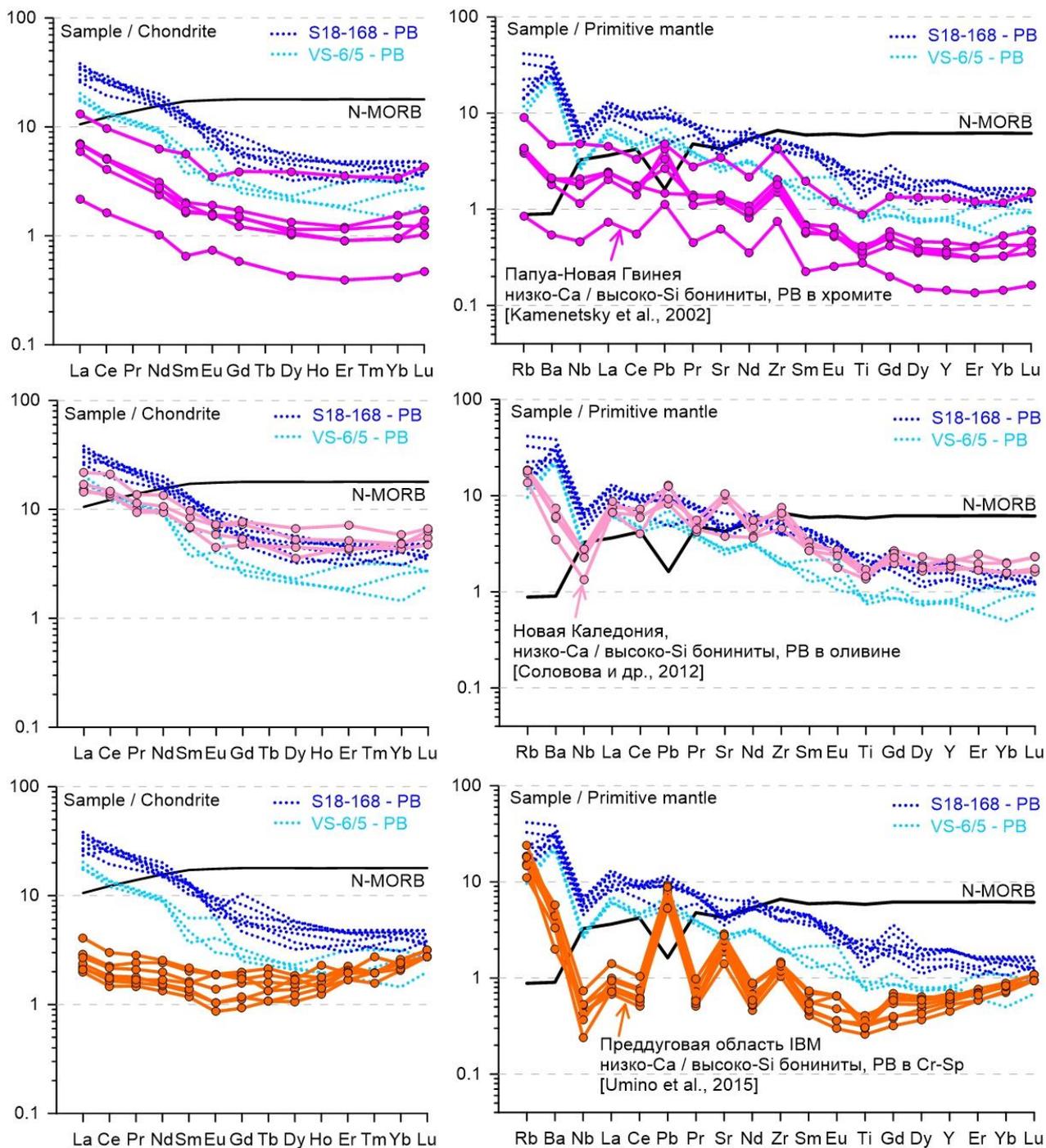
А – классификационная диаграмма MgO – SiO<sub>2</sub> с полями высоко-Si (HSB) и низко-Si (LSB) бонинитов, а также других типов пород, по [Pearce and Reagan, 2019]. Фиолетовая линия – альтернативная граница и поля неопределенности между высоко-Si (HSB) и низко-Si (LSB) бонинитами, по [Valetich et al., 2021]. Для сравнения на рис. А и Б показаны составы расплавных включений примитивных IAT офиолитов Троодос [Portnyagin et al., 1997]. Б – вариации SiO<sub>2</sub> и CaO. Показаны поля составов расплавных бонинитовых включений: офиолиты Троодос [Sobolev et al., 1996], Папуа-Новой Гвинеи [Kamenetsky et al., 2002], Новой Каледонии [Соловова и др., 2012], преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги (ИВМ), и севера дуги Тонга [Sobolev and Danyushevsky, 1994]. Пунктирная линия условно разделяет низко-Ca / высоко-Si бониниты и высоко-Ca / низко-Si бониниты. В-Г – вариации MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O в изученных расплавных включениях.

Рисунок 2 – Вариации содержаний оксидов в расплавных включениях из хромитов бонинитов Восточного Саяна

В образце S18-168 в двух включениях в стёклах наблюдаются повышенные содержания CaO (6.5 %), пониженные содержания SiO<sub>2</sub> (53-54 мас. %) и MgO (9-10 мас. %) относительно остальных проанализированных включений. Эти включения могут представлять продукты смешения с расплавами IAT (рисунок 2 А,Б), подобными IAT-расплавам офиолитов Троодос (Portnyagin et al., 1997). Базальты и андезибазальты IAT-серии присутствуют в офиолитах Восточного Саяна. Кроме того, наблюдаются породы с составом, промежуточным между бонинитовой и островодужной толеитовой сериями по содержаниям TiO<sub>2</sub> и HREE. Это указывает на процессы смешения расплавов бонинитовой и IAT серий при их подъеме к поверхности и излиянии.

В стёклах гомогенизированных расплавных включений методом SIMS получены содержания редких элементов и H<sub>2</sub>O. Содержания H<sub>2</sub>O составляют 0.7-6.2 мас. % и подтверждают принадлежность к надсубдукционным расплавам. По мере уменьшения MgO, в стёклах увеличиваются содержания несовместимых элементов. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Rb, Ba, K, LREE, слабый максимум Pb, минимум Nb, слабый минимум Sr или его отсутствие (рисунок 3). Для немобильных при метаморфизме элементов (REE, HFSE) форма спектра в стеклах расплавных включений повторяет составы пород в целом в этих же образцах. По распределению несовместимых элементов, бониниты Восточного Саяна наиболее близки низко-Ca/высоко-Si бонинитовым расплавам офиолитов Папуа-Новой Гвинеи [Kamenetsky et al., 2002] и Новой Каледонии [Соловова и др., 2012]. В то же время, бонинитовые расплавы Восточного Саяна отличаются от бонинитов преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской (IBM) дуги [Umino et al., 2015]. Это может быть обусловлено разным составом субдукционного компонента. Особенностью бонинитовых расплавов Восточного Саяна является значительное обогащение Rb, Ba, K, отсутствие обогащения Sr, отсутствие максимумов Zr, по сравнению с фанерозойскими низко-Ca/высоко-Si бонинитами.

Островодужные толеитовые базальты (IAT) и бониниты офиолитов Восточного Саяна имеют контрастный редкоэлементный состав (рисунок 4), что обусловлено разными субдукционными компонентами, состав которых можно определить по отношениям несовместимых элементов, наименее подвижных при метаморфизме. Островодужные толеиты имеют недифференцированное распределение REE, Th/Lарм ~ 1, минимумы Nb, максимумы Pb.



Значения нормализации и состав N-MORB – по [McDonough and Sun, 1995]. Для сравнения показаны составы низко-Са / высоко-Si бонинитовых расплавных включений офиолитов Папуа-Новой Гвинеи [Kamenetsky et al., 2002], Новой Каледонии [Соловова и др., 2012], и преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги [Umino et al., 2015].

Рисунок 3 – Распределение REE и редких элементов в изученных бонинитовых расплавных включениях (пунктирные линии).

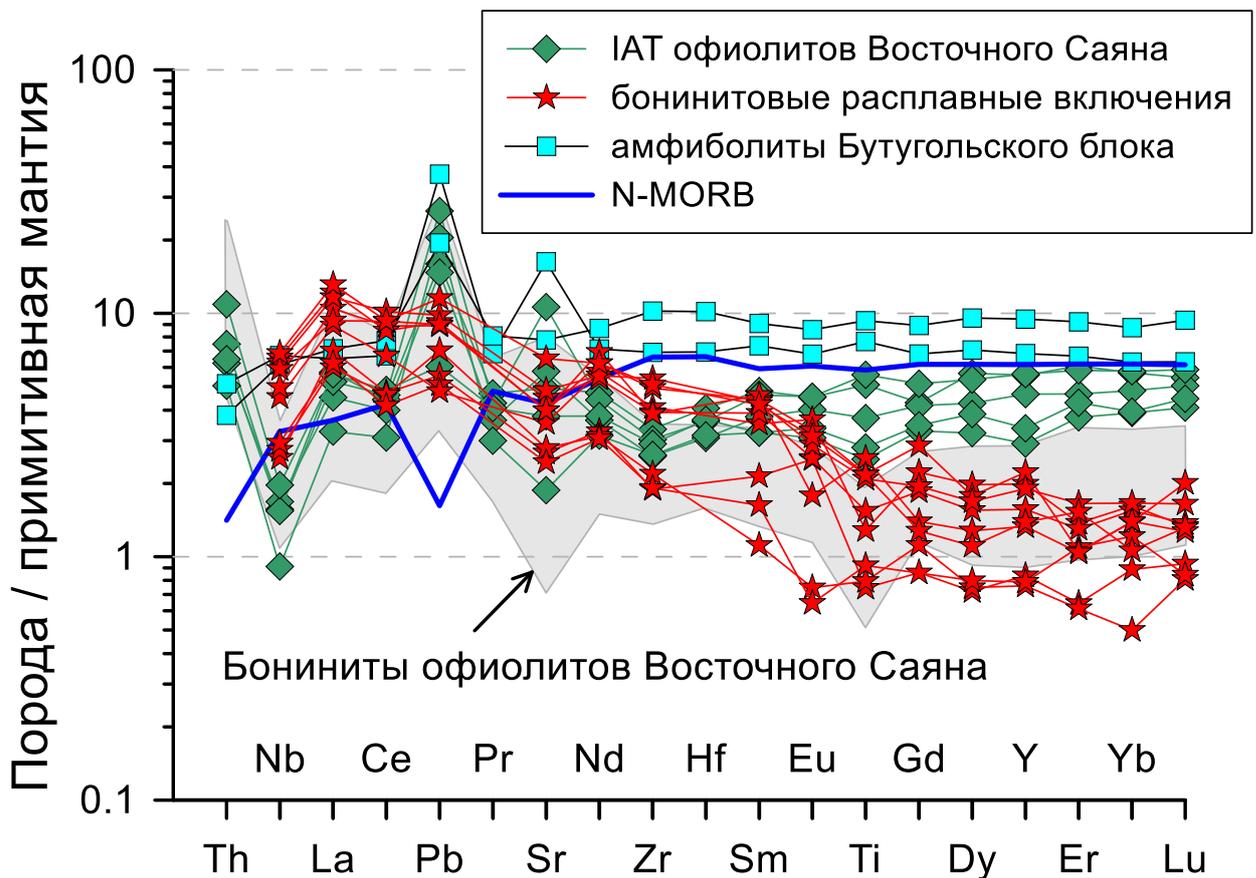


Рисунок 4 – Распределение редких элементов в IAT, бонинитах офиолитов Восточного Саяна (показано серым полем), бонинитовых расплавных включениях, и в амфиболитах Бутугольского блока. Составы примитивной мантии и N-MORB – по [McDonough and Sun, 1995]

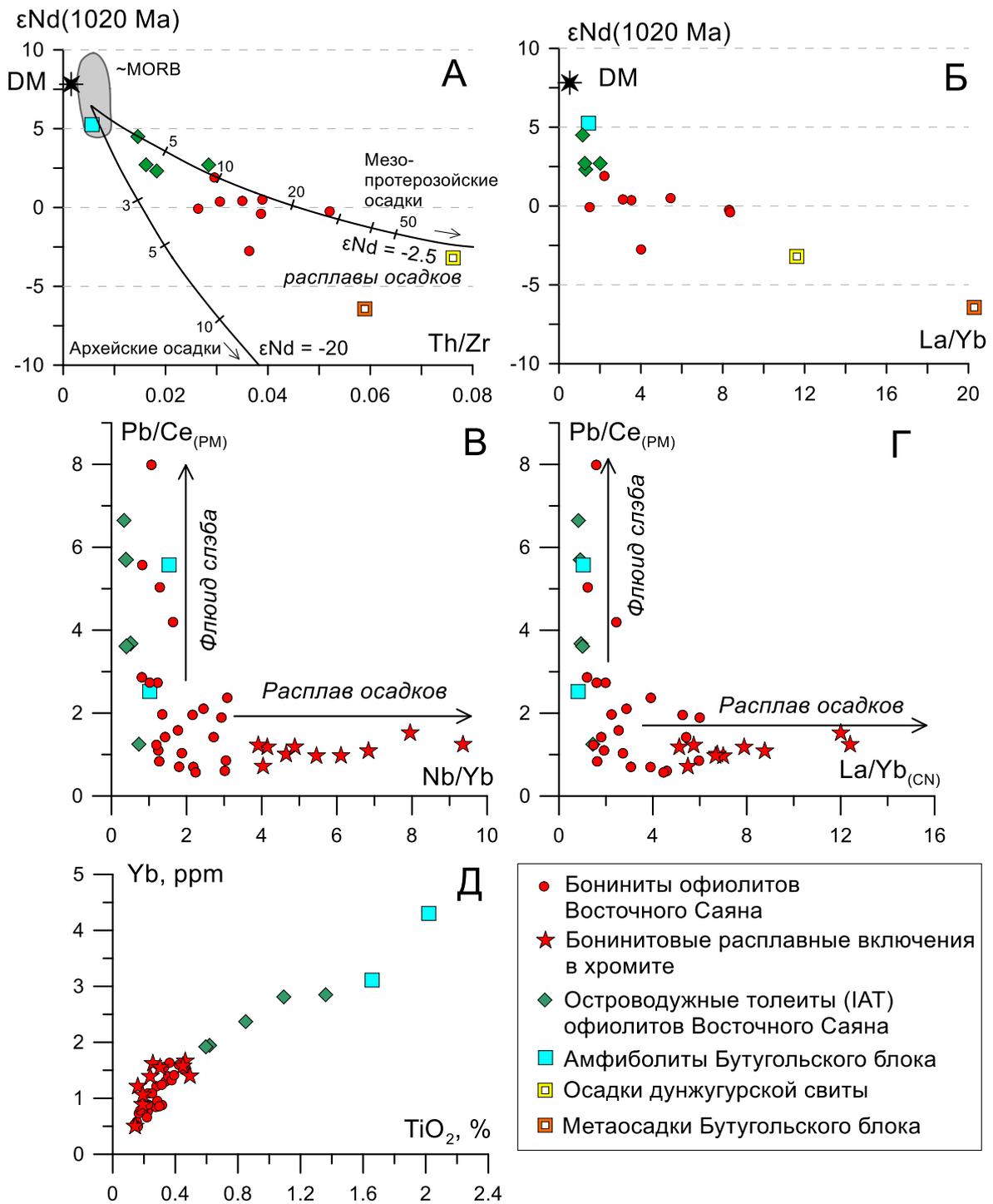
Такие особенности химизма для островодужных толеитов объясняются участием в их формировании водного флюида, который хорошо переносит Pb, в значительно меньшей степени – LREE, и не переносит Th и Nb. Вклад флюида из субдуцирующей плиты в генезис IAT Восточного Саяна отражается в росте положительной аномалии Pb и отношений Pb/Ce<sub>PM</sub>, при этом такие отношения как Th/Yb, Nb/Yb, La/Yb не меняются (рисунок 5 В,Г). Бониниты показывают значительное обогащение Th, LREE, имеют минимумы Ti и Nb, при этом содержания Nb выше, чем в IAT. Подобные особенности наблюдаются в высоко-Si / низко-Ca бонинитах и обусловлены вкладом расплавов из субдуцирующего слэба. Это могут быть адакитовые расплавы базитовой части субдуцирующей плиты (MORB), имеющие близкие к MORB и деплетированной мантии изотопные отношения Nd, как в случае бонинитов Новой Каледонии [Cluzel et al., 2016]. Для бонинитов Восточного Саяна наблюдаются иные взаимоотношения: в них при росте содержаний элементов, которые привносятся расплавом – Th, LREE, Nb, и отношений Th/Yb, Nb/Yb, La/Yb – уменьшаются значения εNd(T) от +1.9 до -2.8 (рисунок 5 А,Б), которые исключают участие адакитовых расплавов. В расплавных включениях из хромита

изученных бонинитов обнаружены составы, имеющие еще большие значения отношений Nb/Yb, La/Yb, чем в породах бонинитовой серии. Такие особенности указывают на то, что образование бонинитов Восточного Саяна происходило из источника, модифицированного расплавами субдуцирующих осадков. Таким образом, установлены разные субдукционные компоненты для пород офиолитов Восточного Саяна: флюид из субдуцирующей плиты – для IAT, и расплавы субдуцирующих осадков – для бонинитов.

От IAT к бонинитам происходит уменьшение содержаний Yb и Ti (рисунок 5 Д). Ti и HREE – это элементы, наименее подверженные влиянию субдукционного компонента, и поэтому наблюдаемые закономерности отражают рост степень деплетирования их источника.

