

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. № НИР АААА-А17-117041910032-1

УТВЕРЖДАЮ
Директор ИГХ СО РАН
_____ д.г.-м.н. А.Б. Перепелов
«_____» _____ 2021 г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Источники вещества ультраосновных и основных магматических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления на основе данных по петрологии, геохимии и изотопии
(заключительный)

Приоритетное направление IX.129

Закономерности формирования минерального, химического и изотопного состава Земли. Космохимия планет и других тел Солнечной системы. Возникновение и эволюция биосферы Земли, биогеохимические циклы и геохимическая роль организмов.

Шифр программы № IX.129.1.
Шифр темы № 0350-2019-0008

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

_____ А.А. Воронцов
подпись, дата

Иркутск 2020

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

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

подпись, дата

А.А.Воронцов

Ответственные исполнители:

Старший научный сотрудник,
кандидат геолого-
минералогических наук

подпись, дата

А.С.Мехоношин

(подраздел 1.1)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

подпись, дата

С.И.Костровицкий

(подраздел 1.2)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

подпись, дата

М.А. Горнова

(подраздел 2.1)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

подпись, дата

А.А.Воронцов

(подраздел 2.2)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

подпись, дата

А.Я.Медведев

(подраздел 2.3)

Нормоконтролер

подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Отчет 112 стр., 41 рис., 3 таб., 180 ссылки.

КИМБЕРЛИТЫ, ПИКРИТЫ, БОНИНИТЫ, ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ, НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ПЛАТИНОВЫЕ РУДЫ, ЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИТЫ, ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Объектами исследования являлись основные-ультраосновные комплексы структур Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

Главной целью исследований было создание моделей формирования и вещественной эволюции источников материнских расплавов ультраосновных и основных магматических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления на основе геологических и изотопно-геохимических данных.

В ходе выполнения НИР в 2017-2020 гг. получены следующие научные результаты:

1) расшифрованы геодинамические условия и определен возраст образования пикритоидов Байкальского выступа Сибирского кратона, сделан вывод о потенциальной рудоносности изученных ультраосновных интрузий, установлены факторы локализации мало-сульфидного платинового оруденения в массивах дунит-перидотит-габбровой формации Восточного Саяна; 2) установлена локальная неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции, обусловленная проявлением метасоматических процессов, вызванных активизацией астеносферного источника; 3) сделан вывод о формировании пород офиолитовых комплексов Восточного Саяна и Адацагской зоны ЦАСП в преддуговой обстановке, установлено тектоническое совмещение фрагментов надсубдукционного офиолитового комплекса с известково-щелочными островодужными базальтами (Баянгол, Джидинский террейн). Выявлена природа и проведена реконструкция стадийности образования метаперидотитов комплекса Алаг-Хадни (Монголия); 4) установлены индикаторные вещественные параметры позднеордовикских трахибазальтов Минусинского прогиба, отличающие их от ранне-среднедевонских вулканитов, охарактеризован состав их мантийных источников; 5) проведена Sr-Nd-Pb изотопная систематика мантийных источников для позднекайнозойских базальтоидов центральной части Дауро-Хэнтэйского свода и оценены условия формирования расплавов, формирующихся из источников PREMA, NIMU и EM I.

Область применения - обеспечение комплексного геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации.

Государственное задание по проекту за 2017-2020 гг. выполнено в полном объеме. По результатам исследований опубликованы 33 статьи в журналах, учитываемых в системе WoS, сделано 43 доклада на всероссийских и международных научных конференциях, защищены две кандидатские диссертации и две квалификационные работы.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	8
Раздел 1 Магматические комплексы Сибирского кратона	11
1.1 Ультраосновные магматические комплексы выступов фундамента Сибирского кратона: геохимические особенности, возраст, рудный потенциал.....	11
1.1.1 Геохимия и минералогия элементов платиновой группы в дунитах и хромититах массива Кондёр (юго-восточная часть Сибирского кратона).....	11
1.1.2 Изучение условий формирования, вещественного состава и рудного потенциала ультраосновных массивов Онотского блока Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона	12
1.1.3 Возраст и вещественный состав базит-ультрабазитовых комплексов Приморского хребта (Западное Прибайкалье)	13
1.1.4 Выявление факторов, контролирующих размещение малосульфидного платинометалльного оруденения в массивах дунит-перидотит-габбровой формации Восточного Саяна	14
1.2 Изучение состава литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции	
1.2.1 Изучение состава литосферной мантии под трубкой Обнаженная.....	21
1.2.2 Сравнение литосферных разрезов в координатах P-T параметров при кристаллизации мантийных парагенезисов пород под разными кимберлитовыми полями Якутской провинции	21
1.2.3 Корреляция кимберлитового и кабонатитового магматизма севера Якутской провинции (Прианабарье)	24
1.2.4 Изучение неоднородности литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции (Куойкское, Чомурдахское и Огонер- Юряхское поля) по данным минералогической паспортизации кимберлитовых трубок	27
Раздел 2 Магматические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса	29
2.1 Реконструкция процессов формирования офиолитовых комплексов Восточного Саяна и Монголии	33
2.1.1 Геохимия и генезис офиолитов Восточного Саяна.....	33
2.1.2 Геохимические особенности пород Адацагского офиолитового комплекса	38
2.1.3 Геология, состав и возраст вулканитов, пироксенитов, габброидов и серпентинитов из Джидинского островодужного террейна в бассейне р. Баян-Гол	43

2.1.4 Состав и генезис метаперидотитов аккреционного комплекса Алаг-Хадни	46
2.2 Формирования рифтогенных магматических комплексов	50
2.2.1. Основные закономерности формирования юрско-меловых рифтогенных магматических комплексов в Удино-Еравнинской рифтовой зоне Западного Забайкалья.....	50
2.2.2 Геологическое строение, индикаторные петрогеохимические и изотопные характеристики позднеордовикских вулканических ассоциаций обрамления Минусинского прогиба, северная часть Алтае-Саянской складчатой области	52
2.2.3 Модель образования и источники расплавов ранне-среднедевонских дифференцированных вулканических серий Минусинского прогиба (на примере Батеневского поднятия).....	57
2.2.4 Геологическое строение, индикаторные петрогеохимические и изотопные (Nd, O) характеристики ордовикских щелочных нефелин-сиенитовых ассоциаций Сайбарского массива в обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба. Роль ассимиляции и фракционирования при формировании щелочных нефелиновых сиенитов	59
2.3 Изучение внутриплитных кайнозойских вулканитов Южно-Забайкальской вулканической области	67
2.3.1 Геохимия кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (Хэнтэйский хребет, Забайкалье)	67
2.3.2 Изучение кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (район р. Буркал, Забайкалье).....	69
2.3.3 Геохимия, минералогия и изотопия молодых щелочных вулканитов юга складчатого обрамления Сибирского кратона (Южное Забайкалье).....	71
2.3.4 Исследование элементов платиновой группы в кайнозойских базанитах Дауро-Хэнтэйского хребта (Южное Забайкалье).....	74
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	80
Основные результаты проведённого исследования	82
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	84
ПРИЛОЖЕНИЕ А Список публикаций по проекту за 2017-2020 гг.....	100
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Список конференций, в которых участвовали исполнители, список диссертаций и научно-квалификационных работ за 2017-2020 гг.	105

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

МПГ - минералы платиновой группы

ЭПГ - элементы платиновой группы

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

Ccp - халькопирит

Cr# = $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) \times 100\%$ – хромистость

DM – деплетированная мантия

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

EMI и EMII – разновидности обогащенной мантии

HFSE (High field strange elements) - высокозарядные элементы

HIMU – мантия с высокими значениями $\mu^{238\text{U}/204\text{Pb}}$

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

LILE (Large ion lithophile elements) - крупноионные литофильные элементы

LIP - крупные изверженные провинции

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы

Mg# (= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100\%$) – 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

Pn – пентландит

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

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

Sil – силикаты

SSZ (supra subduction zone) – супрасубдукционная зона

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

Tr – троилит

UCC - верхняя континентальная кора

ϵNd – эpsilon неодима

ϵSr – эpsilon стронция

ВВЕДЕНИЕ

В 2017-2020 гг проводились геологические, геохимические и изотопные исследования основных-ультраосновных комплексов в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления, образованные на разных этапах эволюции литосферы. Главной целью исследований являлось создание моделей формирования и вещественной эволюции источников материнских расплавов ультраосновных и основных магматических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления на основе геологических и изотопно-геохимических данных. В задачи исследований главным образом входило выявление индикаторных геохимических и изотопных характеристик разновозрастных ассоциаций основных-ультраосновных пород и связанных с ними потенциально рудоносных комплексов.

В ходе реализации проекта в 2017-2019 гг. исследования проводились по пяти направлениям: 1) изучение геохимии и рудного потенциала ультраосновных магматических комплексов выступов фундамента Сибирского кратона; 2) изучение состава литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции; 3) реконструкция процессов формирования офиолитовых комплексов Восточного Саяна и Монголии; 4) изучение процессов формирования рифтогенных магматических комплексов; 5) изучение внутриплитных кайнозойских вулканитов Южно-Забайкальской вулканической области.

Указанные направления исследований затрагивают проблемы, лежащие в рамках таких основных направлений фундаментальных исследований в науках о Земле, как: строение и эволюция континентальной литосферы; формирование дифференцированных и бимодальных вулканических серий пород; связь магматизма с рудообразованием и выяснение генетических особенностей и условий образования месторождений стратегических видов минерального сырья.

Использованный в ходе реализации проекта комплекс современных методов исследований позволил получить новые эмпирические знания о закономерностях формирования минерального, химического и изотопного состава Земли.

Результаты исследований за 2017-2019 годы были представлены ранее в годовых отчетах, поэтому в настоящем отчете они рассмотрены кратко. Подробное изложение получили результаты, полученные в 2020 году.