Впервые изучен состав амфиболитов Бутугольского блока, расположенного к ЮЗ от Гарганского блока в составе Тувино-Монгольского микроконтинента. Амфиболиты Бутугольского блока слагают крупные тела и структурно являются продолжением ильчирской ветви офиолитов Восточного Саяна. Амфиболиты близки по составу базальтам (51.1-52.9 мас. % SiO<sub>2</sub>, 7.8-8.5 мас. % MgO, 1.6-2.0 мас. % TiO<sub>2</sub>). Они имеют подобное MORB распределения несовместимых элементов (рисунок 4): относительно обеднены легкими РЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub> = 0.8-1.0), Th, Nb, аномалии высокозарядных элементов отсутствуют [Школьник и др., 2023]. Амфиболиты обладают положительными величинами εNd(1000) = + 5.3. Амфиболиты Бутугольского блока пространственно ассоциируют с метариолитами (биотитовыми гнейсами), имеющими надсубдукционные геохимические характеристики и εNd(1000) = +1.2. Возраст образования протолита метариолитов составляет 1009 млн. лет [Школьник и др., 2023], что очень близко времени формирования офиолитов Восточного Саяна (1020 млн. лет; [Khain et al., 2002]). Метариолиты Бутугольского блока, таким образом, могут рассматриваться как образования Дунжугурской островной дуги, существование которой предлагается в палеогеодинамических реконструкциях [Кузьмичев, 2004], но не было подтверждено ранее. Офиолиты Восточного Саяна вероятно представляют собой преддуговую часть Дунжугурской островной дуги.

Породы, по составу близкие метаосадкам (мусковитовым гнейсам) Бутугольского блока [Школьник и др., 2023] могли являться источником расплава, который послужил обогащенным компонентом для бонинитов Восточного Саяна. Эти метаосадки обогащены K<sub>2</sub>O, LILE, LREE, Th, имеют минимумы Sr, Nb, Ti, обогащение Zr-Hf отсутствует. Метаосадки Бутугольского блока демонстрируют εNd(1000) = -7.1, TNd(DM) = 2.4 млрд. лет, и содержат многочисленные цирконы мезопротерозойского возраста, и образовались за счет размыва пород зрелой континентальной коры [Школьник и др., 2023].



Показан состав осадков дунжугурской свиты, перекрывающей офиолиты (данные авторов), и состав метаосадков Бутугольского блока [Школьник и др., 2023]. В-Г – диаграммы  $\text{Nb}/\text{Yb} - \text{Pb}/\text{Ce}_{(\text{PM})}$  и  $\text{La}/\text{Yb} - \text{Pb}/\text{Ce}_{(\text{PM})}$ , позволяющие разделить участие разных субдукционных компонентов в генезисе изученных пород: флюида из субдуцирующей плиты (рост отношения  $\text{Pb}/\text{Ce}_{(\text{PM})}$ ) и расплава субдуцирующих осадков (рост отношений  $\text{Nb}/\text{Yb}$ ,  $\text{La}/\text{Yb}$ ). Д – диаграмма  $\text{TiO}_2 - \text{Yb}$ , показывающая образование пород из мантийных источников, имеющих всё большее обеднение от MORB-подобных амфиболитов к IAT и затем к бонинитам офиолитов Восточного Саяна. На рис. В-Д также показан состав изученных бонинитовых расплавных включений.

Рисунок 5 – А-Б. Вариации  $\epsilon\text{Nd}$  (1020) и отношений редких элементов в бонинитах и островодужных толеитах (IAT) офиолитов Восточного Саяна, и в MORB-подобных амфиболитах Бутугольского блока

Таким образом, к моменту образования офиолитов Восточного Саяна (1020 млн. лет) в изученном регионе в мезопротерозое существовали континентальные источники сноса, осадки из которых могли субдуцировать и плавиться в зоне субдукции, являясь обогащенным компонентом для бонинитов Восточного Саяна.

Оценки давления и температуры образования расплавов были рассчитаны по методу [Lee et al., 2009] с дополнениями [Shervais et al., 2021] на основе макроэлементного состава пород и расплавных включений. Этот подход предполагает расчет первичного расплава путем последовательного добавления состава оливина в состав породы (расплава) до тех пор, пока общая Mg# породы (расплава) не придет в равновесие с заданным составом оливина (Fo). Давление в системе уравнений [Lee et al., 2009] является функцией от T (выраженной в K) и активности SiO<sub>2</sub>. Температура независимо рассчитывается исходя из равновесия расплав-оливин, а активность SiO<sub>2</sub> аппроксимируется, исходя из невязки общего Si и Si, связанного с другими катионами в структурных формулах Fe-Mg силикатов (оливин и пироксены). Для бонинитов офиолитов Восточного Саяна и бонинитовых расплавных включений состав равновесного оливина был принят Fo=0.93, а содержание H<sub>2</sub>O в расплаве принято 4%, на основе данных по изученным расплавным включениям. Для IAT офиолитов Восточного Саяна принималось, что равновесный оливин имеет состав Fo=0.92, а содержание H<sub>2</sub>O в расплаве принято 2%, на основе данных по расплавным включениям в оливине из IAT офиолитов Троодос [Portnyagin et al., 1997]. Для MORB-подобных амфиболитов Бутугольского блока состав равновесного оливина был принят Fo=0.90, т.к. их выплавление происходило вероятно из менее деплетированного источника [Maunder et al., 2020; Shervais et al., 2021; Reagan et al., 2023], при этом рассчитывалось безводное плавление. Результаты расчетов показывают, что расплавы MORB-подобных амфиболитов Бутугольского блока могли образоваться при P = 1.7 GPa, T = 1480 °C (рисунок 6), однако есть неопределенность, связанная с тем, что амфиболиты могут представлять собой как исходно вулканические, так и субвулканические породы. Для наименее измененных IAT из дайкового комплекса офиолитов Восточного Саяна параметры образования расплавов оцениваются как P = 2.1-2.6 GPa, T = 1470-1480 °C (рисунок 6). Для наиболее примитивных бонинитов из лав и даек офиолитов Восточного Саяна оценки образования расплавов находятся в интервале P = 0.8-2.35 GPa, T = 1280-1450 °C, а для бонинитовых расплавных включений P = 0.6-2.0 GPa, T = 1300-1465 °C. Оценки генерации расплавов по расплавным включениям образуют выраженную зависимость, хотя на данном этапе исследований не проводилась коррекция составов

расплавных включений на переуравновешивание с хромитом-хозяином. Порядок давлений и температур генерации островодужных толеитовых и бонинитовых расплавов Восточного Саяна согласуется с величинами P-T, оцененными для ассоциации FAB-бониниты из преддуговой области IBM [Shervais et al., 2021]. Температура кристаллизации вкрапленников клинопироксена из бонинитов Восточного Саяна, рассчитанная по термометру [Putirka et al., 2008], составляет 1130-1210 °C.

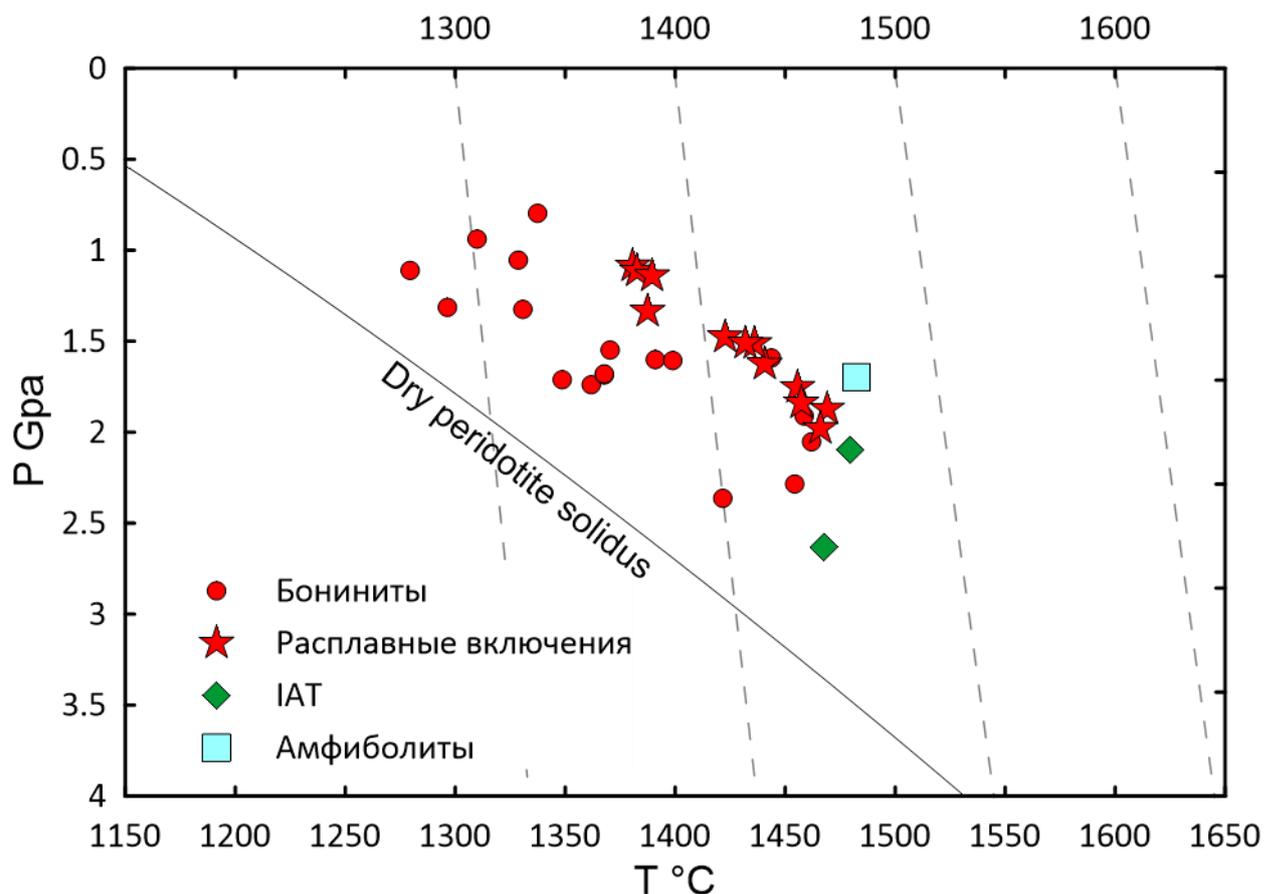


Рисунок 6 – Результаты расчетов P-T генерации первичных расплавов для IAT, бонинитов и бонинитовых расплавных включений офиолитов Восточного Саяна, и амфиболитов Бутугольского блока. Расчет выполнен по методу [Lee et al., 2009] с дополнениями [Shervais et al., 2021]

Результаты изучения пород, полученных при бурении преддуговой области IBM, подтвердили ранее предполагаемую модель образования коры и литосферной мантии в преддуговой зоне [Maunder et al., 2020; Shervais et al., 2021; Reagan et al., 2023]. При инициации субдукции происходит roll-back океанической плиты, что вызывает декомпрессионное плавление астеносферной мантии с образованием преддуговых базальтов (FAB) и последующее melt-fluxed плавление сильно обедненной мантии (остаток от плавления FAB) с образованием сначала низко-Si, а затем высоко-Si бонинитов.

Офиолиты надсубдукционных зон (SSZ) представляют собой фрагменты литосферы, которая формировалась над зоной субдукции. Состав образующихся вулканитов определяется составом астеносферной мантии, степенью ее плавления и составом добавляющихся субдукционных компонентов (водных флюидов, расплавов субдуцирующих океанической коры и осадков).

Некоторые надсубдукционные офиолиты могли формироваться в схожей с IBM тектонической ситуацией, то есть в преддуговой области при инициации субдукции. По-видимому, формирование других надсубдукционных офиолитов могло происходить в других тектонических обстановках, например, ближе к континентальной окраине, в месте пересечения оси спрединга задугового бассейна с островной дугой (Northern Lau Basin; [Resing et al., 2011]), и при рифтинге преддуговой области (SEMFR; [Ribeiro et al., 2013]). Кроме того, могло происходить плавление обычного мантийного резервуара «деплетированная мантия», а не преобразованного плюмом астеносферного мантийного вещества, как в случае IBM. Также может меняться состав и соотношение поступающих из субдуцирующей плиты флюидов, расплавов пород океанической коры и осадков. Все это приводит к формированию разных ассоциаций вулканических пород. Так, во многих офиолитах отсутствуют FАВ (могут быть просто не найдены), а появляются образующиеся в результате fluid-fluxed melting IАТ, которые ассоциируют либо с низко-Si либо с высоко-Si бонинитами, например в офиолитах Троодоса [Woelki et al., 2018] и Папуа-Новой Гвинеи [Konig et al., 2010]. Но редкоэлементные и изотопные составы магм свидетельствуют об образовании IАТ-бонинит последовательности в результате роста степени плавления астеносферной мантии и увеличения вклада различных субдукционных компонентов [Konig et al., 2010; Cluzel et al., 2016; Pearce and Reagan, 2019; Woelki et al., 2018].

В офиолитах Восточного Саяна установлена ассоциация MORB-IАТ-высоко-Si бониниты. Образование MORB происходило в результате декомпрессионного плавления астеносферной мантии. Амфиболиты (протолитом которых были MORB) имеют обедненные характеристики изотопного состава Nd ( $\epsilon\text{Nd}(1000) = + 5.3$ ) и характеризуют мантию этого региона. Добавление субдукционного флюида в остаток от плавления MORB привело к fluid-fluxed плавлению с образованием IАТ, а добавление расплава осадков – к melt-fluxed плавлению и образованию высоко-Si бонинитов. Нарастание деплетированности мантийного вещества, из которого образуется магматическая последовательность MORB-IАТ-бониниты в офиолитах Восточного Саяна, фиксируется соответствующим уменьшением содержаний HREE и Ti (рисунок 5Д). Особенности редкоэлементного и Nd-изотопного состава IАТ и бонинитов позволяют надежно выявить

участие субдукционного флюида и расплава субдуцирующих осадков в их образовании (рисунок 5А-Г). Таким образом, офиолиты Восточного Саяна представляют собой фрагменты литосферы, которая формировалась в спрединговом центре вблизи от зоны субдукции.

## **Раздел 2 Геологические комплексы внутриплитовых геодинамических обстановок**

### **2.1 Континентальный магматизм**

#### **2.1.1 Модель формирования кимберлитов, объясняющая существенные различия их составов из многофазных трубок различных полей Якутской провинции**

Понимание первичного состава кимберлитового расплава имеет решающее значение для построения гипотез формирования кимберлитовых расплавов и эволюции литосферной мантии и астеносферы нашей планеты. Несмотря на значительный прогресс в понимании природы кимберлитовых пород за последние годы, вопросы генезиса кимберлитовых расплавов, а также различных петрографических разновидностей кимберлитовых пород (вулканокластическими [пирокластическими] и когерентными) кимберлитами остается дискуссионным [Mitchell, 2008; Russel et al., 2012; Pearson et al., 2019; Soltys et al., 2018; Mitchell et al., 2019; Giuliani et al., 2019 и другие]. Под вулканокластическим кимберлитом понимаются вулканогенные обломочные горные породы, имеющие брекчиевую структуру и состоящие из вулканических обломков (независимо от способа их фрагментации и переотложения) [Scott Smith et al, 2013]. Пирокластический кимберлит отличается большим количеством т.н. «автолитов», образовался при вулканических извержениях в процессах, как эксплозивного характера, так и флюидизации Когерентным кимберлитом в иностранной литературе называются породы, образовавшиеся в результате непосредственного затвердевания значительного объема магмы без существенных следов фрагментации магмы [Sparks, 2013]. Российский аналог данного термина - порфировый кимберлит - кимберлит массивной текстуры порфировой структуры, содержащий от 0 до 5% ксенолитов вмещающих пород или ксенокристов. Предполагается, что одним из главных источников кимберлитов являются расплавы астеносферного происхождения [Илупин и др., 1978; Kostrovitsky et al., 2007 и другие].