Исследования 2020 года были направлены на: 1) изучение малосульфидного платинометалльного оруденения в массивах дунит-перидотит-габбровой формации Восточного Саяна; 2) изучение неоднородности литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции (Чомурдахское, Огонер-Юряхское и

Куойкское поля) по данным минералогической паспортизации кимберлитовых трубок; 3) изучение геохимических особенностей пород офиолитового комплекса Гоби-Алтая; 4) оценку механизмов формирования щелочных нефелиновых сиенитов центральной части Минусинского прогиба; 5) изучение геохимии элементов платиновой группы в кайнозойских базанитах Дауро-Хэнтэйского хребта (Южное Забайкалье).

Цели исследований: 1) выявление факторов, контролирующих размещение малосульфидного платинометалльного оруденения в массивах дунит-перидотит-габбровой формации Восточного Саяна; 2) установление характера неоднородности литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции; 3) реставрация стадийности формирования метаперидотитов аккреционного комплекса Алаг-Хадни; 4) оценка механизмов формирования щелочных нефелиновых сиенитов центральной части Минусинского прогиба; 5) выявление закономерностей распределения элементов платиновой группы в кайнозойских базанитах Дауро-Хэнтэйского хребта (Южное Забайкалье).

При этом решались следующие задачи: 1) изучение минералого-геохимических особенностей рудовмещающих пород дунит-перидотит-габбровой формации, текстурно-структурных и композиционных особенностей типоморфных минеральных ассоциаций малосульфидного платинометалльного оруденения и определение условий их образования; 2) изучение особенностей состава гранатов из тяжелой фракции кимберлитов; 3) минералого-геохимическое изучение метаперидотитов, ассоциирующих с эклогитами высокого давления в аккреционном комплексе Алаг-Хадни (Монголия); 4) изучение геологического строения и геохимии щелочных нефелин-сиенитовых ассоциаций Сайбарского массива (Минусинский прогиб); 5) изучение минералогии и геохимии базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта.

В результате проведенных исследований в 2020 году: 1) сделан вывод, что локализация малосульфидного платинового оруденения в массивах дунит-вперидотит-габбровой формации контролируется литологическим, магматическим, минералого-геохимическим и физико-химическим факторами; 2) установлена локальная неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции, выраженная в уникальной особенности состава гранатов, образование которой связано с проявлением метасоматических процессов; 3) выявлена принадлежность метаперидотитов комплекса Алаг-Хадни (Монголия) к перидотитам мантийного клина и проведена реконструкция трех стадий их образования (плавление, рефертилизация и надсубдукционный метаморфизм); 4) сделано предположение о широком участии процессов контаминации сиенитовых магм различными по составу вмещающими породами

континентальной коры в образовании пород Сайбарского массива; 5) получены первые данные по содержанию элементов платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья, Сделан вывод о влиянии вещества плюма при формировании базанитовых расплавов.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА

Раздел 1 Магматические комплексы Сибирского кратона

1.1 Ультраосновные магматические комплексы выступов фундамента Сибирского кратона: геохимические особенности, возраст, рудный потенциал

1.1.1 Геохимия и минералогия элементов платиновой группы в дунитах и хромититах массива Кондёр (юго-восточная часть Сибирского кратона)

Массив Кондёр расположен в юго-восточной части Алданского щита Сибирского кратона. Строение массива концентрически-зональное: центральная часть сложена дунитами, на которые приходится 90 % от всего объема пород, клинопироксениты и меланократовое габбро развиты по периферии. Коренная платинометалльная минерализация приурочена к дунитам и хромититам. Несмотря на то, что массив и собственно россыпное месторождение достаточно хорошо изучены, большинство работ по минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) посвящено так называемой "шлиховой платине", а коренная минерализация и характер распределения ЭПГ в дунитах и хромититах изучены слабо.

Основная масса минералов ЭПГ в массиве Кондер сосредоточена в хромититах. 90 % из них приходится на изоферроплатину (Pt_3Fe). Нами установлено, что выделяются четыре морфологических типа изоферроплатины: гомогенная идиоморфная, гомогенная каплевидная, гомогенная ксеноморфная и "пористая" ксеноморфная.

Таким образом, был сделан вывод, что в ходе магматической кристаллизации в массиве Кондёр самородные минералы ЭПГ представляли собой твёрдый раствор состава $(Pt, Ir, Os)_3(Fe, Cu)$. При снижении температур произошёл распад твёрдого раствора с образованием самородного осмия, а уменьшение содержаний меди и иридия в составе изоферроплатины связано с последовательным обеднением расплава этими компонентами. Очевидно, что образование "пористой" платины происходило на постмагматическом этапе и связано с взаимодействием магматических парагенезисов с обогащенными серой гидротермальными растворами, которое сопровождалось перераспределением меди, иридия и осмия из изоферроплатины в самостоятельные минеральные фазы. Близкий характер распределения ЭПГ в дунитах и хромититах свидетельствует в пользу магматического, а не пневматолито-гидротермального генезиса последних. Наблюдаемые максимумы Pt и Ir, характерные для хромититов из щелочно-ультраосновных массивов Урало-Аляскинского типа, связаны с процессами фракционирования ЭПГ при становлении массива.

1.1.2 Изучение условий формирования, вещественного состава и рудного потенциала ультраосновных массивов Онотского блока Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона

В пределах Онотского блока породы ультраосновного состава образуют самостоятельные пласто- и дайкообразные тела. Они совместно с вмещающими породами дислоцированы и метаморфизованы. Массивы ультраосновных пород и габброидов пространственно разобщены. Ультрамафиты во всех частях пояса достаточно однообразны по петрографическому и минеральному составу и различаются по степени вторичных преобразований. Большой частью ультраосновные породы превращены в тальковые и серпентиновые сланцы, но в наиболее крупных телах они сохранили парагенезисы, по которым можно судить об их первичном минеральном составе и внутреннем строении.

В целом, ультрамафиты различных участков имеют близкий минеральный и химический состав. Они характеризуются достаточно высоким содержанием MgO (до 43 мас. %), Ni (до 2500 г/т) и особенно Cr (до 12000 г/т), при низких - TiO₂ (до 0.3 мас. %) и щелочей. На вариационных диаграммах поля составов пород образуют композиционные тренды, отличные от таковых коматиитов и реститовых гарцбургитов Омана. Внутри отдельного тела четко прослеживается скрытая дифференциации, заключающаяся в увеличении содержаний от всячего бока к лежащему магния и никеля, и уменьшении - хрома, титана, железа. Величины отношений Al₂O₃/TiO₂ и Gd/Yb в ультрамафитах в среднем близки к хондритовому и колеблются от 17 до 23 и 0.8-1.1, соответственно.

Происхождение ультрамафитов Онотского зеленокаменного пояса связано с проявлением в регионе высокомагнезиального магматизма. Им свойственен достаточно высокий уровень концентраций редкоземельных элементов для пород со значительным содержанием магния и низким - щелочей. Это можно объяснить незначительной степенью плавления мантийного источника, плавлением на ликвидусе клинопироксена, о чем говорит величина La/Yb отношения (> 1). Обогащение легкими редкими землями в результате смешения с коровым материалом в данном случае маловероятно, так как для пород характерно низкое содержание щелочей, циркония и ниобия. Высокое отношение Al₂O₃/TiO₂ и близкое к хондритовому Gd/Yb говорит о зарождении магмы в Al-недеплементированном источнике. Приведенные данные свидетельствуют о том, что ультрамафиты являются производными не коматиитовой, а пикритовой магмы. Среди ультраосновных массивов Онотского блока наибольшим рудным потенциалом обладают ультраосновные тела района горы Арбан, которые представляют поисковый интерес на никель и элементы платиновой группы, и требуют дальнейшего изучения.

1.1.3 Возраст и вещественный состав базит-ультрабазитовых комплексов Приморского хребта (Западное Прибайкалье)

В Западном Прибайкалье ультраосновные интрузии локализованы в структурах Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона. Единичные сведения о них встречаются только в легенде к Государственной геологической карте и до недавнего времени это было белое пятно в исследованиях ультраосновного магматизма на юге Сибири. В 2019 году были обобщены результаты предшествующих исследований и получены дополнительные сведения по вещественному составу и возрасту пород Онгуренского участка.

Ультраосновные породы в Приморском выступе фундамента образуют три ареала распространения и прослеживаются как серия интрузий, ориентированных в северо-восточном направлении. Ширина выходов составляет 50-250 м, а протяженность - до 2 км. Выделяется два типа массивов, становление которых происходило в условиях разных фаций глубинности. Первый тип сложен дифференцированным рядом пород, меняющих свой состав от пикритов до пикродолеритов, а второй – порфиридовидными пикритами.

В качестве объекта датировки был выбран один из массивов Онгуренского участка. Как уже отмечалось выше пикриты Онгуренского участка, на котором наблюдается несколько круто падающих линзовидных тел, секущих гранитоиды Приморского комплекса, являются наименее измененными среди всех изученных массивов.

Из пикритов Онгуренского массива было выделено около 40 цирконов. Форма зерен цирконов гипидиоморфная, округлая, что не совсем характерно для магматического циркона из ультраосновного расплава. Геохронологические исследования были проведены в Департаменте геологии и геофизики Университета штата Вайоминг (США).

Данные по одному зерну согласуются с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом, равным 721 ± 1.3 Ма, что можно расценивать как лучшую оценку для возраста интрузии. Данные для второго зерна на 31 % отклоняются от возраста 1769 млн. лет. Дискордантные данные могут быть интерпретированы как смещение двух возрастов 2130 млн. лет и 721 млн. лет, что можно объяснить захватом ультраосновным расплавом более древних цирконов из пород вмещающей толщи, в частности гранитоидов Приморского комплекса.

Сравнительный анализ минералого-геохимической информации по интрузивным базит-ультрабазитовым интрузиям Приморского выступа Сибирского кратона, позволяет сделать вывод об их связи с плюмовым магматизмом. Данные по возрасту массива Онгурены хорошо согласуются с ранее полученными результатами геохронологических исследований по рудоносным массивам юга Сибири. Эти массивы интерпретируются как часть Иркутской крупной изверженной провинции. Возраст 720 млн. лет совпадает с

проявлением Франклинской крупной изверженной провинции в Канаде и косвенно подтверждает близкое соседство Северной Лаврентии и Южной Сибири в это время. Кроме того, отмеченные сходные черты для Иркутской и Франклинской провинций повышают экономический потенциал, связанных с первой интрузивных комплексов.

1.1.4 Выявление факторов, контролирующих размещение малосульфидного платинометалльного оруденения в массивах дунит-перидотит-габбровой формации Восточного Саяна

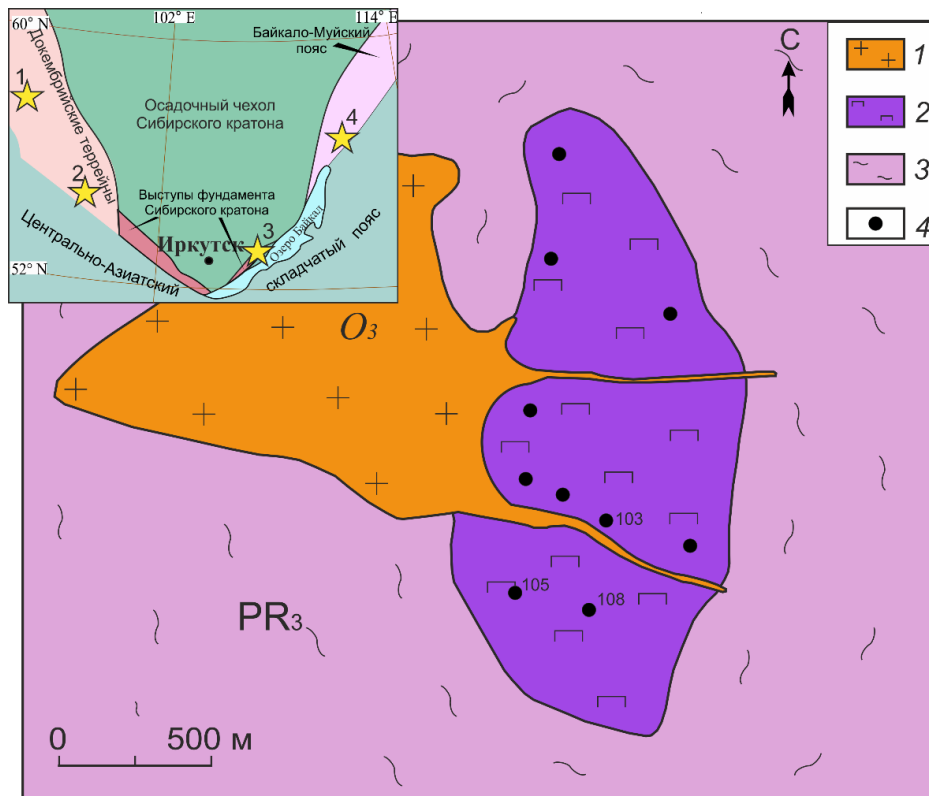
В центральной части Восточного Саяна (Рисунок 1) проявления ЭПГ-Cu-Ni сульфидных руд обнаружены в пределах распространения крупных ареалов ультрамафит-мафитовых массивов [1; 2]. На этой территории выделены три рудных узла (Барбитайский, Удинско-Бирюсинский и Бирюсинско-Тагульский). Рудоносные массивы принадлежат к дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации. В Барбитайском рудном узле (массивы Желос и Токты-Ой) они образуют линзовидные тела в значительной степени деформированные и метаморфизованные, нередко подверженные пликативным дислокациям и будинированию. Массивы сложены серией ультраосновных пород, варьирующих по составу от лерцолитов до оливинных пироксенитов. Массивы Удинско-Бирюсинского рудного узла (Медек, Тартай и др.) обладают более крупными размерами по сравнению с телами Барбитайского. Они сложены дифференцированной серией пород, состав которых меняется от дунитов и верлитов (массивы Медек и Тартай) до меланократовых оливинных габбро (массивы Малая Шита и Медвежий Лог).

Главным объектом исследования 2020 года являлись породы массива Медек и горизонт малосульфидных руд, выделенный нами по данным бурения.

Массив Медек сложен дунит-верлитовой дифференцированной серией пород с постепенными переходами между петрографическими разностями. Ранее [3] в результате объемного моделирования распределения элементов в массиве, а также изучения изменения состава пород и минералов был сделан вывод, что наблюдаемые закономерности характерны для магматической дифференциации, проявленной в силлообразном теле, которое после внедрения было перевернуто.

В 2020 году был изучен редкоэлементный состав оливина методом LA-ICP-MS, проведен сравнительный анализ композиционных особенностей аксессуарных хромшпинелидов и ильменитов.

Оливин Установлено, что содержание редких элементов в оливине по разрезу массива изменяется сопряженно. Так, концентрации Ti от предполагаемой подошвы к кровле массива растут от 50 до 2060 г/т, а Cr уменьшаются с 200 до 20 г/т (Таблица 1), при этом величина Ni/Co отношения уменьшается с 22 до 6. Полученные данные подтверждают



1 — граниты, сиениты, диориты; 2 — ультрабазиты; 3 — гнейсы, сланцы, амфиболиты; 4 — положение скважин. На врезке цифрами обозначено положение неопротерозойских рудоносных интрузий: 1 – Верхний Кингаш, 2 – Медек, Тартай и др., 3 – Онгурены, 4 – Йоко-Довырен.

Рисунок 1 – Местоположение (врезка) и схематическая карта массива Медек

сделанный нами ранее вывод об его опрокинутом залегании. Оливин из горизонтов с малосульфидным оруденением характеризуется более низким уровнем содержаний NiO, по сравнению с безрудными породами, при сопоставимых величинах концентраций других элементов.

Таблица 1 – Редкоэлементный состав оливинов (г/т) дунит-перидотит-габбровых массивов центральной части Восточного Саяна

Элемент	Li	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Изотоп	7	43	45	47	51	52	55	59	60
ML-11	0,9	700	0.1	230	6.3	300	660	110	3170
ML-50	0,5	1300	0.2	500	16,9	2500	570	120	3050
ML-112	1.3	750	0.2	200	12.9	210	840	120	2800
ML-269	0.5	450	0.0	60	1.7	200	600	130	3000
14-65	2,5	710	0.2	90	3.2	210	760	150	2800
14-67	2.4	360	0.2	50	2.4	210	650	130	2900
14-77	3.5	860	0.2	130	3.5	190	650	120	2800
14-115	4.8	130	0.1	2060	3.8	20	2100	200	1300

Хромшпинелид Ранее было установлено, что в дунитах и верлитах присутствуют три генерации хромшпинелидов, кристаллизация которых происходила на разных стадиях становления интрузии [4; 5].

Сравнительный анализ состава хромшпинелидов из других неопротерозойских платиноносных интрузий юга Сибири [6] с таковыми из массива Медек показал, что хромшпинелиды третьей генерации, характеризующиеся повышенными содержаниями титана и пониженными алюминия и магния сопоставимы с высокотитанистыми хромшпинелидами из массива Онгурены (Рисунок 1, цифра 3). Кроме того, состав расплавных включений, обнаруженных в хромшпинелидах массива Медек, сопоставим по уровню содержаний титана с расчетным составом магматического расплава, исходного для пикритоидных интрузий Приморского хребта [6]. В образцах из рудоносных горизонтов хромшпинелиды присутствуют только в виде включений в оливине, их состав отвечает алюмохромиту с умеренным содержанием Ti (до 1.0 мас. %).

Ильменит Одной из особенностей пород массива является присутствие ильменита, не только в интерстициях силикатных минералов, но и внутри оливина. Состав ильменита в породах массива меняется в достаточно широком диапазоне. Это касается, главным образом, содержаний MgO и MnO, для которых характерны близкие вариации (1.5-10 мас. %). Ильмениты с высоким содержанием MgO (пикроильмениты) характерны для производных внутриплитного базальтового магматизма [7] – [9] и кимберлитов [10]. В последних кроме высоких содержаний MgO наблюдается постоянное присутствие Cr₂O₃ (до 2 мас. %). Высокомагнезиальный ильменит также был обнаружен в Норильских рудоносных интрузиях [11], но в нем содержания MgO не превышают 4 мас. % и, в отличие от изученного нами, он локализован только в интерстициях силикатов. Ильмениты с высоким содержанием MnO наблюдаются только в породах из рудных горизонтов. Они находятся как внутри зерен реликтового оливина, так и в агрегате серпентина, который образовался при автотемноморфизме. Концентрации MnO в них изменяются от 3 до 10 мас. %, при постоянном уровне содержаний MgO (~ 3.5 мас. %). Подобный состав ильменита отмечался в жильных сульфидных рудах массивов Желос и Токты-Ой. Высокие содержания марганца в ильменитах некоторые исследователи объясняют влиянием низкотемпературных процессов [12; 13], однако в ходе метаморфизма обогащение ильменита марганцем сопровождается истощением магнием, что не характерно для изученных нами минералов.

В 2020 году были получены первые данные по изотопной систематике пород дунит-перидотит-габбровой формации центральной части Восточного Саяна.

Rb-Sr система. Породы массивов дунит-перидотит-габбровой формации в целом характеризуются низкими содержаниями Sr (4-30 г/т) (Таблица 2, Рисунок 2а), повышенные содержания отмечены только в массивах Тартай и Малая Шита (50-85 г/т). При этом наблюдается значительный диапазон вариаций $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ (0.705-0.718), максимальные значения которого отмечаются также в массиве Тартай.