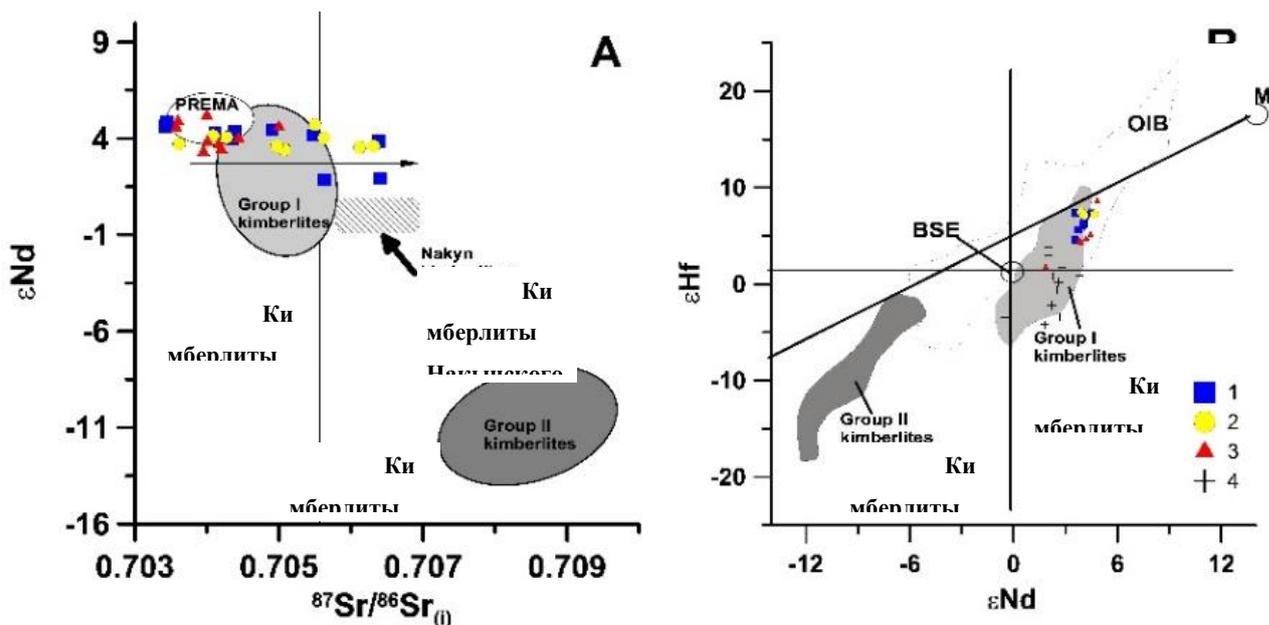
Определение основного состава кимберлитов затруднено из-за их гибридной природы и включения обломочного материала литосферной мантии (CMLM), который может быть как захвачен в виде ксенолитов, так и частично ассимилирован. Ученые, пытающиеся определить первичный состав кимберлитового расплава, либо исключают CMLM, либо выбирают афировые разновидности кимберлитов в качестве эталонных

образцов. Однако, поскольку кимберлитовая магма уже ассимилировала породы CMLM, полученные данные о составе остаются неопределенными. Многие попытки определить первичный состав кимберлитов не учитывали разнообразие составов, проявляющееся при формировании хотя бы одной провинции. Считается, что вулканокластический (пирокластический) кимберлит образовался в результате приповерхностных процессов в каналах трубки (флюидизация или взрывы), вызванных встречей расплава с поверхностными водами [McCallum, 1976; Lorenz et al., 2007].

С целью оценки предположительного первичного кимберлитового расплава были детально исследованы кимберлитовые породы из кимберлитовых тел — трубки Обнаженная и дайки Великан (Якутская кимберлитовая провинция, Куойкское поле), а также из трубок Верхнемунского и Накынского полей. Проведено петрографическое описание образцов, проанализирован химический и минералогический состав этих тел, также пространственные и временные взаимоотношения различных разновидностей были использованы для решения ряда дискуссионных вопросов, связанных с кимберлитообразованием.

Трубка Обнаженная выполнена вулканокластическими и пирокластическими типами высокомагнезиальных кимберлитов; последний содержит редкие фрагменты последовательных предыдущих фаз внедрения (автолитов). Пирокластический кимберлит содержит большое количество оливина, пироксена, макрокристов граната и мантийных ксенолитов. Дайка Великан состоит из высоко-железистого и высоко-титанистого кимберлита, не содержащего мантийно-обломочного материала (не отмечено ксенокристаллов оливина и ксенолитов). Трубка Обнаженная является многофазной, три типа когерентного кимберлита обнаружены в виде включений в пирокластическом кимберлите, что указывает на более позднее внедрение последнего. Образование контрастных по составу кимберлитов, заполняющих трубку Обнаженная и дайку Великан, скорее всего, было обусловлено процессом дифференциации астеносферного расплава на две части с различной плотностью, вязкостью и, следовательно, дезинтеграционной способностью. Их гипотетический состав преимущественно карбонатный и карбонат-силикатный, вероятно, характеризующийся различным содержанием  $H_2O$ . Расплав существенно карбонатного состава, обладающий высокой интегрирующей способностью, сформировал высокомагнезиальный тип кимберлита; карбонатно-силикатный расплав сформировал Mg-Fe и Fe-Ti типы кимберлитов. Расплав, образовавший дайку Великан, по мнению авторов, является первичным, так как не содержит ксеногенного материала из литосферной мантии и поэтому не подвергся процессу его ассимиляции.

На рисунке 7 приведены диаграммы  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ — $\epsilon\text{Nd}$  и  $\epsilon\text{Nd}$ — $\epsilon\text{Hf}$  изотопных соотношений для кимберлитовых пород Якутской провинции и проведено сравнение с кимберлитами Южной Африки и алмазных месторождений Якутии. Пространственная близость трубки Обнаженная и дайки Великан, сходство изотопной и редкоэлементной систематики Sr-Nd-Hf (по некогерентным элементам) для соответствующих кимберлитов и, наконец, совпадение возрастов их образования дали основание для вывода о наличии у них единого магматического астеносферного источника.



1 - алмазные месторождения - трубка Интернациональная (Мирнинское поле), трубка Удачная-Восточная (Далдынское поле) - наши данные;

2 - трубка Обнаженная;

3 - другие трубки Куойкского поля;

4 - трубки Южной Африки [Nowell et al., 2004].

Поля кимберлиты I и II - по [Mitchell, 1986].

Поле PREMA, DM, BSE, OIB - по [Zingler&Harte, 1986].

Рисунок 7 - Диаграммы изотопных отношений для кимберлитовых пород:

А) -  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ — $\epsilon\text{Nd}$  и Б) -  $\epsilon\text{Nd}$ — $\epsilon\text{Hf}$

Была разработана модель формирования кимберлитовых расплавов (рисунок 8) для различных полей Якутской кимберлитовой провинции (Накынского, Верхнемунского и Куойкского). В данных трубках по петрографическим признакам были выделены когерентный и пирокластический типы кимберлитовых пород. Пирокластические кимберлиты в сравнении с когерентными кимберлитами (порфиновые кимберлиты массивной текстуры) отличаются относительно высоким содержанием алмазов и минералов-спутников алмаза. Различные типы расплавов формируют когерентный и пирокластический (с повышенной алмазоносностью) типы кимберлитовых пород. Различия связаны с мощностью литосферной мантии, количеством захваченного ксеногенного материала, с высоким содержанием MgO (преимущественно Орх),

концентрацией  $\text{CaCO}_3$  в астеносферных расплавах. Предполагается, что первичный кимберлитовый расплав астеносферного происхождения по составу близок к когерентному кимберлиту дайки Великан (Куойкское поле).

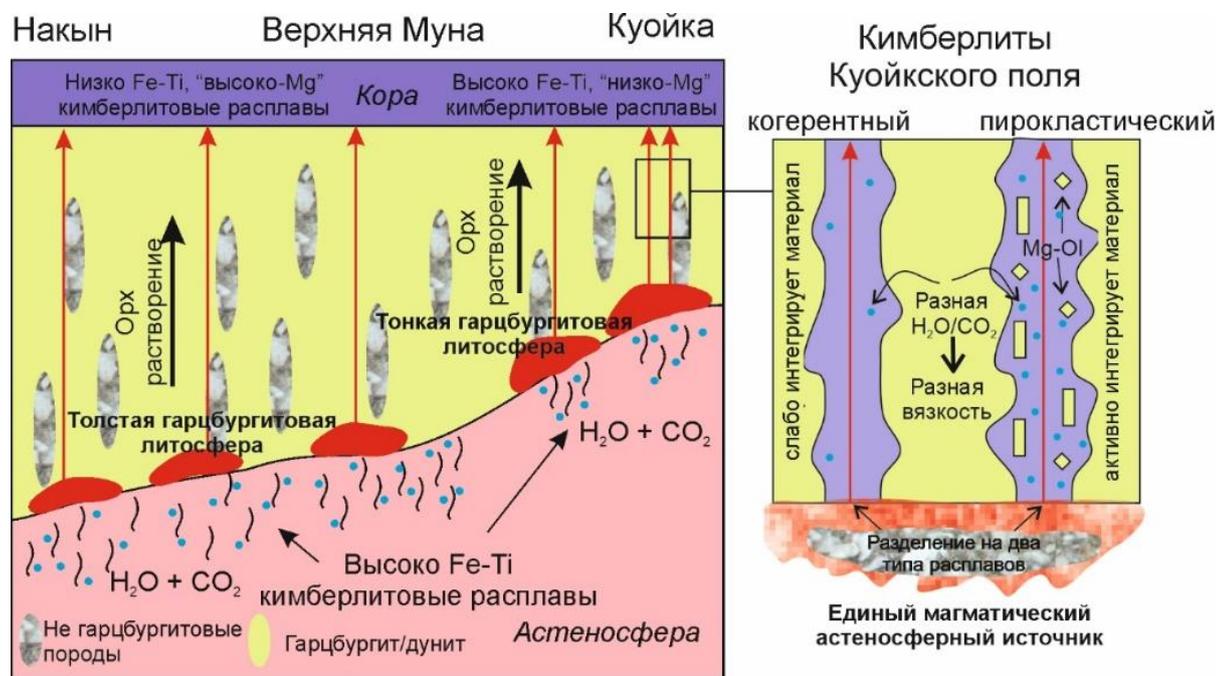


Рисунок 8 - Модель формирования кимберлитовых расплавов и их воздействия на литосферу мантии

### 2.1.2. Механизмы образования щёлочно-ультраосновных пород Лысанского комплекса юго-западного обрамления Сибирского кратона и связанных с ними рудных месторождений

Ранее было установлено [Mekhonoshin et al., 2022], что возраст пород Лысанского интрузивного комплекса укладывается в диапазон 670-630 млн лет, который рассматривается как возраст максимальной внутриплитной активности вдоль края Сибирского кратона, в результате которой были сформированы многочисленные неопротерозойские рудоносные (Nb, Ta, U и РЗЭ) щелочно-карбонатитовые комплексы. Полученные новые данные по геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса позволили отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов [Mekhonoshin et al., 2022]. Дополнительным подтверждением этой гипотезы может служить присутствие карбонатных жил с редкоземельной минерализацией, развитых преимущественно в «дайках» альбититов. Исследования 2023 года были направлены на изучение минерального состава этих карбонатных жил и вмещающих их пород [Kolotilina et al., 2024] в Подлысанском массиве (рисунок 7).

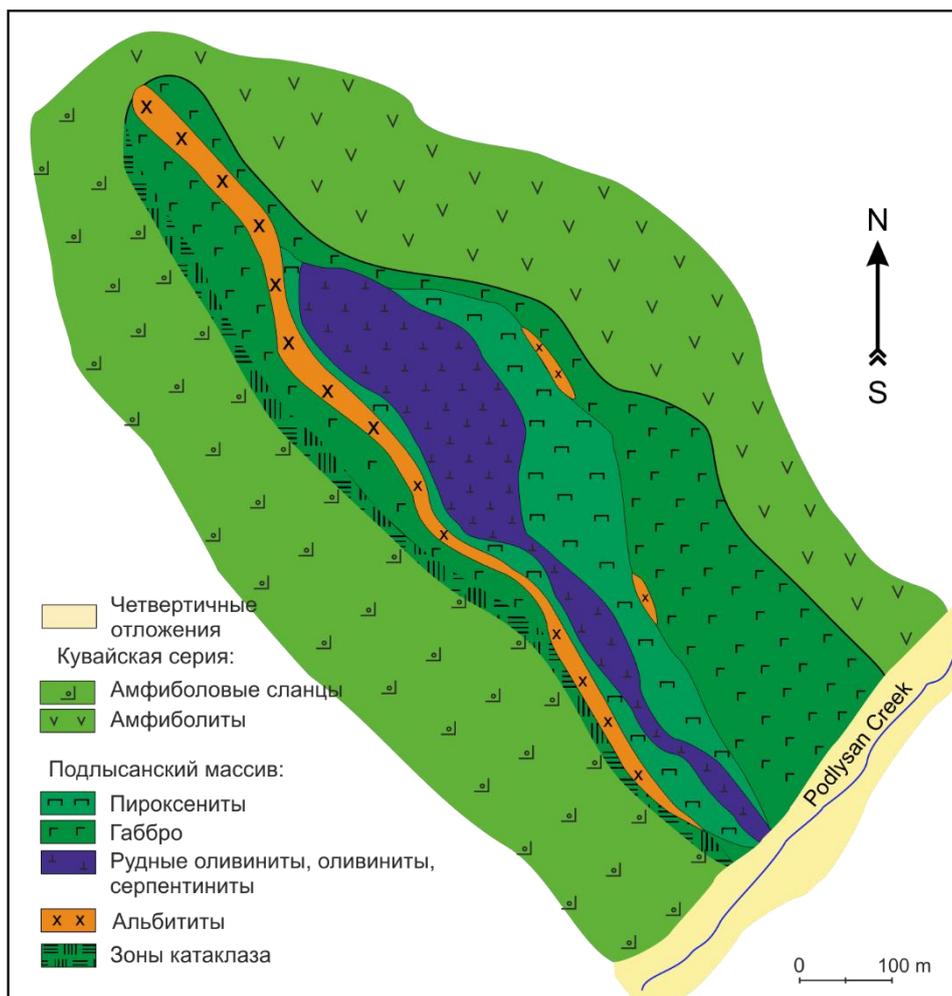


Рисунок 9 – Геологическая карта северо-западной части Подлысанского массива.

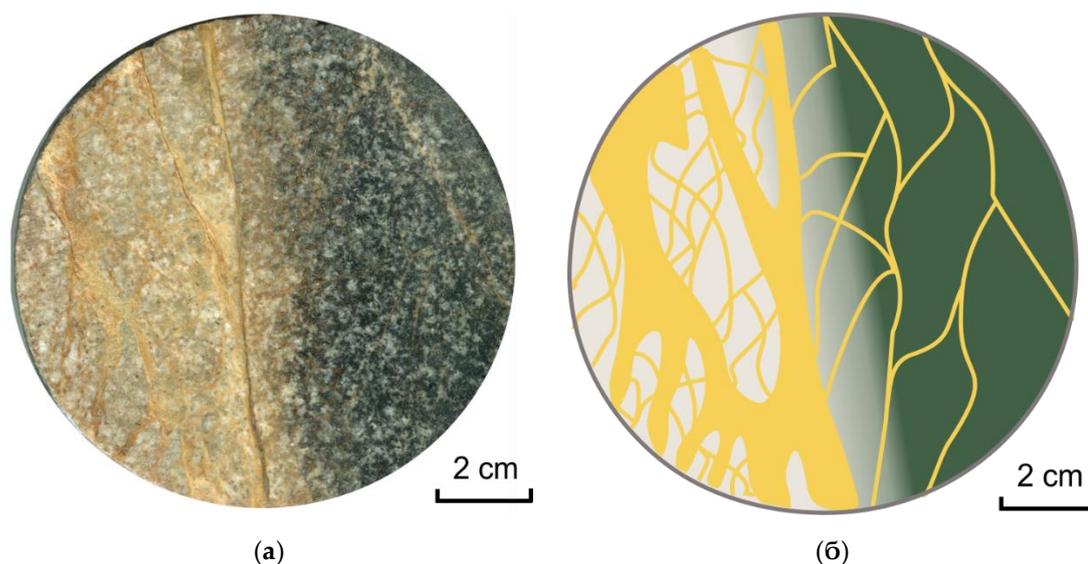


Рисунок 10 – Взаимоотношение между керсутитовым габбро, альбититом и карбонатными прожилками

Взаимоотношения между керсутитовым габбро, альбититом и карбонатными прожилками в образце керна показаны на рисунке 10а. Карбонатные жилы и прожилки

имеют бледный розово-желтый цвет, который контрастирует с почти белым фоном альбитита и темным серо-зеленым фоном керсутитового габбро. Между габбро и альбититом нет резких интрузивных контактов. Вместо этого наблюдается постепенный переход, как показано градацией цвета на рисунке 10б, за счет постепенного увеличения содержания карбонатов и плагиоклаза в габбро по направлению к карбонатным жилам.

Жилы и прожилки расположены преимущественно в альбитите и варьируют по мощности от 0,1 до 10 мм. В габбро они встречаются редко и более тонкие. Структурно крупные карбонатные жилы напоминают уплощенные пластины, сложенные прозрачным, чистым идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами. Центры этих жил состоят из кальцита, а краевые части - из агрегатов сидерита, кальцита, редкоземельных минералов и альбита (рисунок 11). Вдоль простирания мелких жил агрегаты кальцита переслаиваются с агрегатами сидерита.

Альбит встречается в виде мономинеральных агрегатов, расположенных на расстоянии от карбонатных жил, а также в виде отдельных зерен среди кальцит-сидеритовых агрегатов, заполняющих пространство между карбонатными жилами. В кальцит-сидеритовом матриксе присутствуют также белая слюда, калиевый полевой шпат, кварц, различные акцессорные минералы и сульфиды. Сидерит обычно немного преобладает над кальцитом. Кроме того, важнейшей фазой является белая слюда. Акцессорными минералами являются апатит, рутил, циркон, монацит, фторкарбонаты РЗЭ.