Таблица 2 – Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в породах массивов дунит-перидотит-габбровой формации

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sr, мг/г	22.1	85.85	23.1	49.4	84.1	3.59	24	6.8	18
Rb, мг/г	0.97	8.2	0.6	1.6	5.7	0.21	2.4	0.7	1.3
$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$	0.1269	0.2761	0.0751	0.0936	0.1959	0.1691	0.28668	0.30828	0.20926
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$	0.71914	0.72307	0.70724	0.70752	0.70777	0.70852	0.71517	0.70947	0.71167
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	0.718	0.72059	0.70656	0.70668	0.70601	0.707	0.71222	0.7063	0.70952
Sm, мг/г	0.28	1.14	0.5	0.67	0.96	0.07	0.36	0.12	0.33
Nd, мг/г	0.8	3.85	1.7	2.4	3.28	0.21	1.31	0.51	1.02
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.21067	0.17823	0.17703	0.16803	0.17617	0.20064	0.16565	0.1433	0.19917
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51246	0.51228	0.51254	0.51174	0.51243	0.51208	0.51211	0.51294	0.51242
ϵNd_t	-4.68	-5.43	-0.37	-15.23	-2.45	-11.3	-7.47	10.73	-4.55

Примечание – Параметры $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Sr}(T)$ были рассчитаны на возраст, полученный U-Pb (SHRIMP) методом: 720 млн. лет (по цирконам). Оценка первичного изотопного отношения стронция в магмах проводилась по самым низким значениям $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Массивы: 1,2 – Тартай, 3-4 – Медек, 5 – Малая Шита, 6-9 – Медвежий Лог.

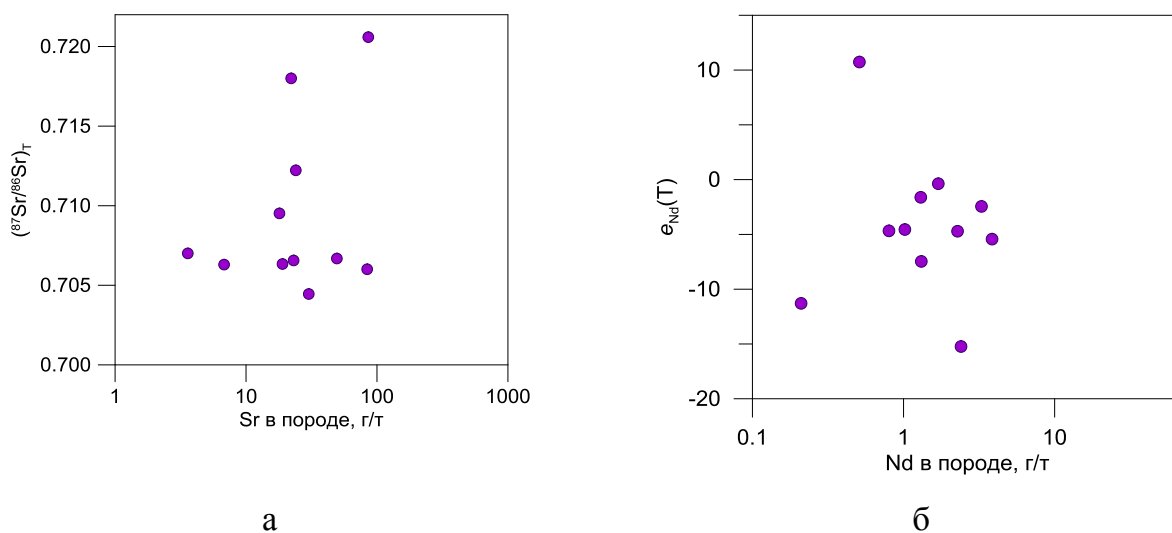


Рисунок 2 – Исходные изотопные отношения Sr и ϵNd_t в зависимости от содержаний Sr (а) и Nd (б) в массивах дунит-перидотит-габбровой формации

Sm-Nd система По соотношению начального изотопного состава Nd, представленного в виде $\epsilon\text{Nd}(T)$, с содержанием Nd в образцах породы массивов дунит-перидотит-габбровой формации характеризуются относительно широким диапазоном низких содержаний Nd (0.8-4 г/т) при значительных вариациях величин начального изотопного состава от +10 до -15 (Рисунок 2б). Рассматривая характер сопряженных

изменений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (Рисунок 3) можно отметить что наиболее обогащенными (в терминах изотопных отношений) характеристиками обладают породы Гартайского массива. Предварительно можно предположить, что это связано с процессами коровой контаминации исходной магмы. Наблюдаемое соотношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в породах остальных массивов невозможно объяснить только с точки зрения воздействия на них гидротермально-метасоматических процессов, и этот факт требует дальнейшего изучения.

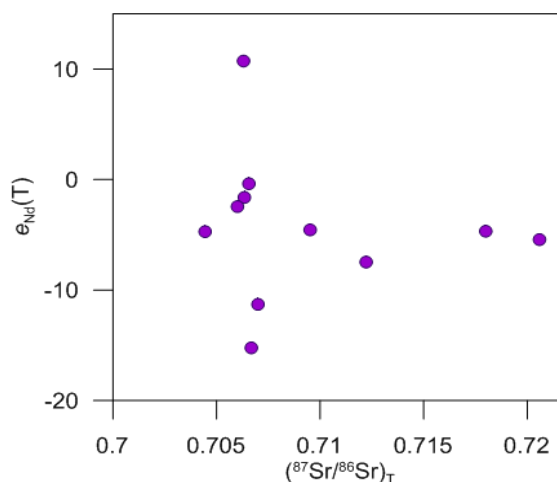


Рисунок 3 – Ковариации изотопных отношений Sr и Nd в массивах дунит-перидотит-габбровой формации

Геохимические особенности и минеральные ассоциации малосульфидного оруденения Горизонт малосульфидных руд вскрыт серией скважин на глубинах 65-72 – 148-156 м от поверхности. Мощность рудных зон составляет 6-7 м, количество сульфидных минералов варьирует от 1 до 3 об. %. Вмещающие верлиты сильно серпентинизированы и, иногда, хлоритизированы.

Минерализация характеризуется высоким тенором ЭПГ (до 170 г/т в сумме) и, чаще всего, преобладанием Pd над Pt, при этом величина Pd/Pt отношения по разрезу рудного интервала варьирует от 1.01 до 7.13. Кривые распределения ЭПГ относительно пологие, без заметных экстремумов.

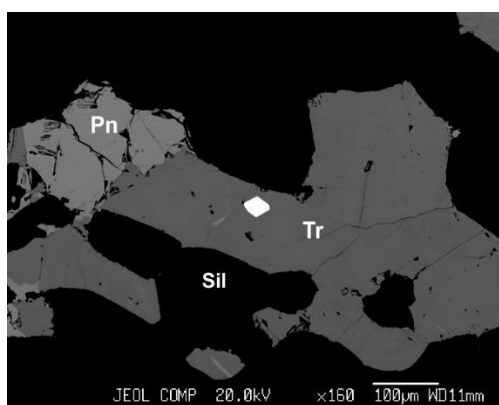
Сульфидные минералы в рудах представлены, главным образом, пентландитом, халькопиритом, в переменных количествах присутствует троилит. В этом заключается отличие от руд, обнаруженных на поверхности массива, где халькопирит и моносulfиды железа присутствовали в минимальном количестве. Для пентландита характерно присутствие примеси Co (до 1.5 мас. %) и, иногда, Cu (до 5 мас. %).

Наблюдаемые структуры первичных сульфидов отражают процесс отделения несмесимого сульфидного расплава в ходе магматической эволюции комплекса.

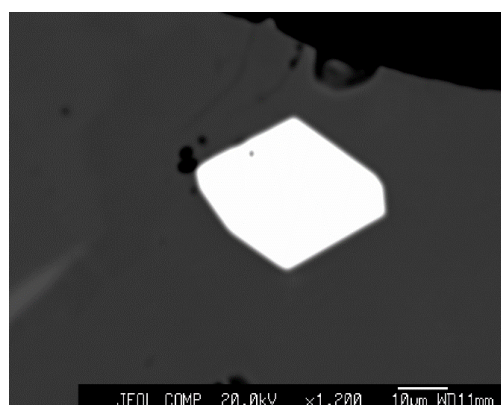
К настоящему времени в рудах массива Медек установлено более 20 различных видов МПГ [1; 14; 15; 16]. В изученных нами в 2020 году горизонтах были обнаружены омейит ($\text{Os}_{0.7}\text{Ru}_{0.2}\text{Fe}_{0.1}\text{As}_2$), фрудит (PdBi_2), надреттит ($\text{Pd}_{1.8}\text{Cu}_{0.2}\text{Sb}_{0.99}$), висмутотеллуриды

палладия (майченерит и меренскиит). Для меренскиита характерной примесью является Ni, содержания которого достигают 4 мас. %, и его состав отвечает формуле $Pd_{0.8}Ni_{0.2}Te_2$. Ни одного собственного минерала платины в изученных образцах обнаружено не было, что также отличает эти руды от ранее изученных, в которых одним из главных минералов являлся сперрилит.

Минералы платиновой группы (МПГ) локализованы в троилите и халькопирите (омейит и фрудит, соответственно) (Рисунок 4), на границе сульфид-силикат (налдреттит) и в сростании с водосодержащими силикатами внутри сульфидных агрегатов (висмутотеллуриды палладия) (Рисунок 5). Размеры МПГ изменяются от субмикронных до 20-80 мкм, они образуют мономинеральные выделения и сложные многофазные сростания. Наиболее крупные зерна характерны для майченерита.