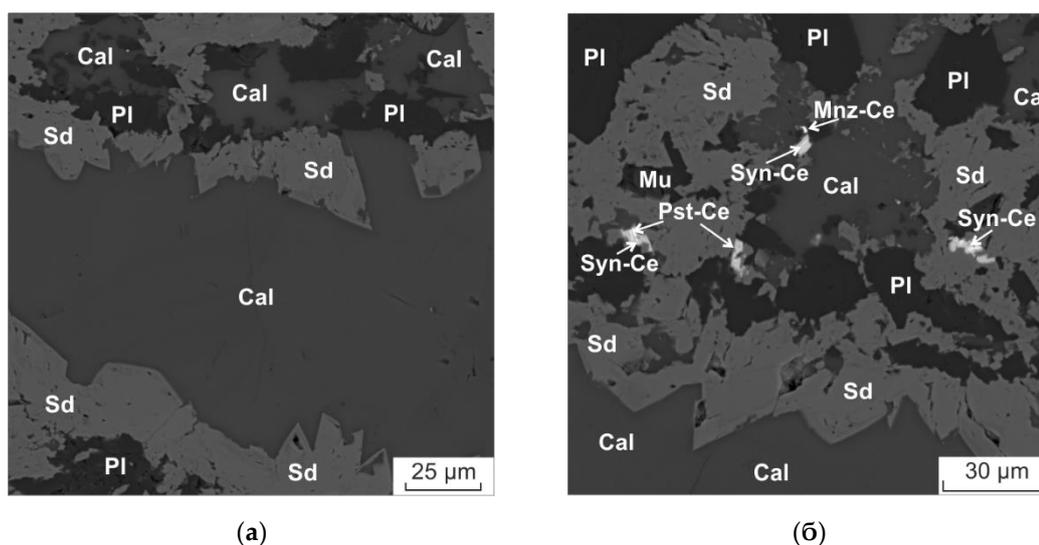


Рисунок 11 – Строение центральных (а) и краевых (б) частей карбонатных прожилков

Мелкие ксеноморфные кристаллы апатита (5-10 мкм) встречаются в сростаниях с монацитом в сидерит-кальцитовом агрегате, а более крупные идиоморфные кристаллы

(до 0,1 мм) - в кальцит-сидерит-слюдяном агрегате. Рутил присутствует в виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов размером от 10 до 50 мкм, образующих срастания с апатитом или монацитом. Зерна циркона встречаются как в краевых частях крупных карбонатных жил, так и в кальцит-сидеритовом агрегате. Большинство зерен циркона имеют неправильную форму, иногда встречаются короткие призматические или дипирамидальные кристаллы. Размер зерен варьирует от 5-10 до 70-100 мкм. В некоторых кристаллах встречаются реликты бадделеита. Монацит обычно наблюдается в виде мелких отдельных зерен размером 5-10 мкм или в виде агрегатов субэдрических и анэдрических зерен. Как и циркон, он присутствует в краевых частях крупных карбонатных жил и в кальцит-сидеритовом агрегате. РЗЭ-фторкарбонаты представлены бастнезитом-(Ce), паризитом-(Ce) и синхизитом-(Ce). Бастнезит встречается в виде отдельных пластинчатых зерен размером от 0,01 до 0,05 мм. В сидерит-кальцитовых интерстициях наблюдались поликристаллы с синтаксическими срастаниями паризита-(Ce) и синхизита-(Ce). Фаза РЗЭ, которая остается незазанной, обнаружена в агрегатах рутила, сидерита и слюды в виде неправильной формы зерен размером 10-20 мкм. Сульфиды представлены в основном пиритом и сфалеритом. Они встречаются в виде монокристаллов или агрегатов гипидиоморфных или ксеноморфных зерен, иногда образуя крупные скопления. Размер зерен сульфидов колеблется от 10-15 до 50-70 микрон.

Таблица 1

Состав сидерита из карбонатных пород Подлысанского массива, мас. %

|                       | 7821  | 7821-1 | 7821-1 | 7821-1 | 7821-2 | 7821-2 | 7821-2 | 7821-3 | 7821-3 | 7821-3 | 7821-3 | 7821-3 |
|-----------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| FeO                   | 52.03 | 51.97  | 51.92  | 46.02  | 52.90  | 52.75  | 52.92  | 56.08  | 54.67  | 45.80  | 52.28  | 54.27  |
| MnO                   | 3.91  | 0.97   | 3.14   | 0.78   | 0.42   | 2.31   | 0.64   | 1.04   | 3.13   | 0.68   | 0.87   | 1.47   |
| MgO                   | 3.12  | 5.64   | 3.50   | 3.61   | 4.43   | 4.62   | 4.48   | 1.84   | 2.86   | 7.46   | 6.06   | 3.44   |
| CaO                   | 2.80  | 3.05   | 2.86   | 10.07  | 3.54   | 1.78   | 2.99   | 2.41   | 1.37   | 7.26   | 2.49   | 2.06   |
| Сумма                 | 61.86 | 61.63  | 61.42  | 60.47  | 61.29  | 61.45  | 61.03  | 61.37  | 62.03  | 61.20  | 61.70  | 61.24  |
| Формульные количества |       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe                    | 0.799 | 0.777  | 0.799  | 0.696  | 0.804  | 0.804  | 0.809  | 0.883  | 0.845  | 0.663  | 0.778  | 0.841  |
| Mn                    | 0.061 | 0.015  | 0.049  | 0.012  | 0.006  | 0.036  | 0.010  | 0.017  | 0.049  | 0.010  | 0.013  | 0.023  |
| Mg                    | 0.085 | 0.150  | 0.096  | 0.097  | 0.120  | 0.125  | 0.122  | 0.052  | 0.079  | 0.193  | 0.161  | 0.095  |
| Ca                    | 0.055 | 0.058  | 0.056  | 0.195  | 0.069  | 0.035  | 0.059  | 0.049  | 0.027  | 0.135  | 0.048  | 0.041  |
| Катионы               | 1.000 | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  |

Альбит в мономинеральных скоплениях и в карбонатно-слюдяной матрице имеет близкий состав (An0-5). В некоторых зернах на границе с карбонатными жилами наблюдаются каймы, характеризующиеся повышенными содержаниями K<sub>2</sub>O и BaO (до 7,8 и 0,5 мас. %, соответственно).

Состав сидерита, как показано в табл. 1, характеризуется небольшими вариациями содержаний MnO, MgO и CaO. В зональных кристаллах наблюдается увеличение концентраций CaO, MgO и MnO от ядра к краю (1,5-2,7, 0-3,3 и 0,7-2,9 соответственно).

Кальцит содержит небольшое количество FeO и MnO при низком содержании MgO - до 0,4 мас. % (табл. 2). Кроме того, содержание SrO в нем может достигать 0,9 мас. %. Кальцит из центра крупной жилы имеет более низкие концентрации FeO и MnO (1,2 - 1,3 и < 0,01 - 0,1 мас.%, соответственно) по сравнению с кальцитом из оторочек (2,0 - 6,5 и 0,7 - 0,8 мас.%, соответственно). Белая слюда характеризуется несколько более высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (3,17-3,45 ф.к.), умеренным содержанием FeO (0,14-0,28 ф.к.) и MgO (0,11-0,17 ф.к.), а также высоким содержанием TiO<sub>2</sub> (до 6,4 мас. %). По составу слюду можно отнести к фенгитовому мусковиту. Апатит - фторапатит однородного состава с содержанием фтора 4,1-4,8 мас.%. В отдельных зернах отмечается присутствие Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,3-0,9 мас. %). Рутил содержит до 2,5 мас. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Состав монацита соответствует монациту-(Ce). В некоторых зернах обнаружено повышенное содержание SiO<sub>2</sub> (3,0-5,9 мас. %) и ThO<sub>2</sub> (0,7-1,2 мас. %).

Таблица 2

Состав кальцита из карбонатных пород Подлысанского массива, мас. %

|                       | 7821  | 7821  | 7821-1 | 7821-1 | 7821-2 | 7821-2 | 7821-2 | 7821-3 | 7821-3 | 7821-3 |
|-----------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| FeO                   | 4.04  | 0.40  | 2.00   | 3.83   | 1.62   | 1.88   | 2.74   | 2.70   | 1.34   | 1.69   |
| MnO                   | 2.35  | 0.77  | 0.81   | 0.90   | 0.62   | 0.95   | 0.18   | 0.53   | 0.94   | 0.00   |
| MgO                   | 0.28  | 0.00  | 0.14   | 0.26   | 0.18   | 0.18   | 0.15   | 0.18   | 0.00   | 0.18   |
| CaO                   | 49.39 | 54.19 | 51.64  | 49.16  | 51.35  | 52.05  | 53.13  | 50.46  | 52.95  | 52.83  |
| SrO                   | 0.86  | 0.19  | 0.56   | 0.26   | 0.82   | 0.47   | 0.27   | 0.46   | 0.20   | 0.40   |
| Сумма                 | 56.92 | 55.55 | 55.15  | 54.42  | 54.59  | 55.53  | 56.46  | 54.33  | 55.43  | 55.11  |
| Формульные количества |       |       |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe                    | 0.057 | 0.006 | 0.029  | 0.056  | 0.024  | 0.027  | 0.038  | 0.039  | 0.019  | 0.024  |
| Mn                    | 0.034 | 0.011 | 0.012  | 0.013  | 0.009  | 0.014  | 0.003  | 0.008  | 0.014  | 0.000  |
| Mg                    | 0.007 | 0.000 | 0.004  | 0.007  | 0.005  | 0.005  | 0.004  | 0.005  | 0.000  | 0.005  |
| Ca                    | 0.894 | 0.981 | 0.950  | 0.921  | 0.954  | 0.950  | 0.953  | 0.943  | 0.965  | 0.967  |
| Sr                    | 0.008 | 0.002 | 0.006  | 0.003  | 0.008  | 0.005  | 0.003  | 0.005  | 0.002  | 0.004  |
| Катионы               | 1.000 | 1.000 | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  | 1.000  |

Редкоземельные элементы обычно содержатся в следующих соотношениях: Ce>La>Nd>Pr>Sm>Gd. Фторкарбонаты РЗЭ соответствуют бастнезиту-(Ce), паризиту-(Ce) и синхизиту-(Ce). Поскольку содержание фтора оказалось несколько ниже теоретического, его недостаток был компенсирован в данной позиции за счет рассчитанного ОН. РЗЭ обычно встречаются в следующих соотношениях: Ce>La>Nd>Pr>Y>Sm>Gd. Содержание ThO<sub>2</sub> варьируется от 0,8 до 5,1 мас. %.

Неназванные редкоземельные фазы содержат небольшое количество  $\text{SiO}_2$  (1,26-7,4 мас.%), сильно варьирующие количества  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}$  (6,5-25,6 и 87,8-13,2 мас.%, соответственно). Основным компонентом состава этих фаз являются редкоземельные элементы, суммарное количество которых составляет 35,7-50,3 мас.%. Редкоземельные элементы в них присутствуют в тех же пропорциях, что и во фторкарбонатах PЗЭ:  $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr} > \text{Y} > \text{Sm} > \text{Gd}$ . Также присутствуют  $\text{ThO}_2$  (0,8-1,1 мас. %) и фтор (3,2-6,9 мас. %). Согласно результатам анализа, состав должен содержать карбонат или гидроксильные ионы, или и то, и другое. Эти фазы требуют дальнейшего изучения. Вероятно, они образовались в результате замещения титанита или перовскита. Состав пирита отвечает стехиометрии. Некоторые зерна содержат микровключения галенита и, возможно, англезита. Сфалерит обычно содержит Fe (4,1-5,9 мас. %) и иногда Cu (до 0,9 мас. %). Структурная формула может быть записана как  $\text{Fe}_{0,09}\text{Cu}_{0,01}\text{Zn}_{0,9}\text{S}$ . В одном из зерен обнаружены участки нетипичного состава, мас. %: Fe - 21,04, Cu - 24,0, Zn - 15,69, S - 32,14.

Карбонатиты это магматические породы, в которых модалное количество первичных карбонатных минералов превышает 50 об. % [Le Maitre et al., 2002]. Несмотря на такое простое определение, карбонатиты очень разнообразны по своему составу. В целом их можно разделить на две генетические группы: первичные карбонатиты и карботермальные остатки [Mitchell, Gittins, 2022]. Карботермальные остатки образуются под действием низкотемпературных флюидов, богатых  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и фтором [Mitchell, Gittins, 2022]. Геохимические характеристики каждого генетического типа карбонатитов различны [Jones et al., 2013; Kamenetsky et al., 2021]. Кроме того, карбонатиты и карботермальные остатки содержат уникальную и разнообразную минерализацию, содержащую Fe, P, Ba, Sr, высокочargedные (Nb, Zr, Ti) и редкоземельные (REE) элементы.

Карбонатиты встречаются в щелочных магматических провинциях, генетически связаны с широким спектром ультраосновных и щелочных силикатных пород [Woolley, 2008; Woolley, 2012; Kogarko, 2019; Humphreys-Williams, 2021]. Вулканические проявления встречаются значительно реже, чем плутонические. В плутонических и вулканических карбонатитах доминирующими пороодообразующими компонентами являются кальцит, доломит и анкерит. Карбонатиты, богатые магнезитом и сидеритом, не столь многочисленны по сравнению с другими типами пород. Ферродоломит и сидерит встречаются в основном как второстепенные компоненты карбонатитовых комплексов, в которых преобладают кальцитовые и/или доломитовые карбонатиты [Giovannini, 2020; Simonetti, 1995; Pirajno, 2014]. Крупные тела сидеритовых карбонатитов встречаются в комплексах Салланлатви (Кольская щелочная провинция) [Zaitsev, 2004] и Карасуг

(Центрально-Тувинская субпровинция) [Bolonin, 2004]. Место богатых РЗЭ сидеритовых карбонатитов в общей последовательности процессов карбонатитообразования до сих пор не до конца выяснено и представляет большой интерес для исследователей. Существует несколько точек зрения на их происхождение. Одни исследователи считают, что эти карбонатиты являются низкотемпературными продуктами фракционной кристаллизации карбонатных расплавов Ca-Mg [Pirajno, 2014]. Другие считают, что они образуются из карбогидротермальных флюидов [Simonetti, 1995]. Ряд исследователей предполагает, что существует поэтапная дифференциация карбонатитоносных магматических систем: за магматической стадией следует карботермальная, а затем гидротермальная [Giovannini, 2020].

Без изучения изотопного состава кислорода и углерода невозможно однозначно установить природу карбонатных пород Подлысанского массива, однако очевидно, что они содержат такие типоморфные для карбонатитов (*sensu lato*) минералы, как кальцит, сидерит, апатит, монацит, фторкарбонаты РЗЭ, пирит и сфалерит. Хотя в большинстве карбонатитовых комплексов обычно присутствуют слюды флогопитовой серии, однако мусковит является характерным минералом некоторых сидеритовых карбонатитов [Bolonin, 2004; Prokopyev, 2016].

Ранее уже упоминалось, что геохимические характеристики интрузивных карбонатитов и карботермалитов существенно различаются. Было установлено, что карботермальные флюиды концентрируют РЗЭ, Sr, Ba, но не Nb, а собственно интрузивные карбонатиты являются источниками Nb, Ti и P, но не РЗЭ. Поэтому, исходя из минерального состава и редкоэлементных характеристик карбонатных пород Подлысанского массива, можно предположить, что они образовались на карботермальном этапе развития карбонатитоносной магматической системы.

Как считалось ранее, альбититовые дайки в Лысанском комплексе имеют магматическое происхождение [Глазунов, 1975]. Эти дайки часто встречаются в зонах дробления на контактах между петрографическими разностями пород в пределах массивов Лысанского комплекса или на контактах с вмещающими породами. Проведённое нами изучение взаимоотношений альбититов и габбро не выявило признаков интрузивного контакта между ними. Текстурные и структурные характеристики альбитита позволяют предположить, что он образовался в результате метасоматического изменения габбро в зонах интенсивного развития тектонических трещин, так называемого процесса фенитизации. Там, где трещиноватость вмещающих пород менее выражена, изменение состава проявляется только в альбитизации плагиоклаза. Подобные породы наблюдаются, например, в комплексе Haast River (Новая Зеландия) [Cooper, 2016], где фениты были

образованы по метабазитам под воздействием феррокарбонатитовой магмы, обогащенной щелочами.

Неопротерозойские щелочно-карбонатитовые комплексы на юге Сибири залегают в пределах выступов фундамента Сибирского кратона и зон глубинных разломов [Kogarko et al., 1995]. На Енисейском кряже в Енисейской провинции это массивы Татарского комплекса. В Восточно-Саянской провинции это массивы Большая Тагна, Белая и Средняя Зима, Жидой. В восточной части Байкало-Муйского пояса в Северо-Байкальской субпровинции — это проявления Пограничное и Веселое, а на Алданском щите в Восточно-Алданской субпровинции - Арбарастах и Ингили.

Массивы Лысанского комплекса, могут быть одним из ответвлений единой для комплексов Восточно-Саянской провинции рудно-магматической системы. Массивы этих комплексов состоят из пород трех петрографических серий: 1) ультрамафитовой - пироксениты; 2) щелочной - мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты; 3) карбонатитовой - кальцитовые, кальцит-доломитовые, анкеритовые карбонатиты. Для массивов Большая Тагна, Белая и Средняя Зима наблюдается следующая последовательность образования пород: мельтейгиты → ийолиты → нефелиновые сиениты → кальцитовые карбонатиты → кальцит-доломитовые карбонатиты → анкеритовые карбонатиты. Жидойский массив сложен разнообразными пироксенитами [Morigiyo et al., 2000]. Ийолиты и мельтейгиты образуют дайки. Карбонатиты в этом массиве встречаются в виде прожилков толщиной 0,2-5 м и содержат апатит, сульфиды, карбонаты и фторкарбонаты редкоземельных элементов [Копев,1970]. Массивы Лысанского комплекса, состоящие большей частью из оливинитов и пироксенитов, могут являться наиболее интенсивно эродированным и глубоким сегментом сложного щелочно-ультраосновного интрузива трещинного типа.

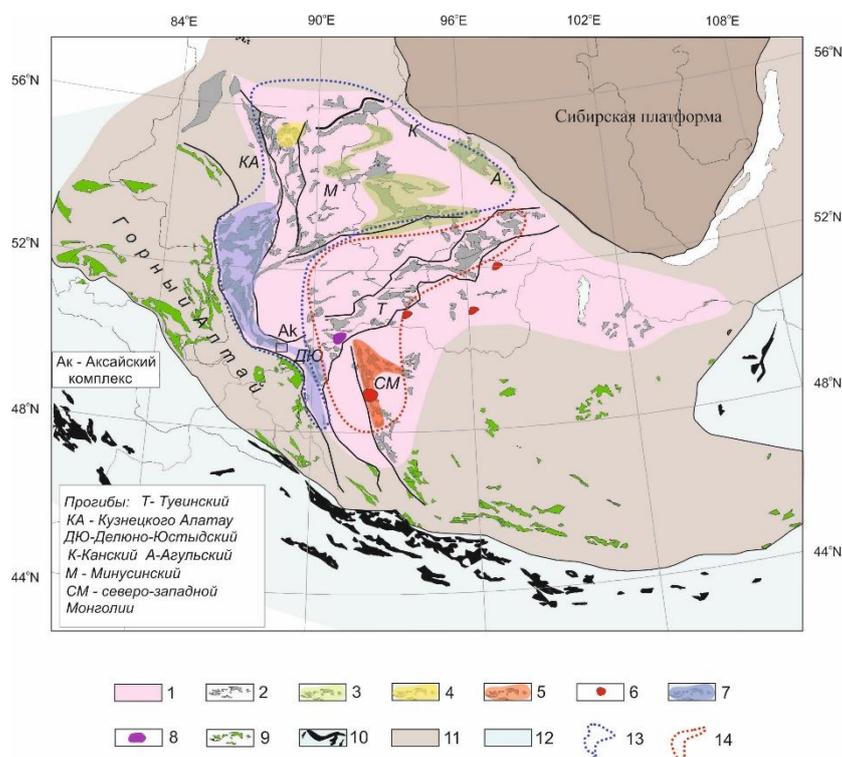
Выводы:

1. Карбонатные породы Подлысанского массива содержат характерные для сидеритовых карбонатитов минералы: кальцит, сидерит, фенгитовый мусковит, апатит, монацит, фторкарбонаты РЗЭ, пирит и сфалерит.
2. Альбититы образовались в результате метасоматического изменения габбро в зонах интенсивного развития разрывных нарушений.
3. Источником метасоматизирующих щелочей при образовании альбититов, вероятно, были карботермические флюиды или железистая карбонатитовая магма.

### 2.1.3 Состав исходных расплавов проявлений кайнозойского вулканизма в Дауро-Хэнтэйском хребте Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в юго-западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы

Были суммированы результаты работ по изучению кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта. Они представлены маломощными потоками и покровами. В отличие от вулканических полей Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), исследованные поля не связаны с рифтогенезом. По своему составу изученные породы относятся к базанитам. Были определены составы минералов вулканитов. По своим геохимическим параметрам базаниты соответствуют основным вулканитам океанических островов. Определены РТ-параметры равновесной кристаллизации фенокристов оливина и клинопироксена. Для рассчитанного родоначального расплава температура формирования составляла 1536 °С, а давление 3.28 ГПа. Полученные данные по изотопии Sr, Nd и Pb показали, что изотопный состав магматического расплава формировался из источников PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника. Мантийным источником для исследованных базанитов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol + Cpx + Grt). Формирование базальтоидных расплавов происходило под действием мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма.

Предложена модель формирования раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы. Главной особенностью строения этой системы является широкое развитие в её пределах разноориентированных грабенов и впадин, ограниченных сбросами, что типично для внутриплитных областей, сформировавшихся в условиях регионального растяжения. Мы кратко охарактеризуем три наиболее крупные структуры рифтовой системы, данные по которым раскрывают общие закономерности распространения базитов со смешанными геохимическими и изотопными параметрами. Две из них представлены Тувинским и Делюно-Юстыдскими прогибами, соприкасающимися друг с другом под углом  $100^{\circ}$  в точке пересечения, которая приближена к центральной части рифтовой системы (рисунок 10). Третий элемент рифтовой системы представлен Минусинским прогибом. Начальная (раннедевонская) стадия формирования прогибов была сопряжена с процессами рифтогенеза, о чём свидетельствуют рои базитовых силлов и даек, зафиксировавших крупноамплитудные вертикальные и горизонтальные растяжения и активный подъем расплавов к поверхности.



1 – Алтае-Саянская рифтовая система; 2-8 – раннедевонские магматические ассоциации: 2 – базитовая; 3 – непрерывная базальт-андезит-риолитовая; 4 – щелочная; 5 – бимодальная базальт-трахириолитовая; 6 – щелочно-гранитная; 7 – смешанная (непрерывная и бимодальная); 8 – ультрамафит-мафитовая; 9-10 – девонские магматические ассоциации, связанные с формированием конвергентной (?) границы континент-океан: 9 – континентальные, 10 – океанические; 11 – раннепалеозойские комплексы обрамления Сибирской платформы; 12 – Палеоазиатский океан; 13 – магматические ассоциации с низкотитанистыми базальтами (от 0,2 до 2,2 мас. %  $TiO_2$ ) с геохимическими метками IAB,  $\epsilon Nd$  от 2,0 до 6,0; 14 – магматические ассоциации с широкими вариациями титана (низкотитанистые: от 0,9 до 2,2 мас. %  $TiO_2$ , высокотитанистые: от 2,2 до 4,3 мас. %  $TiO_2$ ) с геохимическими метками OIB,  $\epsilon Nd$  от 3,8 до 8,7.

Рисунок - 12 Схема распространения девонских магматических ассоциаций в раннепалеозойских комплексах Центрально-Азиатского складчатого пояса [Луцицкий, 1960; Тикунов, 1995; Гаврилова и Лувсанданзан, 1983; Ярмолук, Коваленко, 1991; Ярмолук, Воронцов, 1993; Воронцов и др., 2013, 2015; Воронцов, 2022; Ярмолук и др., 2013; Коваленко и др., 2004б; Врублевский и др., 2016; Врублевский, Гертнер, 2021; Крупчатников и др., 2018; Изох и др., 2011]

*Тувинский прогиб* прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 500 км и контролируется субширотной системой разломов. Непосредственно в пределах рифтовой долины [Геология СССР, 1966] образовывались мощные (более 1000 м) вулканические толщи, сложенные, преимущественно, лавами низко- и высокотитанистых базальтов нормального и субщелочного рядов щелочности, а также многочисленные дайки базитов. Кислые породы представлены субщелочными риолитами

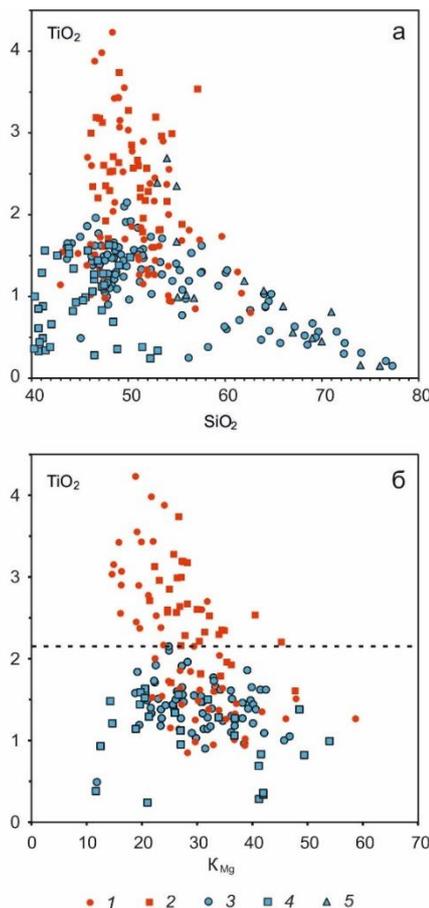
и игнимбритами, доля которых возрастает в восточной части прогиба [Сугоракова, Никифоров, 2016; Ветров и др., 2022; Воронцов, Сандимиров, 2010].

*Делюно-Юстыдский прогиб*, протянувшийся вдоль структур Алтая в северо-западном направлении на 600 км, характеризуется аналогичным строением. Раннедевонские вулканогенно-осадочные толщи приурочены к основанию прогиба и выходят в основном вдоль юго-западного и западного бортов прогиба почти на всём его протяжении. В центральной и северной частях прогиба с ними ассоциируют красноцветные и пёстроцветные континентальные грубообломочные отложения, которые к югу сменяются морскими сероцветными туфогенно-кремнистыми и терригенными отложениями, содержащими горизонты известняков. Среди вулканических ассоциаций прогиба выделяется контрастная базальт-риолитовая и дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая с преобладанием высокоглинозёмистых низкотитанистых и умереннотитанистых базальтов [Гаврилова, Лувсанданзан, 1983],

*Пояса грабенов северо-западной Монголии* распространены по обрамлению Озёрной зоны. Один из них (Цаган-Шибетинский) вытянут вдоль восточного склона Монгольского Алтая более чем на 150 километров и очевидно входит в область влияния Делюно-Юстыдского прогиба. Другой (Хан-Хухейский) тяготеет к границе Тувино-Монгольского террейна и протягивается по южному склону и центральной части хр. Хан-Хухей на расстояние свыше 250 километров. Формирование грабенов сопровождалось магматизмом высокой щелочности с широким участием субщелочных и щелочных базальтов, трахитов, щелочных трахириодацитов и пантеллеритов с многочисленными субвулканическими телами пород тех же составов - дифференцированных тешенитов, сиенитов, мариуполитов, щелочных микрогранитов [Ярмолюк, Воронцов, 1993; Воронцов, 1993].

*Минусинский прогиб* объединяет систему обособленных впадин, распределенных по площади около 10 000 км<sup>2</sup> между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна. Наиболее крупными структурами прогиба являются Южно-Минусинская, Сыда-Ербинская и Чебаково-Балахтинская впадины [Лучицкий, 1960]. Состав магматических продуктов в этих впадинах типичен для внутриплитных областей и включает ассоциации пород нормального ряда, а также повышенной щелочности и щелочных: базальтовые, базальт-андезибазальтовые, базальт-трахитовые, бимодальные базальт-трахидацит-трахириолитовые, нефелинит-фонотефритовые, с которыми сопряжены их интрузивные эквиваленты: долериты, тешениты, тералиты и щелочные сиениты [Воронцов и др., 2013]. Вулканические члены этих ассоциаций традиционно объединяют в раннедевонскую вулканогенно-осадочную быскарскую серию,

залегающую с угловым и азимутальным несогласием на венд-кембрийских и кембро-ордовикских породах и несогласно перекрытую осадочными отложениями живетского яруса среднего девона. В основании серии часто отмечаются базальные конгломераты.



1 – Тувинский прогиб по [Сугоракова, Никифоров, 2016; Ветров и др., 2022], 2 – северо-западная Монголия по [Воронцов, Ярмолюк, 1992], 3 – Минусинский прогиб по [Воронцов и др., 2013] и Делюно-Юстыдский прогиб (восточный склон Монгольского Алтая) по [Воронцов, Ярмолюк, 1992, 1993; Гаврилова, Лувсанданзан, 1983], 4 – щелочные породы Минусинского прогиба по [Врублевский и др., 2016; Mustafaev et al., 2020], 5 – Аксайский комплекс [Крупчатников и др., 2018].

Пунктирная линия разделяет составы низкотитанистых и высокотитанистых пород с содержанием 45-53 мас. % SiO<sub>2</sub>

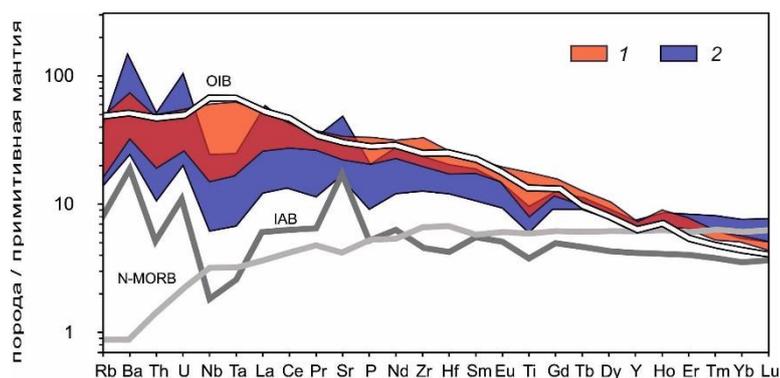
Рисунок - 13. Двухкомпонентные диаграммы, характеризующие состав пород Алтае-Саянской рифтовой системы: а) составы всех пород на диаграмме SiO<sub>2</sub> – TiO<sub>2</sub>, мас. %, б) составы базитов на диаграмме K<sub>Mg</sub> - TiO<sub>2</sub>, мас. %. K<sub>Mg</sub> = 100Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>), ат. кол.

В магматических ассоциациях АСРС участвуют породы полного спектра по содержанию SiO<sub>2</sub> [Vorontsov et al., 2021] с большой дисперсией по TiO<sub>2</sub> (рисунок 13а). Наиболее широко распространены породы основного состава, к которым относятся умеренно-щелочные и щелочные базальты, а также их субвулканические и интрузивные аналоги, варьирующие по кремнезему в диапазоне 45-53 мас. % SiO<sub>2</sub>. Такие породы имеют мантийное происхождение, что позволяет оценить вещественные характеристики мантийных источников магматизма практически по всей площади АСРС. Породы

основного состава по содержанию  $TiO_2$  разделяются на низкотитанистую ( $TiO_2$  от 0,2 до 2,2 мас. %) и высокотитанистую ( $TiO_2$  от 2,2 до 4,3 мас. %) подгруппы (рисунок 13б). Коэффициент магнезиальности ( $K_{Mg} = 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$ , ат. кол.) в обеих подгруппах изменяется в широких пределах (12-59) при отсутствии корреляции с содержанием  $TiO_2$

Распределение этих подгрупп по площади рифтовой системы починается ярко выраженной закономерности. Так, низкотитанистые и высокотитанистые породы участвуют в вулканических ареалах Тувинского прогиба и северо-западной Монголии (рисунок 2), в то время как в пределах Минусинского и Делюно-Юстыдского прогибов распространена только низкотитанистая подгруппа. По сравнению с N-MORB базиты АСРС в целом обогащены редкими литофильными элементами, в том числе редкоземельными элементами (REE) и занимают промежуточное положение между составами OIB и IAB (рисунок 14).

В то же время, они характеризуются вполне определенными различиями в относительном распределении несовместимых элементов, которые прямо коррелируются с содержанием  $TiO_2$ .

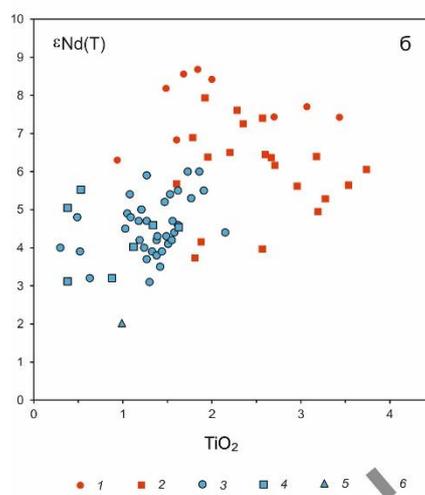
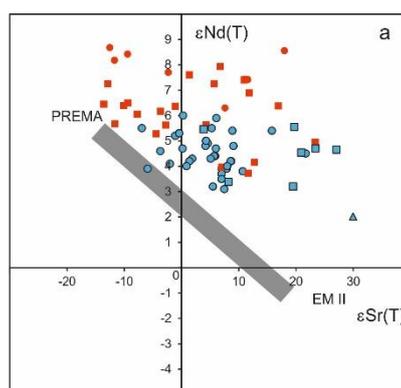


1 – высокотитанистые и умереннотитанистые базиты Тувинского прогиба по [Сугоракова, Никифоров, 2016; Ветров и др., 2022] и северо-западной Монголии по [Воронцов, Ярмолюк, 1992], 2 – умереннотитанистые базиты Минусинского прогиба по [Воронцов и др., 2010, 2011, 2013, 2015, 2017, 2018; Врублевский и др., 2016; Mustafaev et al., 2020] и Делюно-Юстыдского прогиба по [Воронцов, Ярмолюк, 1992,1993; Крупчатников и др., 2018]. Составы OIB (базальты океанических островов), IAB (базальты островных дуг), N-MORB (деплетированные базальты срединно-океанических хребтов) по [Sun, McDonough, 1989].

Рисунок 14 – Мультиэлементные спектры в базитах (45 мас. % <  $SiO_2$  < 53 мас. %) Алтае-Саянской рифтовой системы

Высокотитанистые базиты Тувинского прогиба и северо-западной Монголии выделяются слабой положительной Nb-Ta аномалией ( $(Nb/La)_N$  от 0,7 до 1,1,  $(Ta/La)_N$  от 0,8 до 1,1), относительно обогащены лёгкими REE ( $(La/Yb)_N$  от 6 до 14) и по геохимическим параметрам близки к базальтам типа OIB. В отличие от них, все

низкотитанистые базиты в основном обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th, U, Nb, Ta ( $(\text{Nb/La})_N$  от 0,2 до 0,4,  $(\text{Ta/La})_N$  от 0,2 до 0,5), в меньшей степени – Zr и Hf, легкими REE ( $(\text{La/Yb})_N$  от 3 до 7), но обогащены Ba. При этом низкотитанистые базиты Минусинского и Делюно-Юстыдского прогибов в наибольшей степени обеднены титаном по сравнению с другими низкотитанистыми базитами АСРС, что отразилось в пониженных содержаниях высокозарядных гидрофобных элементов (рисунок 14). Подобные черты состава низкотитанистых базитов сближают их с породами, сформированными в субдукционных обстановках.