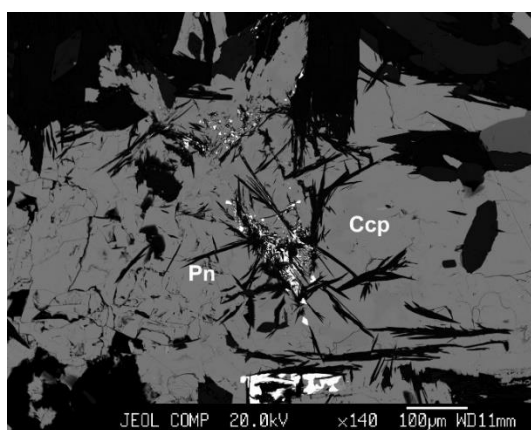


а

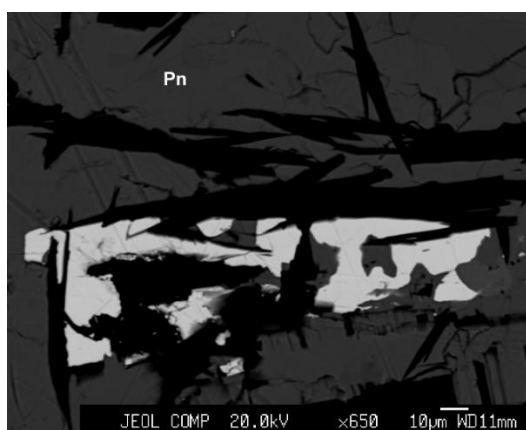


б

Изображение в обратно-рассеянных электронах.
Рисунок – 4 Идиоморфное зерно омейита в троилите



а



б

Изображение в обратно-рассеянных электронах (а) внутри сростка пентландита и халькопирита наблюдаются тонкие пластинки хлорита (черное); (б) крупные зерна майченерита в сростках с халькопиритом внутри агрегата хлорита (фрагмент рисунка 5а).

Рисунок 5 – Агрегаты майченерита (белое) в сульфидах

Кроме сульфидных минералов и МПГ в изученных рудах присутствуют сульфоарсениды Ni и Co (кобальтин-герсдорфит с повышенными содержаниями Pd), никелин, минералы серебра (гессит и цервеллеит (Ag_4TeS)), алтаит (PbTe), незазванный теллурид висмута (Bi_4Te_3), апатит, ураноторианит ($(\text{Th,U})\text{O}_2$). Интересно, что ранее оксиды тория (торианит и ураноторианит) были обнаружены и в других неопротерозойских платиноносных интрузиях юга Сибири – Кингаш и Токты-Ой [17; 18].

Условия образования платинометалльного оруденения и факторы, контролирующие его размещение По текстурно-структурным взаимоотношениям и композиционным особенностям минералов платиновой группы и сульфоарсенидов Co и Ni можно выделить три ассоциации: 1) омейит-андуоитовую, 2) фрудит-меренскит-майченеритовую и 3) кобальтин-герсдорфитовую с повышенными содержаниями палладия.

Как отмечалось выше, минералы платиновой группы присутствуют в рудах, главным образом, внутри сульфидов, или в краевых частях - на границе с силикатами. Структурные взаимоотношения минералов омейит-андуоитовой группы с сульфидами предполагают, что они имеют скорее магматическую, чем гидротермальную природу.

Существование богатого As расплава, насыщенного ЭПГ было продемонстрировано экспериментально [19], а также наблюдалось в природных объектах [20]. Расплав, обогащенный As, может быть важным коллектором благородных металлов, даже в присутствии несмешивающегося сульфидного расплава [21; 22].

Образование висмутотеллуридов палладия происходило в диапазоне температур 700-500 °C. Так температура кристаллизации меренскита понижается с изоморфным вхождением в структуру Bi вместо Te от 740°C до 500 °C, а синтетический майченерит не стабилен при температуре выше 500 °C [23].

Расчет температур образования минералов серии кобальтин-герсдорфит, сделанный на основе их составов [24], свидетельствует о температурах образования в диапазоне 500-600 °C, ядра, обогащенные элементами платиновой группы, кристаллизовались, вероятно, при более высоких температурах.

Анализируя новые и ранее полученные данные по минералого-геохимическим особенностям рудовмещающих пород и минеральным ассоциациям малосульфидного платинометалльного оруденения массива Медек, можно выделить следующие основные факторы, контролирующие его размещение: 1) литологический (приуроченность к верлитам); 2) магматический (пикритовый тип магмы); 3) минералого-геохимический (отделение несмесимого сульфидного расплава в ходе кристаллизации материнской магмы); 4) физико-химический (флюидный режим). Роль процессов контаминации в образовании оруденения требует дальнейшего изучения.

1.2 Изучение состава литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции

1.2.1 Изучение состава литосферной мантии под трубкой Обнаженная

На основе изучения мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Куойкское кимберлитовое поле, северо-восток Сибирского кратона) (более 100 образцов) были выделены три основные группы пород, представляющие литосферную мантию в районе трубки Обнаженная:

1. Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты - т.н. магнезиальная группа (~ 75-80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

2. Эклогиты и гранатые клинопироксениты (~ 10-15%);

3. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % от общего числа ксенолитов).

Выполнено петрографическое описание пород, изучен химический, микроэлементный и изотопный состав и сделаны генетические выводы.

А – группа: Магнезиальная группа пород включает в себя породы перидотитового и пироксенитового состава и характеризуется широкими вариациями химических составов. Для гарцбургитов на основании высокого содержания MgO (37-43 мас. %), узких вариаций состава оливина ($Mg\# = 91-92$; $NiO = 0.35-0.45$ мас. %) и ортопироксена ($Mg\# = 92-93$) была предложена гипотеза реститового происхождения [25; 26]. По химическому составу оливины совпадают с «мантийным трендом» оливинов из литосферной мантии [27]. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}O$ оливинов из образцов магнезиальной группы соответствует интервалу значений, принятых для минералов мантийного происхождения (5.1-5.4‰) [28]. В пользу данной гипотезы свидетельствует и распределение элементов платиновой группы и рения - для образцов с наименьшим содержанием клинопироксена (до 10-15%) наблюдается уменьшение нормированных концентраций элементов от Os и Ir к Pt, Pd и Re.

Для перидотитов с высокой концентрацией осмия было предположено реститовое происхождение [29; 30]. Метасоматирующие агенты были обогащены кальцием и щелочами, а также элементами группы HFSE. Было отмечено, что во флогопит-амфиболовых парагенезисах состав граната значительно не изменяется и мало отличается от граната в образцах без метасоматических изменений. Распределение редкоземельных элементов в гранатах в целом соответствует коэффициентам распределения элементов гранат-базальтовый расплав с постепенным увеличением от La к Yb – так называемое «нормальное» распределение [31].

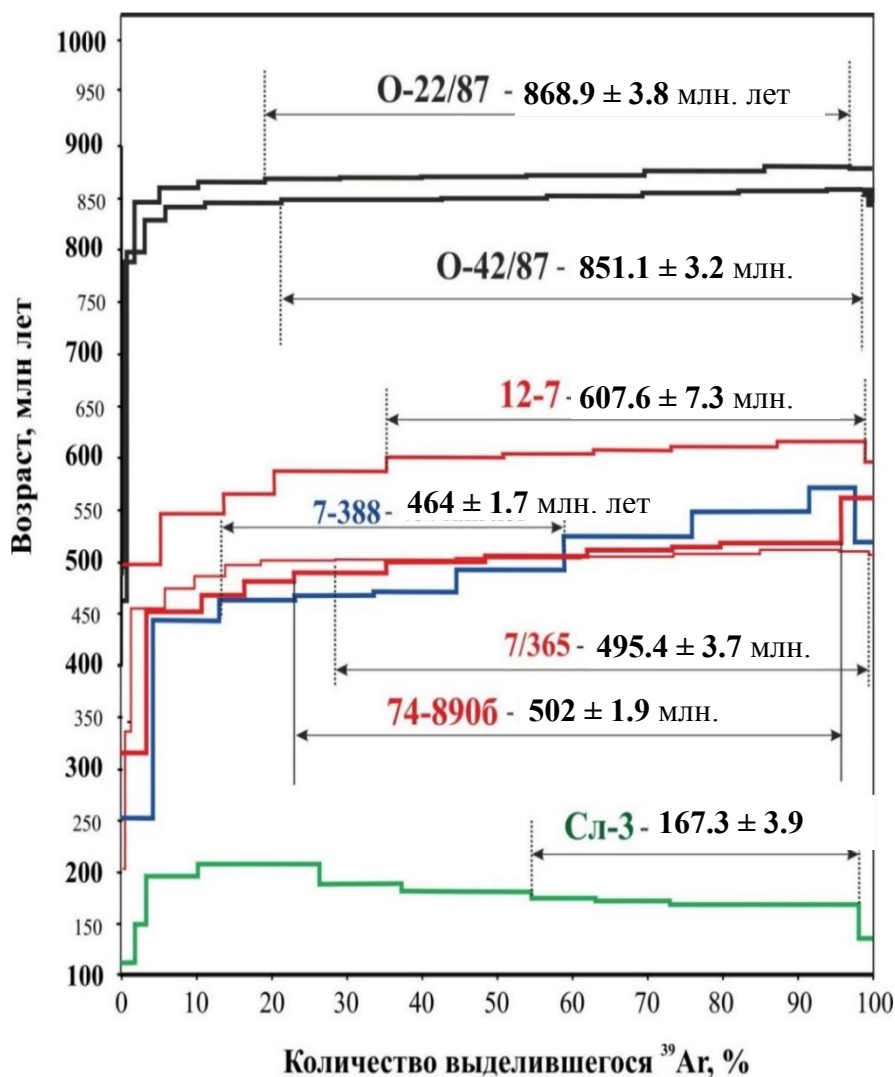
В образовавшихся по пироксенам амфиболах наблюдаются повышенные содержания Ba, Nb+Ta, а также общее повышение концентраций элементов HFSE и REE. На диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ [32] полученные нами данные попадают в область метасоматоза, производимого расплавами силикатного состава. Возраст метасоматических преобразований магнезиальной группы по $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам флогопита был оценен ~ 1.7 млрд. лет. Косвенным свидетельством воздействия метасоматизирующих расплавов является характер распределения PGE и Re для образцов с относительно высоким содержанием клинопироксена (15-25%). Данный тип характеризуется субгоризонтальным спектром, близким к линии примитивной мантии, что может отражать воздействие астеносферных расплавов и обогащение рением.

Б – группа: Эклогиты и гранатые клинопироксениты. Породы характеризуются двуминеральным составом и средне-крупнозернистой порфиробластической структурой. Гранаты слагают округлые порфиробласты размером до 7-10 мм. Клинопироксен темно-зеленого цвета образует ксеноморфные выделения. Для данной группы пород характерно присутствие реликтовых мегакристаллов (1-6 см) клинопироксена с пластинчатыми структурами распада граната в средне-мелкозернистой матрице из граната и клинопироксена.

Гранаты из эклогитов и клинопироксенитов отличаются от гранатов из магнезиальной группы более высоким содержанием CaO и FeO ($Prp_{40-62} Alm_{30-22} Grs_{30-10}$). Клинопироксениты отличаются пониженной магнезиальностью (91-84), а также пониженным содержанием кальция (16-18 мас. %). Высокое содержание жадеитового компонента в клинопироксене ($NaAl[Si_2O_6]$ - 25-32%) позволило отнести данную группу пород к эклогитам.

В – группа: Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % ксенолитов). Породы представлены в основном флогопит-ильменитовыми гипербазитами (вебстеритами, ортопироксенитами, клинопироксенитами), также в эту группу включены глиммериты (слюдиты) с высоким содержанием флогопита и деформированные Phl-Amph-Ilm породы. Флогопит присутствует в виде крупных правильных пластинок (порфировых выделений), а также неправильных ксеноморфных зерен, в некоторых образцах замещает пироксены и другие минералы под влиянием обогащенных калием и летучими остаточных флюидов-расплавов. Ильменит развит в виде мелких выделений, а также структур распада во флогопите. Отдельная группа пород представлена амфибол-флогопитовыми парагенезисами с высоким содержанием флогопита. Флогопит образует крупные (до 2 мм) изогнутые пластинки с признаками интенсивной деформации, амфибол представлен розетковидными выделениями и является

по составу К-рихтеритом. Минералы Phl-Ilm группы имеют более низкую магниальность (Mg#), содержат существенно больше TiO₂, FeO и меньше Cr₂O₃ по сравнению с минералами из пород других групп. Флогопит-ильменитовые парагенезисы кристаллизовались из более высококальциевых, железистых и титанистых расплавов-флюидов. Полученные датировки безгранатовых пород с ксеноморфными выделениями флогопита составляют 870-850 млн. лет (Рисунок 6), что соответствует времени распада суперконтинента Родиния [33]. Возраст гранат-содержащих парагенезисов составляет 604-502 млн. лет, что соответствует возрасту даек Молодинского роя [34]. Флогопит из близкого по петрографическому типу ксенолита трубки Слюдянка (образец Сл-3) был датирован 167 млн. лет, что соответствует возрасту трубок Куйокского поля [35]. Вероятно, эта группа пород кристаллизовалась в зонах глубинных разломов и связана с влиянием кимберлитовых расплавов.



(обр. O-22/87, O-42/87 – безгранатовые Phl-Ilm гипербазиты; 12-7 и 7-365 – интенсивно гранатизированные Phl-Ilm лерцолиты; обр. Сл-3 – деформированная Phl-Amph порода).

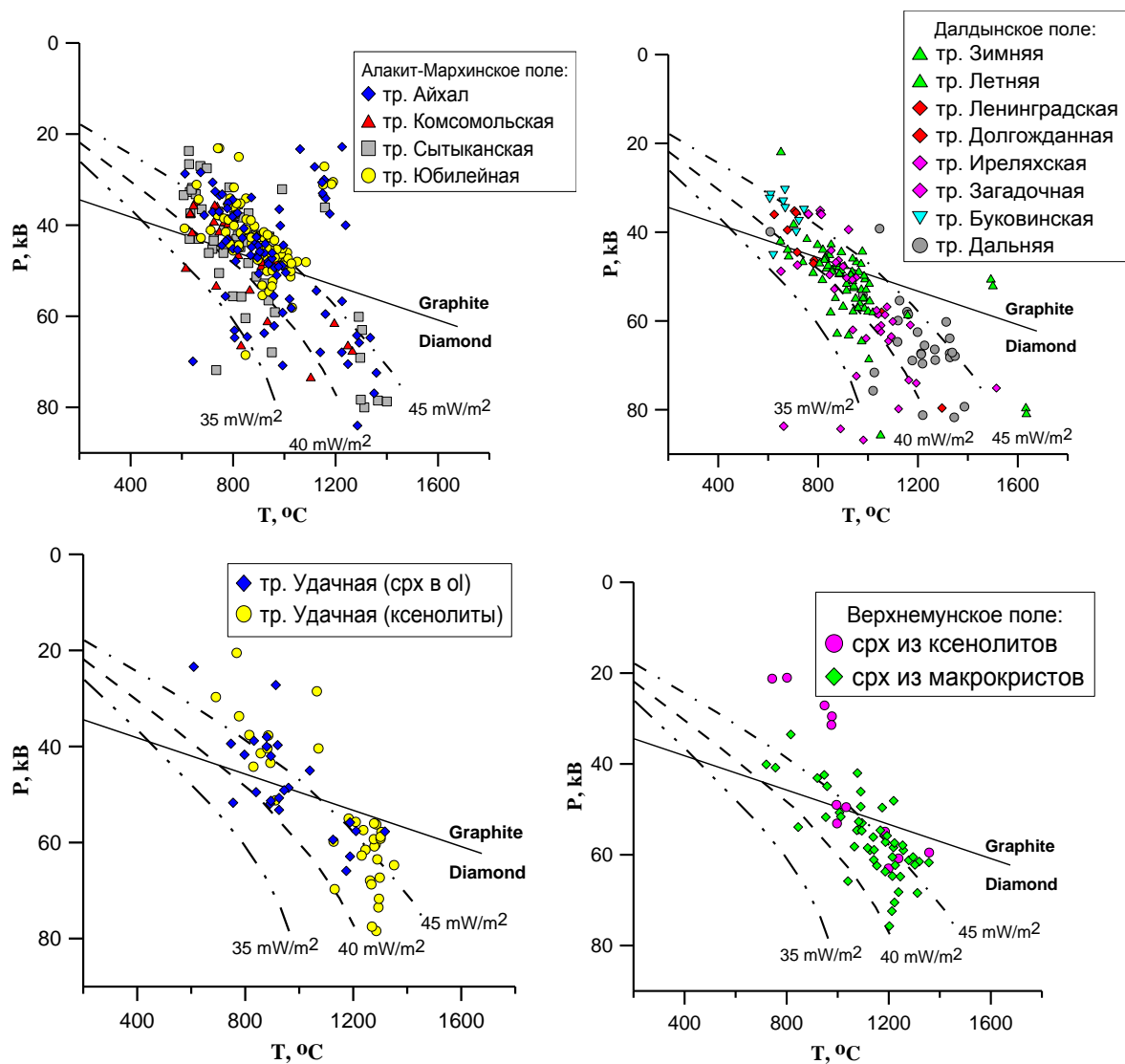
Рисунок 6 - Возраст флогопитов, полученный методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования в ксенолитах Phl- Ilm серии

Для пород литосферной мантии Сибирского кратона предполагается реститовое происхождение и дальнейшее неоднократное преобразование метасоматизирующими расплавами астеносферного происхождения.

1.2.2 Сравнение литосферных разрезов в координатах P-T параметров при кристаллизации мантийных парагенезисов пород под разными кимберлитовыми полями Якутской провинции

На основе представительной коллекции зерен клинопироксена, отобранных из тяжелой фракции кимберлитов из разных полей Якутской кимберлитовой провинции, выполнен расчет P-T параметров кристаллизации мантийных Crx-содержащих пород (используя мономинеральный пироксеновый термобарометр [36; 37]). Построены P-T диаграммы для разрезов литосферной мантии под соответствующими полями (в том числе, Куранахским, Ары-Мастахским, Дюкенским, Староречинским, Куойкским, Чомурдахским, Верхнемунским, Далдынским и Алакит-Мархинским). Диаграммы демонстрируют существенные различия литосферной мантии под северными и южными кимберлитовыми полями: для южных полей подавляющее большинство фигуративных точек P-T параметров расположены в поле устойчивости кристаллизации алмаза (Рисунок 7), в то время как для северных полей типична противоположная картина, - доминирующая часть точек P-T параметров попадает в поле устойчивости графита (Рисунок 8). Исключение представляет Хорбусуонское поле, заметная часть (около 30%) макрокристов клинопироксена из которого имеют составы относительно высокобарного парагенезиса в поле устойчивости кристаллизации алмазов. Соответствующие глубины литосферной мантии, из которых был захвачен обломочный материал восходящим кимберлитовым флюидом, могут быть оценены (судя по P-T параметрам), как составляющие для южных полей 60-240 км, для северных – 60-180 км (для Хорбусуонского – до 200 км).

При контрастном различии диаграмм для северных и южных полей почти каждое из полей внутри этих двух групп характеризуется менее контрастным, но заметным различием в распределении точек P-T параметров. P-T параметры для клинопироксенов из Верхнемунского поля соответствуют области более высоких значений геотермы, рассчитанной по модели [38] – примерно от 40 mW/m² и выше, в то время как для Далдынского и Алакит-Мархинского полей значения P-T параметров захватывают более широкую область, начинающуюся от 35 mW/m² и выше. P-T параметры для литосферы под Далдынским полем по сравнению с Алакит-Мархинским оказываются в целом более высокобарными. При этом P-T параметры для литосферы под разными трубками, кустами трубок одного и того же поля, характеризуются заметными отличиями, что свидетельствует скорее о локальной неоднородности литосферы в пределах каждого из этих полей.



Линии геотерм на диаграммах показаны по [38].

Рисунок 7 - P-T диаграммы, построенные по мономинеральному клинопироксеновому термобарометру [36] для южных кимберлитовых полей

Более горячая геотерма под северными полями мезозойского возраста объясняется [39] тем, что на севере Сибирского кратона литосферная мантия была разогрета пермь-триасовым плюмом (250 млн лет), при этом произошла эрозия литосферной мантии. Однако, возможно, что утоненная литосфера на краю кратона является типичной для всех кратонов и, соответственно, горячая геотерма обусловлена близостью разгоряченной астеносферы.