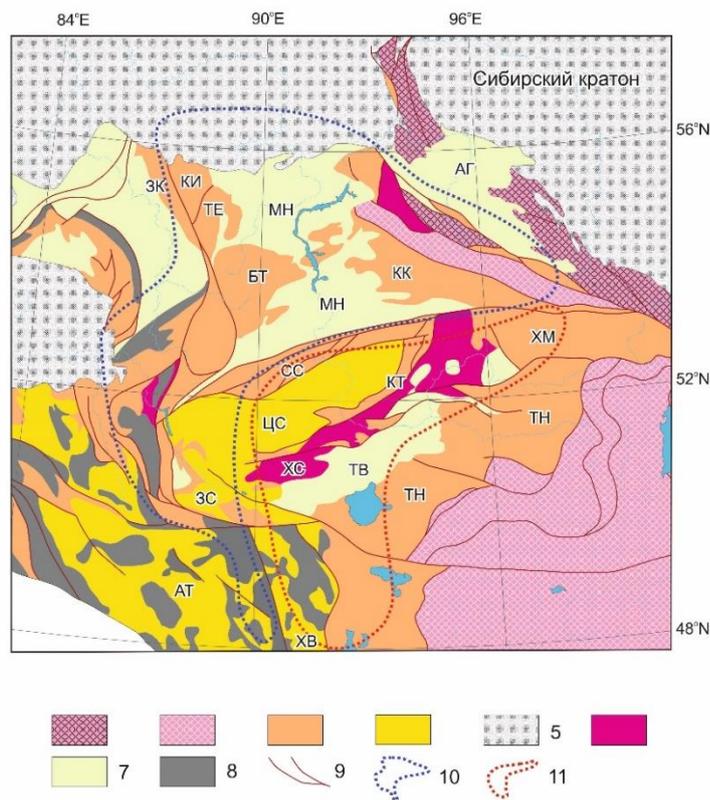
1 - Тувинский прогиб по [Сугоракова, Никифоров, 2016; Ветров и др., 2022], 2 – северо-западная Монголия по [Воронцов, Ярмолюк, 1992], 3 – Минусинский прогиб по [Воронцов и др., 2010, 2011, 2013, 2015, 2017, 2018; Vorontsov et al., 2021], 4 – щелочные породы Минусинского прогиба по [Врублевский, Гертнер, 2021; Mustafaev et al., 2020], 5 – Аксайский комплекс [Крупчатников и др., 2018], 6 – тренд мантийной корреляции. PREMA – преобладающая мантия, EM II – мантия, обогащённая радиогенным стронцием.

Рисунок 15 - Составы базитов (45 мас. % < SiO<sub>2</sub> < 53 мас. %) Алтае-Саянской рифтовой системы на диаграммах: а) εSr(T) - εNd(T), б) εNd(T) – TiO<sub>2</sub> (мас. %), T = 400 млн лет

Различия составов пород, принадлежащих разным фрагментам АСРС, по-видимому, можно связать с преобладанием в формировании соответствующих структур

разных источников магматизма. Эти различия подтверждаются изотопными данными, представленными на графике  $\epsilon\text{Sr}(T) - \epsilon\text{Nd}(T)$  (рисунок 15). Точки составов всех пород здесь группируются в две области, каждая из которых отвечает породам с широкими вариациями изотопных характеристик стронция ( $\epsilon\text{Sr}$  от -13 до 30) и вытянута субпараллельно оси  $\epsilon\text{Sr}(T)$ , отклоняясь, таким образом, от области “мантийной корреляции”. Для пород Тувинского прогиба и северо-западной Монголии характерны более высокие значения радиогенного неодима ( $\epsilon\text{Nd}$  от 3,8 до 8,7) по сравнению с породами Минусинского и Делюно-Юстыдского прогибов ( $\epsilon\text{Nd}$  от 2,0 до 6,0).

Таким образом, геохимические и изотопные параметры базитов АСРО отличаются неоднородностью, которая, как можно предположить, отражает разную степень вовлечения источников плюмовой и надсубдукционной природы, участвовавших в образовании рифтовой системы. Мантия под АСРС была изотопно-гетерогенной, но в её структуре статистически выделяются два домена с близкими Sr-Nd изотопными отношениями, которые уверенно увязываются с геохимическими параметрами выплавляемых из неё базитовых магм. Эти изотопные домены мантии соответствуют южному и северо-западному сегментам АСРС, выделенным на основе геохимических данных, показывая тем самым, что контроль над редкоэлементным и изотопным составом имел одинаковую природу. Здесь возникает главный вопрос о том, является ли подобная неоднородность следствием случайной неоднородности астеносферной мантии по латерали или она возникла под влиянием взаимодействия мантийных расплавов плюмового происхождения с литосферной мантией региона. Для его решения проанализируем более детально структуру континентальной литосферы, в пределах которой формировалась АСРС. Так, в соответствии с данными [Берзин, Кунгурцев, 1996], эта структура определяется сложным рисунком в виде аккреционной мозаики, образованной комплексами субдукционной природы (активных континентальных окраин, задуговых бассейнов, аккреционных призм, внутренних магматических дуг), пассивных окраин и офиолитовых поясов. На карте террейнов юго-западного обрамления Сибирского кратона, предложенной в работе [Метёлкин, 2013], АСРС перекрывает две группы террейнов. Одна из них является фундаментом для девонских магматических комплексов Минусинского прогиба и той части Кузнецкого Алатау, которая включает северный фланг Делюно-Юстыдского прогиба (Кузнецко-Алтайское звено: Батеневский, Кийский, Терсинский, Золотокитатский террейны). Другая группа (Западно-Саянское звено: Куртушибинский и Северо-Саянский террейны) подстилает девонские магматические ассоциации Тувинского прогиба (рисунок 16).



1 – Сибирский кратон и кратонные террейны; 2 – микроконтиненты с позднедокембрийско-палеозойским чехлом; 3 – островодужные террейны венда-кембрия (включающие офиолитовые пояса, комплексы аккреционных призм, островных дуг и задуговых бассейнов): БТ – Батеневский (задугового бассейна), ЗК – Золотокитатский (аккреционной призмы и островной дуги), КИ – Кийский (островной дуги), КТ – Куртушибинский (аккреционной призмы, СС – Северосаянский (аккреционной призмы и островной дуги), ТЕ – Терсинский (островной дуги и задугового бассейна); 4 – турбидитовые террейны континентальных окраин, в том числе ЦС – Центрально-Саянский (кембрий-силур), АТ – Алтайский (кембрий-девон), ХВ – Ховдинский (непротерозой-силур), ЗС – Западносаянский (поздний непротерозой-девон); 5 – перекрывающие комплексы чехла Сибирского кратона и Западно-Сибирской низменности; 6 – перекрывающие комплексы раннепалеозойских бассейнов (ХС – Хемчигско-Систигхемский (молассовый, ордовик-силур); 7 – комплексы позднепалеозойских – раннемезозойских бассейнов: АГ – Агульский (вулканогенно-осадочный, молассовый, девон-мезозой), МН – Минусинский (вулканогенно-осадочный, молассовый, девон-пермь), ТВ – Тувинский (вулканогенно-осадочный, молассовый, девон-карбон); 8 – Алтайский вулканоплутонический пояс (девон-карбон); 9 – главные разломы; 10 – магматические ассоциации с низкотитанистыми базальтами (от 0,2 до 2,2 мас. %  $TiO_2$ ) с геохимическими метками IAB,  $\epsilon Nd$  от 2,0 до 6,0; 11 – магматические ассоциации с широкими вариациями титана (низкотитанистые: от 0,9 до 2,2 мас. %  $TiO_2$ , высокотитанистые: от 2,2 до 4,3 мас. %  $TiO_2$ ) с геохимическими метками OIB,  $\epsilon Nd$  от 3,8 до 8,7.

Рисунок - 16. Области распространения магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы с базитами, обладающими различными изотопно-геохимическими характеристиками. Составлено на основе карты террейнов и перекрывающих комплексов юго-западного обрамления Сибирского кратона по [Метёлкин, 2013] и геодинамической карты северо-восточной Азии по [Parfenov et al., 2003] с упрощениями

На основе палеомагнитных данных [Метёлкин, 2013], показано, что в раннепалеозойский доаккреционный этап (около 540-520 млн лет) обе группы террейнов были выстроены в линейную зону вдоль юго-западного фланга Сибирского палеоконтинента. При этом они были разнесены в разные фланги островодужной системы на расстояния, исчисляемые сотнями и даже тысячами километров при сравнении крайних позиций террейнов каждой группы, что указывает на заведомо разный характер формирования их литосферы. Из этого следует, что эти террейны, совмещенные в современной структуре Алтае-Саянской складчатой области в момент аккреции (в интервале примерно 500-480 млн лет назад), сформировали вещественную (изотопно-геохимическую) неоднородность литосферной мантии складчатой области в целом. Это указывает на разную среду магмообразования южного и северо-западного сегментов АСРС и позволяет предложить модель, в которой главной движущей силой, приведшей к рифтогенному магматизму, служил мантийный плюм с астеносферной линзой в основании литосферы. Его вещественные характеристики соответствуют источникам, из которых выплавлялись высокотитанистые магмы. В этом случае влияние подплавленной части литосферной мантии разного состава под разными группами террейнов должно привести к наблюдаемой изотопно-геохимической гетерогенности базитов по площади АСРС, в частности отсутствию высокотитанистых базитов в Минусинской котловине.

Оценивая в целом состав базитовых магм в разных сегментах АСРС, отметим, что материнские расплавы уверенно реагировали на участие водного флюида в магмообразовании, что отражалось, прежде всего, в относительно пониженных содержаниях литофильных элементов, обеднению гидрофобных элементов Nb, Ta и Ti, а также меньшей степени фракционирования редкоземельных элементов, которые коррелируют с изотопным составом магмообразующего мантийного источника.

## **2.2 Океанический магматизм**

### **2.2.1 Базитовые ассоциации Магеллановых гор, Тихоокеанская плита: геодинамические модели формирования**

Для характеристики эталонных составов внутриплитовых мантийных магм в рамках проекта изучались возрастные и вещественные характеристики океанических внутриплитовых магматических пород Западно-Тихоокеанской провинции подводных гор (West Pacific Seamount Province, WPSP).

Ar-Ar датировки вулканических пород этой провинции, в том числе гайотов Магеллановых гор (МГ), не согласуются с движением Тихоокеанской плиты (ТП)

относительно одной либо нескольких горячих точек (плюма). Плюмовой модели противоречат датировки пород гайотов Говорова, Коцебу и Альба (рисунок 17), где многократно на протяжении 30—40 млн лет активизировался вулканизм в меловом периоде, а на гайоте Альба еще и в кайнозое.

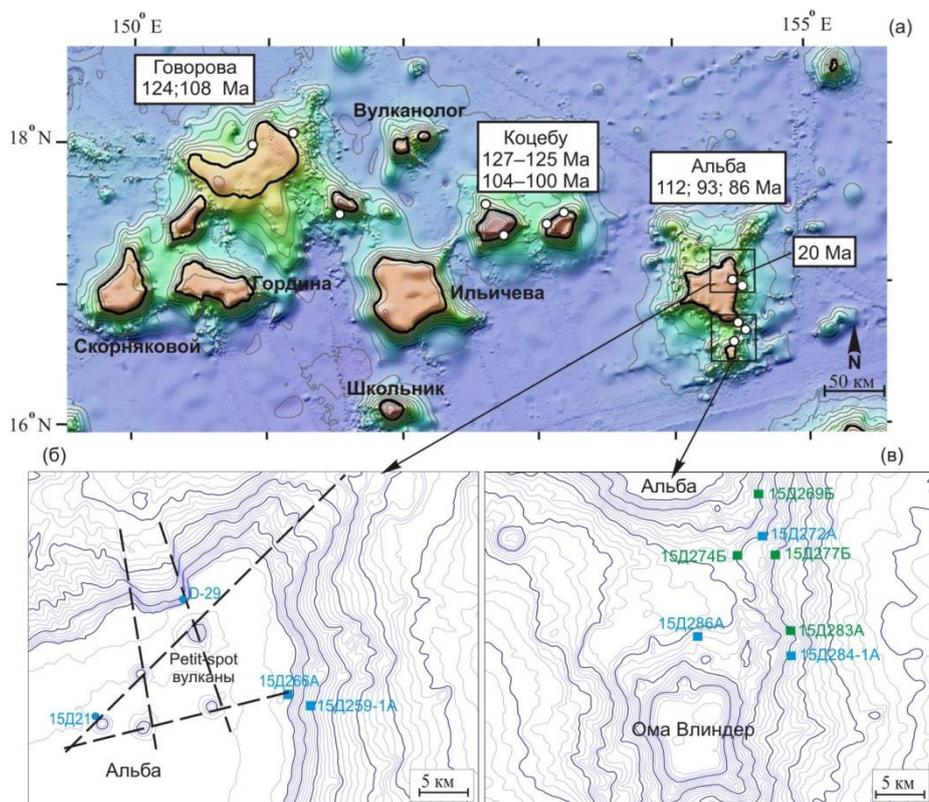


Рисунок 17 - Батиметрическая карта (изобаты с интервалом 100 м) района гайотов Говорова, Вулканолог, Коцебу и Альба (а), детализация фрагмента гайота Альба (б) и сателлита Ома Влиндер (в). Синие квадраты на (б) и (в) – породы, для которых определен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст (млн лет)

Для объяснения эволюции внутриплитного вулканизма МГ и других относительно коротких и расположенных в разных частях ТП вулканических цепей использовалась модель вторичных горячих точек [Courtillet et al., 2003], по которой небольшие плюмы формировались в головной части суперплюма [Koppers et al., 2003]. Этой моделью, в частности, объяснялся повторный магматизм (< 95 млн лет), наложенный на более древнюю (> 100 млн лет) постройку гайота Альба [Koppers et al., 1998]. Обсуждались также другие варианты плюмовой модели, объясняющие формирование короткоживущих вулканических цепей Южной и Западной Пацифики [Konter et al., 2008].

Альтернативные геодинамические реконструкции внутриплитного вулканизма ТП основаны на разных вариантах тектонических моделей. Как предполагалось, изменение напряжений в движущейся ТП привело к образованию протяженных глубинных разломов

литосферы, на пересечении которых формировались вулканы океанических островов [Foulger, Natland, 2003; Natland, Winterer, 2005]. По модели [Седов и др., 2005; Уткин и др., 2006], ведущую роль в образовании вулканических цепей Пацифики играли сдвиговые дислокации меридионального сжатия и растяжения ТП. Глубинные разломы могли образоваться также при движении ТП над аномальным астеносферным выступом поверхностиземного геоида (South Pacific superswell) между 10° и 30° ю.ш. в области SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly). Наличие такой аномалии геоида подтверждается высокоточными гравиметрическими данными и геодинамическим моделированием [Adam et al., 2014], однако причины ее вызвавшие неясны и остаются остро дискуссионными [Cadio et al., 2011]. При перемещении над South Pacific superswell (или South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly (SOPITA)) от экваториальной области в более высокие широты в ТП могли многократно накапливаться и разгружаться растягивающие напряжения, вследствие чего формировались глубинные разломы, возможно, от уровня LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary). Резкое падение давления сопровождалось адиабатическим (декомпрессионным) плавлением перидотитов и образованием очагов базитовых магм, извержения которых привели к формированию многочисленных вулканов на океаническом дне. Также могли происходить повторные извержения на образованных ранее вулканических массивах и появляться новые вулканы. В районе МГ крупными тектоническими нарушениями, связанными с глубинными разломами, являются трещинные зоны и оперяющие их разломы Огасавара и Кашима, выделяемые по геомагнитным аномалиям и сейсмическому профилированию. Предполагается также [Koppers et al., 2003; Konter et al., 2008], что в области South Pacific superswell (SOPITA) до настоящего времени действует суперплюм Южной Пацифики.

Проявлениями внутриплитного магматизма, связанными со специфическими особенностями геодинамического режима, являются также миоценовые (< 20 млн лет) и экстремально молодые (< 10 млн. лет) «petit-spot» вулканы, обнаруженные вдоль субдуцируемой фронтальной части ТП вблизи Японского желоба [Hirano et al., 2001] и на глубоководной абиссальной равнине вблизи о. Маркус, ~ 1500—2000 км к востоку от желобов Марианского и Огасавара [Hirano et al., 2019]. Кайнозойский «petit-spot» вулканизм связан с глубинными разломами, образующимися при разрядке напряжений ТП в процессе ее погружения в глубоководные желоба [Hirano, 2011; Machida et al., 2017]. В областях кайнозойской субдукции мощная (> 100 км) ТП юрского возраста подвергается деформациям, что приводит к образованию разломов от уровня LAB, адиабатическому плавлению астеносферного вещества и перидотитов, инициирующему щелочно-базальтовый вулканизм.

Нормированные распределения примесных элементов базанита 15Д266А и трахибазальтов «petitspot» вулканов имеют сходную форму с Zr-Nf минимумом, близкие спектры REE + Y и изотопные характеристики Sr, Nd, Pb (по нашим неопубликованным данным). Положение с.-з. сегмента ТП с гайотами МГ вблизи Марианского желоба (см. рис. 1), миоценовые (20—15 млн лет) датировки пород (15Д266А, 15Д21) и геохимические особенности базанита 15Д266А позволяют предположить, что конусы и купола небольших вулканов на плато гайота Альба являются новыми проявлениями кайнозойского «petit-spot» вулканизма, описанного в работах [Hirano et al., 2001, 2019; Hirano, 2011; Machida et al., 2017].

Вулканические цепи района МГ формировались на юрском сегменте ТП. Самыми древними породами здесь являются толеитовые N-MORB в скв. ODP-801. В вулканических разрезах скважин ODP 800—802 находятся OIB [Pringle, 1992; Floyd, Castillo, 1992]. Таким образом, по данным глубоководного бурения, в верхнеюрско-раннемеловое время (157–115 млн лет) происходили излияния OIB магм на абиссальных равнинах ТП. Согласно модели происхождения OIB, эволюция состава исходных для них базитовых расплавов и обогащение несовместимыми элементами относительно N-MORB было вызвано частичным плавлением астеносферного вещества и метасоматизированных перидотитов, через которые просачивались флюиды и расплавы, обогащенные H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и щелочами [Niu, O'Hara, 2003; Humphreys, Niu, 2009; Niu et al., 2011; Niu, Green, 2018].

Наиболее древние вулканические породы гайотов и подводных гор вулканических цепей WPSP обнаружены на склонах гайота Говорова (124 млн лет) и Коцебу (127–124 млн лет), намного выше уровня от их оснований. Большинство базальтоидных пород, в том числе гайота Альба, имеют обогащенные относительно типичных OIB геохимические характеристики. С учетом этого и данных ODP бурения мы предполагаем, что формирование гайотов МГ началось в раннемеловое время с извержений OIB магм. К этому времени увеличилась мощность океанической литосферы за счет аккреции астеносферного вещества из области LAB (метасоматизированных перидотитов и метасоматических мантийных жил, образованных за несколько десятков млн лет при движении ТП от зон спрединга). Обогащение базитовых расплавов, исходных для пород гайота Альба и других вулканических массивов МГ мелового возраста, несовместимыми элементами относительно типичных OIB могло быть вызвано разной степенью частичного плавления паргаситсодержащих шпинелевых перидотитов в метасоматизированной литосфере и/или гранатсодержащих перидотитов в астеносфере.

При движении ТП, постепенно утолщающейся со временем за счет аккреции вещества LAB, в меловом периоде на протяжении десятков миллионов лет в районе МГ

формировались многочисленные вулканические острова, часть из которых в дальнейшем превратилась в атоллы, а после погружения ниже уровня океана — в гайоты. После пересечения South Pacific superswell напряжения в ТП становились сжимающими, что привело к закрытию глубинных разломов и завершению мелового внутриплитного вулканизма. К настоящему времени сегмент ТП с МГ и другими вулканическими постройками мелового возраста переместился в Северное полушарие, а в области SOPITA над суперплюмом Южной Пацифики, по [Pringle, 1992; Floyd, Castillo, 1992]. формируются вулканические острова и атоллы Французской Полинезии.

Источниками метасоматических агентов (расплавов/флюидов), воздействующих на океаническую литосферу и приводящих к ее частичному плавлению, могли быть как суперплюм Южной Пацифики, так и LAB. На внутриплитный вулканизм МГ, связанный с плюмом, указывают палеорекострукции положения сегмента ТП с гайотами и горами WPSR в меловом периоде между 40 и 10° ю.ш. в области SOPITA [Koppers et al., 2003; Seton et al., 2012; Hochmuth et al., 2015; Itoh et al., 2017], а также ОИВ характеристики пород гайота Альба (см. рис. 4). В то же время, геохимические особенности вулканических пород не являются однозначным доказательством их связи с плюмом, поскольку составы типичных ОИВ расплавов могут быть получены при частичном плавлении паргаситсодержащих шпинелевых перидотитов в метасоматизированной литосфере, вызванном глубинными разломами и адиабатическим повышением температуры [Pitet et al., 2008]. Кроме того, приводятся убедительные аргументы частичного плавления астеносферного вещества и перидотитов, вызванного деформациями субдуцируемой ТП и просачиванием обогащенных летучими компонентами расплавов и флюидов по разломам из области LAB без участия какого-либо плюма [Hirano, 2011; Pitet et al., 2016; Machida et al., 2017; Hirano et al., 2019]. Эти процессы активизировали кайнозойский внутриплитный вулканизм и привели к образованию «petit-spot» вулканов вблизи глубоководных желобов, а также на плато гайота Альба, по нашим данным (рисунок 17б). Таким образом, плюмовая и тектонические геодинамические модели не противоречат, а дополняют друг друга. Внутриплитный вулканизм гайотов МГ на протяжении длительного периода от мезозоя до кайнозоя мог быть вызван как плюмом, так и глубинными разломами литосферы от уровня литосферно-астеносферной границы (LAB).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения НИР в 2023 г. получены следующие результаты:

1) В офиолитах Восточного Саяна установлена ассоциация MORB-IAT-высоко-Si бониниты. Образование MORB происходило в результате декомпрессионного плавления астеносферной мантии. Амфиболиты (протолитом которых были MORB) имеют обедненные характеристики изотопного состава Nd ( $\epsilon\text{Nd}(1000) = + 5.3$ ) и характеризуют мантию этого региона. Добавление субдукционного флюида в остаток от плавления MORB привело к fluid-fluxed плавлению с образованием IAT, а добавление расплава осадков – к melt-fluxed плавлению и образованию высоко-Si бонинитов. Нарастание деплетированности мантийного вещества, из которого образуется магматическая последовательность MORB-IAT-бониниты в офиолитах Восточного Саяна, фиксируется соответствующим уменьшением содержаний HREE и Ti. Особенности редкоэлементного и Nd-изотопного состава IAT и бонинитов позволяют надежно выявить участие субдукционного флюида и расплава субдуцирующих осадков в их образовании. Таким образом, офиолиты Восточного Саяна представляют собой фрагменты литосферы, которая формировалась в спрединговом центре вблизи от зоны субдукции.

2) Была разработана модель формирования кимберлитовых расплавов для различных полей Якутской кимберлитовой провинции (Накынского, Верхнемунского и Куойкского). В данных трубках по петрографическим признакам были выделены когерентный и пирокластический типы кимберлитовых пород. Пирокластические кимберлиты в сравнении с когерентными кимберлитами (порфиновые кимберлиты массивной текстуры) отличаются относительно высоким содержанием алмазов и минералов-спутников алмаза. Различные типы расплавов формируют когерентный и пирокластический (с повышенной алмазоносностью) типы кимберлитовых пород. Различия связаны с мощностью литосферной мантии, количеством захваченного ксеногенного материала, с высоким содержанием MgO (преимущественно Орх), концентрацией  $\text{CaCO}_3$  в астеносферных расплавах. Предполагается, что первичный кимберлитовый расплав астеносферного происхождения по составу близок к когерентному кимберлиту дайки Великан (Куойкское поле).

3) Массивы Лысанского комплекса, могут быть одним из ответвлений единой для комплексов Восточно-Саянской провинции рудно-магматической системы. Массивы этих комплексов состоят из пород трех петрографических серий: 1) ультрамафитовой - пироксениты; 2) щелочной - мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты; 3) карбонатитовой - кальцитовые, кальцит-доломитовые, анкеритовые карбонатиты. Для

массивов Большая Тагна, Белая и Средняя Зима наблюдается следующая последовательность образования пород: мельтейгиты → ийолиты → нефелиновые сиениты → кальцитовые карбонатиты → кальцит-доломитовые карбонатиты → анкеритовые карбонатиты. Жидойский массив сложен разнообразными пироксенитами [Mogikyo et al., 2000]. Ийолиты и мельтейгиты образуют дайки. Карбонатиты в этом массиве встречаются в виде прожилков толщиной 0,2-5 м и содержат апатит, сульфиды, карбонаты и фторкарбонаты редкоземельных элементов [Копев,1970]. Массивы Лысанского комплекса, состоящие большей частью из оливинитов и пироксенитов, могут являться наиболее интенсивно эродированным и глубоким сегментом сложного щелочно-ультраосновного интрузива трещинного типа. Карбонатные породы в Подлысанском массиве являются кальцит-сидеритовыми карбонатитами, а вмещающие их альбититы образованы в результате метасоматического изменения габбро под воздействием карботермических флюидов или железистой карбонатитовой магмы.

4) Полученные данные по изотопии Sr, Nd и Pb кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта показали, что изотопный состав магматического расплава формировался из источников PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника. Мантийным источником для исследованных базанитов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol + Crx + Grt). Формирование базальтоидных расплавов происходило под действием мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма.

Террейны, совмещенные в современной структуре Алтае-Саянской складчатой области в момент аккреции (в интервале примерно 500-480 млн лет назад), сформировали вещественную (изотопно-геохимическую) неоднородность литосферной мантии складчатой области в целом. Это указывает на разную среду магмообразования южного и северо-западного сегментов АСРС и позволяет предложить модель, в которой главной движущей силой, приведшей к рифтогенному магматизму, служил мантийный плюм с астеносферной линзой в основании литосферы. Его вещественные характеристики соответствуют источникам, из которых выплавлялись высокотитанистые магмы. В этом случае влияние подплавленной части литосферной мантии разного состава под разными группами террейнов должно привести к наблюдаемой изотопно-геохимической гетерогенности базитов по площади АСРС, в частности отсутствию высокотитанистых базитов в Минусинской котловине.

5) Вулканические цепи района Магеллановых Гор (МГ) формировались на юрском сегменте Тихокеанской плиты (ТП). Источниками метасоматических агентов (расплавов/флюидов), воздействующих на океаническую литосферу и приводящих к

ее частичному плавлению, могли быть как суперплюм Южной Пацифики, так и LAB. На внутриплитный вулканизм МГ, связанный с плюмом, указывают палеорекострукции положения сегмента ТП с гайотами и горами Западно-Тихоокеанской провинции подводных гор (WPSF) в меловом периоде между 40 и 10° ю.ш. в области South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly (SOPITA), а также OIB характеристики пород гайота Альба. В то же время, геохимические особенности вулканических пород не являются однозначным доказательством их связи с плюмом, поскольку составы типичных OIB расплавов могут быть получены при частичном плавлении паргаситсодержащих шпинелевых перидотитов в метасоматизированной литосфере, вызванном глубинными разломами и адиабатическим повышением температуры. Кроме того, приводятся убедительные аргументы частичного плавления астеносферного вещества и перидотитов, вызванного деформациями субдуцируемой ТП и просачиванием обогащенных летучими компонентами расплавов и флюидов по разломам из области LAB без участия какого-либо плюма. Эти процессы активизировали кайнозойский внутриплитный вулканизм и привели к образованию «retit-spot» вулканов вблизи глубоководных желобов, а также на плато гайота Альба, по нашим данным. Таким образом, плюмовая и тектонические геодинамические модели не противоречат, а дополняют друг друга. Внутриплитный вулканизм гайотов МГ на протяжении длительного периода от мезозоя до кайнозоя мог быть вызван как плюмом, так и глубинными разломами литосферы от уровня литосферно-астеносферной границы (LAB).

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2023 г. были полностью выполнены. Создан необходимый научный задел для продолжения исследований в рамках намеченных направлений.

Результаты исследований отражены в статьях рецензируемых научных журналов. Список публикаций по теме проекта за 2023 г. приведен в Приложении А.

Кроме того, результаты исследований были представлены в виде 18 докладов на всероссийских и международных конференциях. Список докладов по теме проекта за 2023 г. приведен в Приложении Б.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Mitchell R.H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *J. Volcanol. Geotherm. Research*. 2008. V.174. - P. 1–8.
2. Scott Smith B.H., Nowicki T.E., Russell J.K., Webb K.J., Mitchell R.H., Hetman C.M., Robey J.V. A Glossary of Kimberlite and Related Terms // Published by Scott-Smith Petrology Inc., North Vancouver, BC, Canada. 2018. Part 1 – 144 pp; Part 2 – 59 pp; Part 3 – 56.
3. Sparks R.S.J. Kimberlite volcanism // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2013. V.41. - P. 497– 528.
4. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Э.В. Геохимия кимберлитов. - М.: Недра, 1978 - 352 с.
5. McCallum M.E. An emplacement model to explain contrasting mineral assemblages in adjacent pipes // *J. Geol.* 1976. V.84. - P. 673–684.
6. Nowell G.M., Pearson D.G., Bell, D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions // *J. Petrol.* 2004. V. 45. - P. 1583–1612.
7. Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology // Plenum Press, New York, NY, USA, 1986 - 442 p.
8. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. - P. 493–57.
9. Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, Vol. 199, The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt, No. 3-4, P. 311-325.
10. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. Пробел-2000. 2004. 192 С.
11. Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // *Геология и геофизика*, 2016, Т. 57, № 1, С. 163-180.
12. Le Bas M.J. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // *Journal of Petrology*, 2000, Vol. 41, No. 10, P. 1467-1470.

13. Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril' S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2017, Vol. 8, No. 3, P. 411-415.
14. Pearce J.A. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites//*Elements*, 2014, Vol. 10, No. 2, P. 101-108.
15. Reagan M.K., Pearce J.A., Shervais J.W., Christeson G.L. Subduction initiation as recorded in the Izu-Bonin-Mariana forearc // *Earth-Science Reviews*, 2023, Vol. 246, P. 104573.
16. Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г., Каргальцев А.А., Борисов А.А. Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин-расплав в области высоких температур // *Доклады Академии наук*. 2017. Т. 475. № 5. С. 559-563.
17. Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Crawford A.J. (Ed.) *Boninites and Related Rocks*. London. Unwin Hyman. 1989. P. 1-49.
18. Pearce J.A., Reagan M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // *Geosphere*, 2019, Vol. 15, No. 4, P. 1008-1037.
19. Valetich M.J., Le Losq C., Arculus R.J., Umino S., Mavrogenes J. Compositions and classification of fractionated boninite series melts from the Izu-Bonin-Mariana arc: A machine learning approach // *Journal of Petrology*, 2021, Compositions and classification of fractionated boninite series melts from the Izu-Bonin-Mariana arc, P. egab013.
20. Umino S., Kitamura K., Kanayama K., Tamura A., Sakamoto N., Ishizuka O., Arai S. Thermal and chemical evolution of the subarc mantle revealed by spinel-hosted melt inclusions in boninite from the Ogasawara (Bonin) Archipelago, Japan // *Geology*, 2015, Vol. 43, No. 2, P. 151-154.
21. Соловова И.П., Оненстеттер Д., Гирнис А.В. Расплавные включения в оливинах бонинитов новой Каледонии: постзахватные изменения расплава и оценка состава первичных магм // *Петрология*, 2012, Т. 20, № 6, С. 583-598.
22. Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Eggins S.M., Crawford A.J., Arculus R.J. Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Cape Vogel, Papua New Guinea: evidence for ultramafic primary magma, refractory mantle source and enriched components // *Chemical Geology*, 2002, Vol. 183, Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Cape Vogel, Papua New Guinea, No. 1-4, P. 287-303.

23. König S., Münker C., Schuth S., Luguet A., Hoffmann J.E., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, Vol. 74, No. 2, P. 684-704.
24. Portnyagin M.V., Danyushevsky L.V., Kamenetsky V.S. Coexistence of two distinct mantle sources during formation of ophiolites: a case study of primitive pillow-lavas from the lowest part of the volcanic section of the Troodos Ophiolite, Cyprus // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – v. 128. – p. 287-301.
25. Cluzel D., Ulrich M., Jourdan F., Meffre S., Paquette J.-L., Audet M.-A., Secchiari A., Maurizot P. Early Eocene clinoenstatite boninite and boninite-series dikes of the ophiolite of New Caledonia; a witness of slab-derived enrichment of the mantle wedge in a nascent volcanic arc // *Lithos*, 2016, Vol. 260, P. 429-442.
26. Школьник С.И., Беляев В.А., Летникова Е.Ф., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В., Колесов К.К., Иванов А.В. Бутугольская глыба – экзотический докембрийский блок в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // *Доклады Академии наук. Науки о Земле*, 2023, Т. 510, №. 2, С. 5-11.
27. Lee C.-T.A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, Vol. 279, No. 1-2, P. 20-33.
28. Shervais J.W., Reagan M.K., Godard M., Prytulak J., Ryan J.G., Pearce J.A., Almeev R.R., Li H., Haugen E., Chapman T., Kurz W., Nelson W.R., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Shimizu K., Sakuyama T., Vetter S.K., Li Y., Whattam S. Magmatic Response to Subduction Initiation, Part II: Boninites and Related Rocks of the Izu-Bonin Arc From IODP Expedition 352 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2021, Vol. 22, No. 1, P. e2020GC009093.
29. Maunder B., Prytulak J., Goes S., Reagan M. Rapid subduction initiation and magmatism in the Western Pacific driven by internal vertical forces // *Nature Communications*, 2020, Vol. 11, No. 1, P. 1874.
30. Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, Vol. 69, No. 1, P. 61-120.
31. Ribeiro J.M., Stern R.J., Martinez F., Ishizuka O., Merle S.G., Kelley K.A. Geodynamic evolution of a forearc rift in the southernmost Mariana arc // *Island Arc*, 2013, Vol. 2(4), P. 453-476.