P-T параметры формирования пород литосферной мантии, рассчитанные по мономинеральному клинопироксеновому термобарометру [36] для всех южных алмазодносных полей, заметным образом отличаются от параметров, характерных для северных полей Сибирского кратона, и соответствуют для южных полей глубинам литосферы 50-240 км, а для северных полей - 30-120 км.

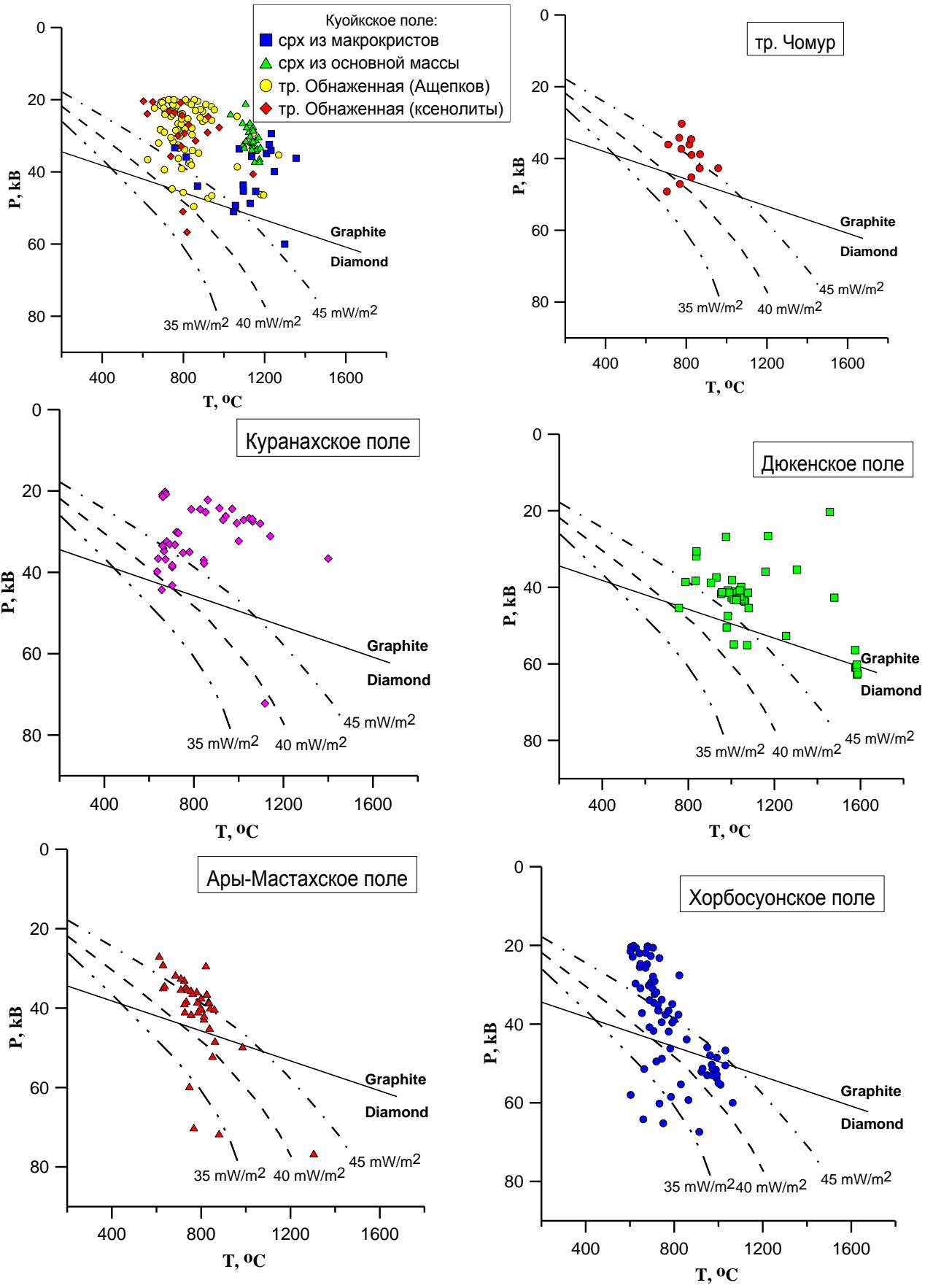


Рисунок 8 - P-T диаграммы, построенные по мономинеральному клинопироксеновому термобарометру [36] для северных кимберлитовых полей

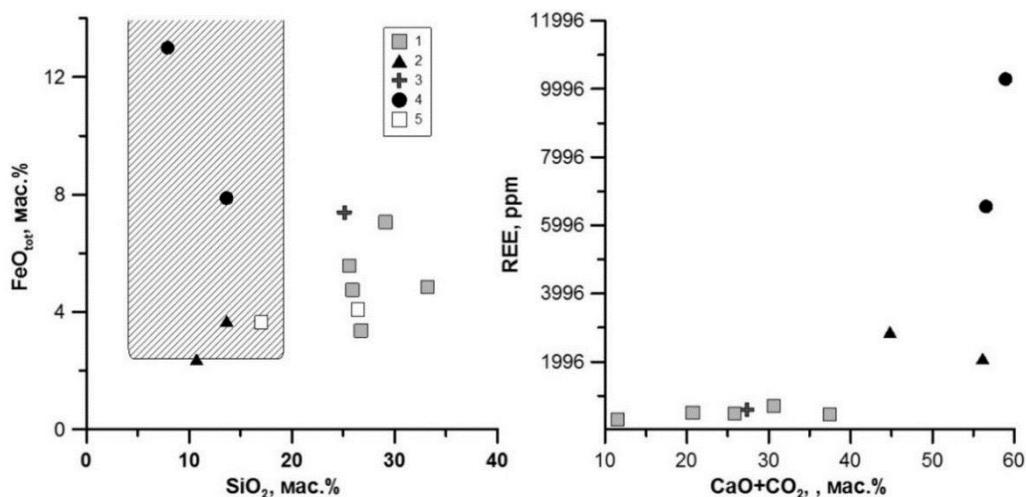
Локальная неоднородность литосферной мантии заключается в установленном своеобразии состава граната и клинопироксенов из мантийных пород под каждым из исследованных кимберлитовых полей, что предопределило разные P-T параметры их кристаллизации. Исключением для северных полей является Хорбусуонское, в тяжелой фракции минералов из кимберлитов которого были обнаружены значительное число зерен клинопироксена и хромшпинелидов, состав которых соответствует дунит-гарцбургитовому парагенезису.

1.2.3 Корреляция кимберлитового и карбонатитового магматизма севера Якутской провинции (Прианабарье)

Были детально изучены карбонатитоподобная порода дайки, находящейся в кимберлитовой трубке Айхал, а также карбонатитовые и кимберлитовые брекчии, выполняющих трубки участка Номохтоох Староречинского поля, проанализирован их химический, редкоэлементный, минеральный состав. Также был проведен анализ пространственной локализации карбонатитовых тел в пределах распространения кимберлитов в Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), сравнение возрастов формирования кимберлитов и карбонатитов.

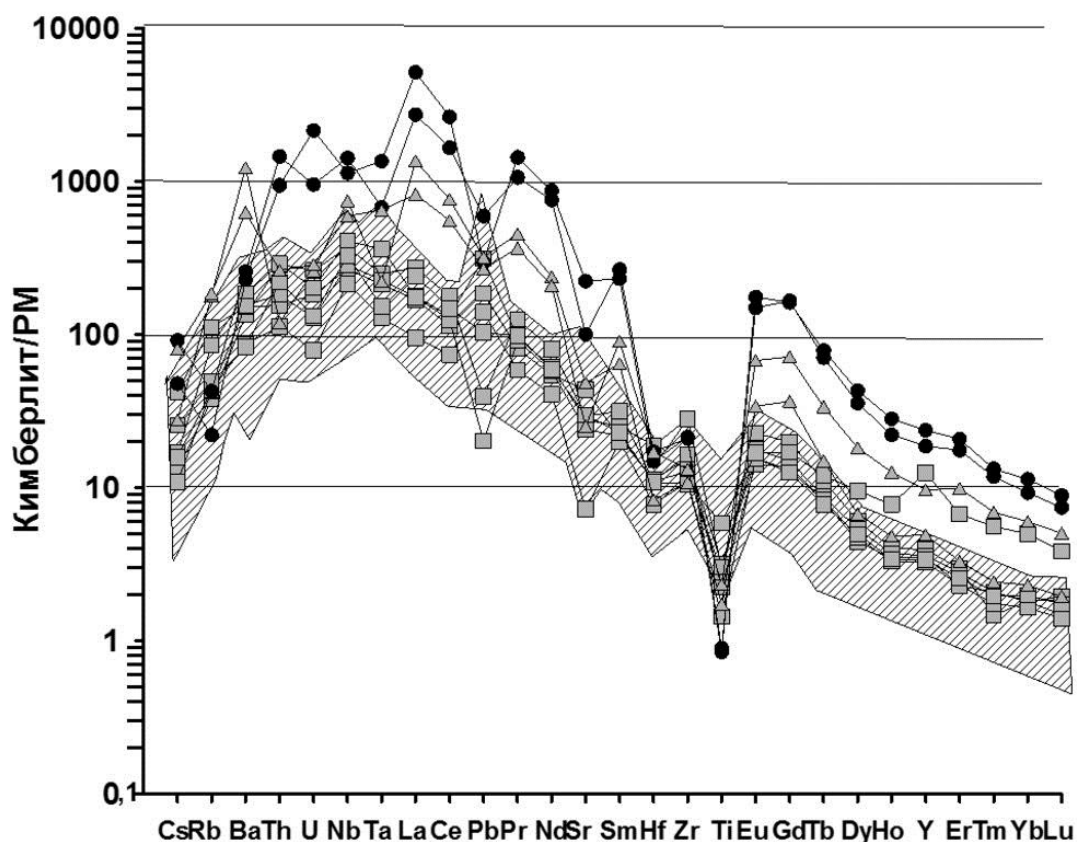
Карбонатитоподобная порода дайки содержит типичные для карбонатитов минералы – монацит, бадделеит, пироклор. По высокому содержанию и распределению некогерентных элементов порода заметным образом отличается от кимберлитов и соответствует переходной разновидности от кимберлитов к карбонатитам. Уровень концентрации некогерентных элементов в породе из дайки трубки Айхал значительно ниже (в 3-5 раз), чем в карбонатитовых брекчиях, выполняющих трубки Староречинского кимберлитового поля ЯКП (участок Номохтоох) (Рисунок 9, 10).