32. Woelki D., Regelous M., Haase K.M., Romer R.H.W., Beier C. Petrogenesis of boninitic lavas from the Troodos Ophiolite, and comparison with Izu–Bonin–Mariana fore-arc crust // *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, Vol. 498, P. 203-214.
33. Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Travin A.V. Lysan alkaline-ultrabasic complex (Eastern Sayan): age and geodynamic consequences. *Geodynamics&Tectonophysics* 2022, 13. (In Russ.).
34. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Yu. D. Neoproterozoic Lysan Alkaline-Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogy of Albitites and Carbonate Veins // *Minerals*. - 2024.
35. Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., et al. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed., Le Maitre, R.W., Ed., Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2002; ISBN 9780521619486.
36. Mitchell R.H., Gittins J. Carbonatites and carbothermalites: A revised classification // *Lithos*. – 2022. - V.430-431, 106861.
37. Jones A. P., Genge M., Carmody L. Carbonate melts and carbonatites // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2013. – V. 75. – P. 289–322.
38. Kamenetsky V.S., Doroshevich A.G., Elliott H.A.L., Zaitsev A.N. Carbonatites: Contrasting, complex, and controversial // *Elements*. – 2021. – V. 17. – P. 307–314.
39. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Paragenetic types of carbonatites as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database // *Canadian Mineralogist*. – 2008. – V. 46. – P. 741-752.
40. Woolley A.R., Bailey D.K. The crucial role of lithospheric structure in the generation and release of carbonatites: geological evidence // *Mineralogical Magazine* 2012, 76, 259-270.
41. Kogarko L.N., Veselovskiy R.V. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute palaeotectonic reconstructions // *Journal of Geodynamics*. – 2019. – V. 125. – P. 13-21.
42. Humphreys-Williams E., Zahirovic S. Carbonatites and Global Tectonics // *Elements*. – 2021. – V. 17. – P. 339-344.
43. Giovannini A., Mitchell R., Bastos Neto A., Moura C., Pereira V., Porto C. Mineralogy and geochemistry of the Morro dos Seis Lagos siderite carbonatite, Amazonas, Brazil // *Lithos*. – 2020. -V. 360-361. – P. 105433.

44. Simonetti A., Bell K., Viladkar S.G. Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west-central India: evidence for an enriched mantle source // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 122. – P. 185–198.
45. Pirajno F., González-Álvarez I., Chen W., Kyser K. T., Simonetti A., Leduc E., leGras M. The Gifford Creek Ferrocarbonatite Complex, Gascoyne Province, Western Australia: Associated fenitic alteration and a putative link with the ~1075Ma Warakurna LIP // *Lithos.* - 2014. – V. 202–203. – P. 100–119.
46. Bolonin A. V., Nikiforov A. V. Chemical composition of carbonatite minerals in Karasug deposit, Tuva // *Geology of Ore Deposits.* – 2004. – V. 46. – P. 372-386.
47. Prokopyev I.R., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pavlova G.G. Origin of REE-rich ferrocarbonatites in southern Siberia (Russia): Implications based on melt and fluid inclusions // *Mineral. Petrol.* – 2016. – V. 110. – P. 845–859.
48. Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 216 с.
49. Cooper A. F., Palin J. M., Collins A. K. Fenitization of metabasic rocks by ferrocarbonatites at Haast River, New Zealand // *Lithos.* – 2016. – V. 244. – P. 109–121.
50. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.R., Woolley A.R. Alkaline rocks and carbonatites of the World. – 1995. Part 2. Former USSR. Chapman and Hall, London, 226 p.
51. Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N. Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: Evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // *J. Miner. Petrol. Sci.* – 2000. – V. 95. – P. 162-172.
52. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
53. Тикунов Ю. В. Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36(2), с. 61-69.
54. Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский магматизм. Западная Монголия // *Континентальный вулканизм Монголии*. М.: Наука, 1983, с. 6-9.
55. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991, 263 с.
56. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // *Геотектоника*, 1993, № 4, с.76-86.

57. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54(12), с. 1831-1850.
58. Воронцов А.А. Фракционирование и ассимиляция при формировании девонской антидромной магматической серии Сисимского ареала в Минусинском прогибе: геохимические и Sr-Nd изотопные доказательства // Геодинамика и тектонофизика, 2022, т. 13(4): 0649, doi: 10.5800/GT-2022-13-4-0649.
59. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54(12), с. 1831-1850.
60. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Карташов П.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Листратова Е.Н., Яковлева С.З. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах западной Монголии // Петрология, 2004б, т. 12, № 5, с. 467-494.
61. Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57(3), с. 592-602, doi: 10.15372/GiG20160308.
62. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // Петрология, 2021, т. 29, № 1, с. 31-63, doi: 10.31857/S0869590321010088.
63. Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Геохимия, изотопный (Sr,Nd,O) состав и петрогенезис раннедевонских вулканитов юго-восточной части Горного Алтая (Аксайский комплекс) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (8), с. 1129-1151, doi: 10.15372/GiG20180801.
64. Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма западной Монголии // Геология и геофизика, 2011, т. 52(1), с. 10-31.
65. Геология СССР. Том 29. Тувинская АССР. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966, 460 с.
66. Сугоракова А.М., Никифоров А.В. Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования, 2016, № 1, с. 85-103, doi: 10.17223/25421379/1/7.

67. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская И.А., Червяковская М.В. Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика, 2022, т. 63(12) с. 1607-1629, doi: 10.15372/GiG2021187.
68. Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Девонский вулканизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базитов: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51(8), с. 1073-1087.
69. Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский магматизм. Западная Монголия // Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983, с. 6-9.
70. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика, 2013, т. 54(9), с. 1283-1313.
71. Vorontsov Alexander, Yarmolyuk Vladimir, Dril Sergei, Ernst Richard, Perfilova Olga, Grinev Oleg, Komaritsyna Tatyana. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // Gondwana Res., 2021, v. 89, p. 193-219, doi: 10.1016/j.gr.2020.09.007.
72. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Девонские магматические ассоциации со щелочными породами северо-западной Монголии // Геология и геофизика, 1992, № 8, с. 62-68.
73. Mustafaev A.A., Gertner I.F., Ernst R.E., Serov P. A., Kolmakov Y.V. The Paleozoic-Aged University foidolite-gabbro pluton of the Northeastern part of the Kuznetsk Alatau ridge, Siberia: geochemical characterization, geochronology, petrography and geophysical indication of potential high-grade nepheline ore // Minerals, 2020, v. 10 (12): 1128, doi: 10.3390/min10121128.
74. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 621-634.
75. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриющенко С. В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // ДАН, 2011, т. 441, № 4, с. 514-520.
76. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация

- Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // *Петрология*, 2015, т. 23, № 4, с. 386-409, doi: 10.7868/S0869590315040068.
77. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И. Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // *ДАН*, 2017, т. 472, № 4, с. 449-455, doi: 10.7868/S0869565217040223.
78. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н. Геодинамическое положение, строение и состав непрерывных трахибазальт-трахиандезит-риолитовых серий северной части Алтае-Саянской области: роль коромантийного взаимодействия в континентальном магмообразовании // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59(12), с. 2055-2078, doi: 10.15372/GiG20181209.
79. Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313-345.
80. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37(1), с. 63-81.
81. Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // *Геология и геофизика*, 2013, т.54(4), с. 500-522.
82. Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Yan H., Belichenko V., Berzin N.A., Bulgatov A.N., Byamba J., Deikunenko A.V., Dong Y., Dril S.I., Gordienko I.V., Hwang D.H., Kim B.I., Korago E.A., Kos'ko M.K., Kuzmin M.I., Orolmaa D., Oxman V.S., Popeko L.I., Rudnev S.N., Sklyarov E.V., Smelov A.P., Sudo S., Suprunenko O.I., Sun F., Sun J., Sun W., Timofeev V.F., Tret'yakov F.F., Tomurtogoo O., Vernikovskiy V.A., Vladimirov A.G., Wakita K., Ye M., Zedgenizov A.N. Preliminary Northeast Asia geodynamics map. Scale 1:5,000,000. 2003, U.S. Geological Survey Open-File Report 03-205, 2 sheets, doi: 10.3133/ofr03205.
83. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 205 (3—4), p. 295—308, [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).
84. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? //

- Geochem. Geophys. Geosyst., 2003, v. 4 (10), p. 1—49,  
<http://doi.org/10.1029/2003GC000533>.
85. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific Plate motion // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1998. – 163. – P. 53–68. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00175-7](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00175-7)
86. Konter J.G., Hanan B.B., Blichert-Toft J., Koppers A.A.P., Plank T., Staudigel H. One hundred million years of mantle geochemical history suggest the retiring of mantle plumes is premature // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 275, p. 285—295, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.023>.
87. Foulger G.R., Natland J.H. Is “hotspot” volcanism a consequence of plate tectonics? // *Science*, 2003, v. 300 (5621), p. 921—922, <http://doi.org/10.1126/science.1083376>.
88. Natland J.H., Winterer E.L. Fissure control on volcanic action in the Pacific // *Plates, plumes and paradigms* / Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson, 2005, p. 687—710.
89. Седов А.П., Матвеевков В.В., Волокитина Л.П., Рашидов Л.П., Казакевич В.А., Сукьянов С.В. Качественная модель формирования цепей подводных гор // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2005, № 5, с. 24—44.
90. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б. Структурно-динамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // *Тихоокеанская геология*, 2006, т. 25, № 2, с. 3—14.
91. Adam C., Yoshida M., Suetsugu D., Fukao Y., Cadio C. Geodynamic modeling of the South Pacific superswell // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2014, v. 229, p. 24—39, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2013.12.014>.
92. Cadio C., Panet I., Davaille A., Diament M., Métivier L., Viron O. Pacific geoid anomalies revisited in light of thermochemical oscillating domes in the lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 306, p. 123—135, <http://doi:10.1016/j.epsl.2011.03.040>.
93. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4 (10), p. 1—49, <http://doi.org/10.1029/2003GC000533>.
94. Konter J.G., Hanan B.B., Blichert-Toft J., Koppers A.A.P., Plank T., Staudigel H. One hundred million years of mantle geochemical history suggest the retiring of mantle plumes is premature // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 275, p. 285—295, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.023>.

95. Hirano N., Kawamura K., Hattori M., Saito K., Ogawa Y. A new type of intra-plate volcanism; Young alkali-basalts discovered from the subducting Pacific Plate, Northern Japan Trench // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, v. 28, p. 2719—2722, <http://doi.org/10.1029/2000GL012426>.
96. Hirano N., Machida S., Sumino H., Shimizu K., Tamura A., Morishita T., Iwano H., Sakata S., Ishii T., Arai S., Yoneda S., Danhara T., Hirata T. Petit-spot volcanoes on the oldest portion of the Pacific Plate // *Deep Sea Res. Part I*, 2019, v. 154, 103142.
97. Hirano N. Petit-spot volcanism: a new type of volcanic zone discovered near a trench // *Geochem. J.*, 2011, v. 45, p. 157—167, <http://doi.org/10.2343/geochemj.1.0111>.
98. Machida S., Kogiso T., Hirano N. Petit-spot as definitive evidence for partial melting in the asthenosphere caused by CO<sub>2</sub> // *Nat. Commun.*, 2017, v. 8, 14302, <http://doi.org/10.1038/ncomms14302>.
99. Pringle M.S. Radiometric ages of basaltic basement recovered at sites 800, 801, and 802, Leg 129, Western Pacific Ocean // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992, v. 129, p. 389—404.
100. Floyd P.A., Castillo P.R. Geochemistry and petrogenesis of Jurassic ocean crust basalts, site 801 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992, v. 129, p. 361—388.
101. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.*, 2012, v. 113 (3—4), p. 212—270, <http://doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.002>.
102. Hochmuth K., Golf K., Uenzelmann-Neben G. Playing jigsaw with Large Igneous Provinces -- A plate tectonic reconstruction of Ontong Java Nui, West Pacific // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2015, v. 16, p. 3789-3807, DOI: 10.1002/2015GC006036.
103. Itoh Y., Takano O., Takashima R. Tectonic synthesis: A plate reconstruction model of the NW Pacific region since 100 Ma // Ch. 5, *Dynamics of arc migration and amalgamation — architectural examples from the NW Pacific margin*. IntechOpen, 2017, <http://dx.doi.org/10.5772/67358>.
104. Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*, 2008, v. 320, p. 916—919, DOI: 10.1126/science.1156563.
- 105.** Седов А.П., Матвеенков В.В., Волокитина Л.П., Рашидов Л.П., Казакевич В.А., Сукьянов С.В. Качественная модель формирования цепей подводных гор // *Вестник РАУНЦ. Науки о Земле*, 2005, № 5, с. 24—44.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

### Перечень основных публикаций по тематике проекта в 2023 году в соответствии с государственным заданием

#### Статьи в рецензируемых изданиях

1. Kostrovitsky S., Dymshits A., Yakovlev D., Sun J., Kalashnikova T., Ashchepkov I. and Belozeroва O. Primary Composition of Kimberlite Melt// Minerals. 2023. V.13, №1404. <https://doi.org/10.3390/min13111404>
2. Школьник С.И., Беляев В.А., Летникова Е.Ф., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В., Колесов К.К., Иванов А.В. Бутугольская глыба – экзотический докембрийский блок в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // Доклады Академии наук. Науки о Земле, 2023, Т. 510, №. 2, С. 5-11.
3. Медведев А.Я., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А. Минералогические и изотопно-геохимические особенности базанитов реки Жарничиха (Южное Забайкалье). Геология и геофизика, 2023, Т. 64, № 1, С. 53-71.
4. Воронцов А.А., Коваленко Д.В., Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Перфилова О.Ю. Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в юго-западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы // Геология и геофизика, т. 64, № 12, с. 1674–1689, doi: 10.15372/GiG2023156.
5. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 млн лет // Геология и геофизика, 2023, т. 64, № 1, с. 3-33, doi: 10.15372/GiG2021179.

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б

### Список конференций, в которых участвовали исполнители в 2023 г.

- 1 Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) 17.10.2023. Иркутск, Золото в базальтах Западной Сибири (первые данные), докладчик Медведев А.Я.
- 2 Геодинамика и минерагения Северной Евразии: VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н. Л.Добрецова СО РАН 15.03.2023 г. Улан-Удэ, Редкоземельные элементы в нефритах, докладчик Мехоношин А.С.
- 3 XIII Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» 13.04.2023 г. Москва, Перспективы рудоносности Алхадырского террейна, докладчик Мехоношин А.С.
- 4 VIII Всероссийская конференция с международным участием "Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал "Геолого-геохимические критерии образования апосерпентинитового нефрита (на примере Улан-Ходинского месторождения) 31.08.2023г. Новосибирск, докладчик Мехоношин А.С.
- 5 VIII Всероссийская конференция с международным участием "Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал" 01.09.2023 г. Новосибирск, Состав минералов платиновой группы как показатель глубинности источников ультраосновного магматизма, докладчик Мехоношин А.С.
- 6 VIII Всероссийская конференция с международным участием "Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал" 30.08.2023 г. Новосибирск, Два оливина в верлитах массива Онгурёны (Западное Прибайкалье), докладчик Колотилина Т.Б.
- 7 Геодинамика и минерагения Северной Евразии: VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н. Л.Добрецова СО РАН 15.03.2023 г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, Корреляция кимберлитового, базитового и карбонатитового вулканизма в пределах Сибирского кратона, докладчик Костровицкий С.И.
- 8 Геодинамика и минерагения Северной Евразии: VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н. Л.Добрецова СО РАН 15.03.2023 г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, Химический состав минералов из пироксенитов трубки Удачная: свидетельства метасоматических процессов и палеосубдукции, докладчик Калашникова Т.В.

- 9 XIII Всероссийская научно-практическая конференция ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ 22.03.2023 г. Якутск, ИГАБМ СО РАН, Корреляция кимберлитового, базитового и карбонатитового вулканизма Сибирского кратона, докладчик Костровицкий С.И.
- 10 EGU General Assembly 2023 25.04.2023 Austria, Vienna ,The metasomatic processes and thermal condition of lithosphere mantle under the center of Siberian craton: evidences of pyroxenite xenoliths from Mir kimberlite pipe, докладчик Калашникова Т.В.
- 11 Goldschmidt Conference 2023 13.07.2023 France, Lyon, Pyroxenite and eclogite xenoliths from Udachnaya kimberlite pipe: metasomatism and paleosubduction, докладчик Калашникова Т.В.
- 12 Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов 11.09.2023 г. Апатиты, ФИЦ КНЦ РАН, Первичный состав кимберлитового расплава, докладчик Костровицкий С.И.
- 13 Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геохимии - 2023» 14.09.2023 г. Иркутск, ИГХ СО РАН, Метасоматические процессы в литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона: геохимические свидетельства и связь с алмазоносностью, докладчик Калашникова Т.В.
- 14 Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит 21.09.2023 г. Владивосток, ДВГИ ДВО РАН, Метасоматические процессы в литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона (на примере пироксенитовых ксенолитов из трубки Удачная), докладчик Калашникова Т.В.
- 15 Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) 18.10.2023 г. Иркутск, ИЗК СО РАН, Изотопный состав кислорода для минералов мантийного происхождения, его интерпретация, докладчик Костровицкий С.И.
- 16 «Современные проблемы геохимии – 2023» 15.09.2023 г. Иркутск, ИГХ СО РАН, Петрология и модели формирования бонинитовой и островодужной толеитовой серий офиолитов Восточного Саяна, докладчик Беляев В.А.
- 17 Геодинамика и минерагения Северной Евразии: VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н. Л.Добрецова СО РАН 18.03.2023 г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, Девонские щелочные и умеренно-щелочные ассоциации Урюпского Магматического ареала Минусинского прогиба, докладчик Воронцов А.А.
- 18 Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) 18.10.2023 г. Иркутск, ИЗК СО РАН, Распределение

высокотитанистых и низкотитанистых базитов по площади девонской Алтае-Саянской рифтовой системы как ключ к оценке плюм-литосферных взаимодействий, докладчик Воронцов А.А.