Существуют четкие различия в особенностях локализации карбонатитов в южной алмазоносной и северной с убогой алмазоносностью субпровинциях ЯКП. В южной части ЯКП типичные карбонатитовые тела (массивы) отсутствуют, то северная часть, можно сказать, изобилует ими. Кимберлитовые поля Прианабарья окружены с востока и запада пятнадцатью формациями ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК) с крупными карбонатитовыми массивами [40]. При этом один из массивов - Мальджангарский находится в непосредственной близости Лучаканского и Берегендинского кимберлитовых полей. Также в Орто-Ыаргынском и Староречинском (участок Номохтоох) кимберлитовых полях Прианабарья наряду с кимберлитовыми трубками находятся и карбонатитовые трубки [41; 42]. Предполагается [42; 43], что под участком Номохтоох Староречинского поля находится не выходящий на поверхность карбонатитовый массив.



Условные обозначения: 1 – кимберлиты из трубки Айхал; 2 -карбонатитоподобная порода из дайки трубки Айхал; 3 – кимберлитовые брекчии из трубки участка Номохтоох Староречинского поля; 4 - карбонатитовые брекчии из трубок участка Номохтоох Староречинского поля; 5 – средние составы кимберлитов из центра и северо-восточной части трубки Айхал по данным Илупина и др. [47]. Заштрихованное поле – область значений состава для карбонатитовых брекчий по В.К. Маршинцеву [42].

Рисунок 9 - Графики состава кимберлитов и карбонатитов из трубки Айхал и Номохтоохского участка Староречинского поля



Подписи см. на рисунке 9. Заштрихованное поле – область составов для алмазных кимберлитов ЯКП [48].

Рисунок 10 - Спайдер-диаграммы распределения некогерентных элементов для кимберлитов и карбонатитоподобной породы из трубки Айхал и из карбонатитовых брекчий участка Номохтоох Староречинского поля

U-Pb возраст кимберлитовых и карбонатитовых трубок Прианабарья, в том числе, из Староречинского (участок Номохтоох) и Орто-Баргынского полей, определенный по перовскитам и цирконам, практически совпадает и соответствует верхней юре (варьирует в интервале 150-161). [35; 44; 45; 46].

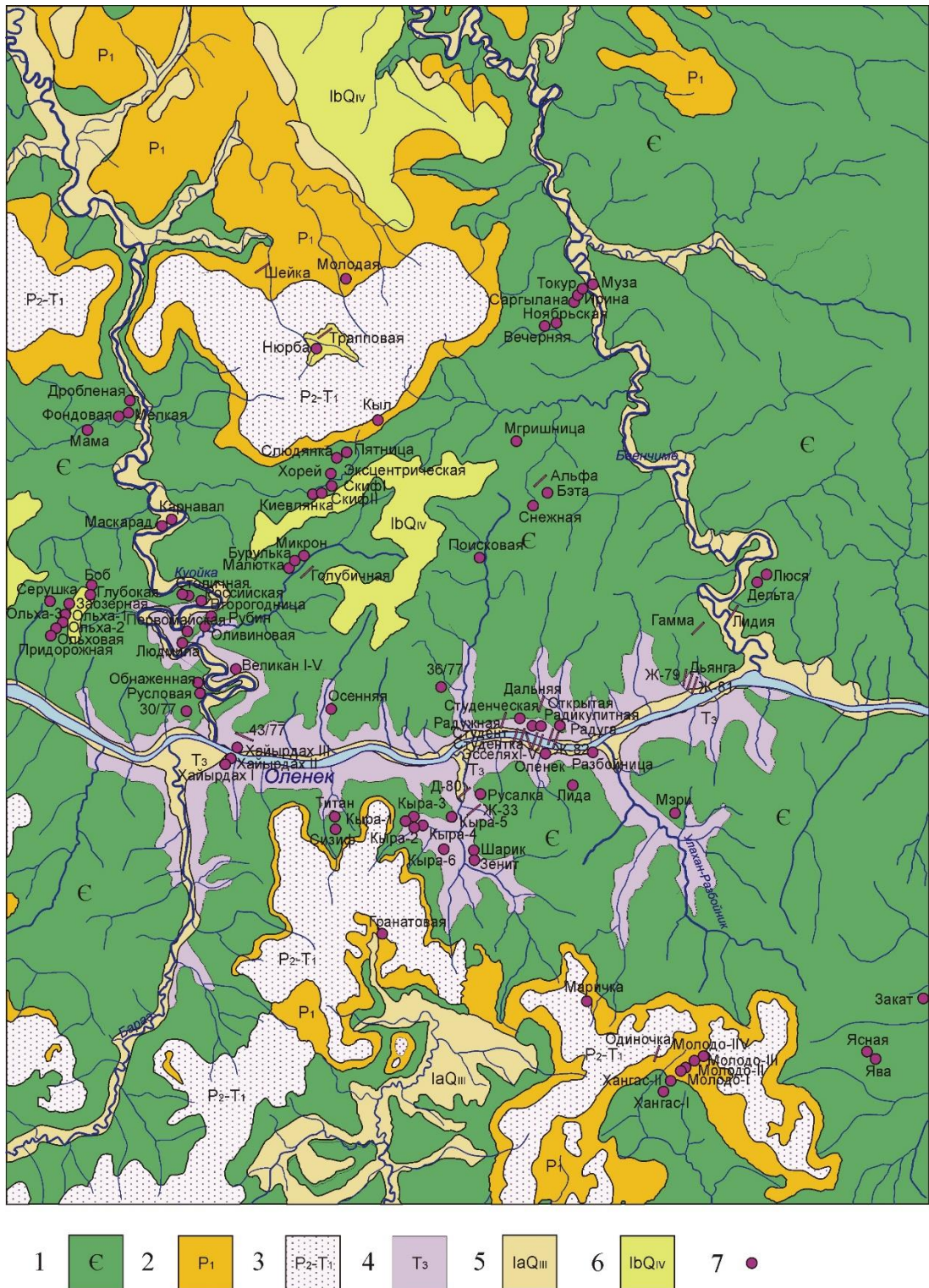
Таким образом, для классических алмазоносных кимберлитов, получивших развитие в центральной части Сибирского кратона, связь с карбонатитами, по всей видимости, отсутствует. Для неалмазоносных (или с убогой алмазоносностью) кимберлитов, расположенных в пределах северной окраины кратона), такая связь, вероятно, существовала.

1.2.4 Изучение неоднородности литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции (Куойкское, Чомурдахское и Огонер-Юряхское поля) по данным минералогической паспортизации кимберлитовых трубок

При проведении минералогической паспортизации для 27 кимберлитовых трубок Куойкского поля (северо-восток Сибирского кратона, Оленекское поднятие) был изучен химический состав гранатов из тяжелой фракции кимберлитов. Куойкское кимберлитовое поле располагается в бассейне реки Оленек. Согласно геолого-тектонической схеме Сибирского кратона по О.М. Розену [49], поле располагается на территории Биректинского террейна. В пределах Куойкского поля выделено около 70 трубок и даек. Возраст кимберлитовых трубок оценивается как нижнемеловой - верхнеюрский [35; 50; 51; 52; 53]. Все изученные кимберлитовые тела были разделены на ряд групп, территориально размещенных в разных участках Куойкского поля. Каждая группа вмещает только пространственно-сближенные трубки (Рисунок 11). Выделены следующие группы тел:

- 1) Северо-восточная – трубки Муза, Токур, Ирина, Ноябрьская, Вечерняя;
- 2) Восточная – Люся, Жила 79, Дьянга, Жила 87/2, Жила Радужная;
- 3) Северо-западная, центральная – Нюрба, Слюдянка, Пятница, Хорей;
- 4) Северо-северо-западная – Заозерная, Глубокая, Серая;
- 5) Западная – Российская, Второгодница, Водораздельная, Рубин, Оливиновая, Обнаженная, Русловая;
- 6) Южная – Титан, Зенит, Гранатовая.

Было проведено около 1500 химических анализов граната из кимберлитов различных трубок Куойкского поля. Данные были разделены на парагенетические группы [54]: 1 - Эклогитовый; 2 - Эклогитоподобный (коровый); 3 - Дунит-гарцбургитовый, (низкохромистый); 4 - Дунит-гарцбургитовый (высокохромистый); 5 - Пироксенит-вебстеритовый; 6 - Лерцолитовый (среднехромистый); 7 - Лерцолитовый (высокохромистый); 8 - Верлитовый; 9 - Дунит-гарцбургитовый (алмазоносный).



1 - Кембрийская система (известняки, мергели, глины, доломиты); 2 - Пермская система (песчаники, аргиллиты, гравелиты); 3 - Пермская - триасовая система (базальты, долерито-базальты, туфы); 4 - Триасовая система (алевролиты, песчаники, известняки); 5 - Четвертичная система (озерно-аллювиальные отложения); 6 - Четвертичная система (современное звено); 7 - кимберлитовые тела.

Рисунок 11 - Геологическая схема Куойкского поля (геологическая карта масштаба 1:500 000 лист R-51-A с упрощениями и уточнениями)

Графики Cr_2O_3 -CaO в гранате демонстрируют наличие двух разных направлений трендов состава: 1) лерцолит-верлитовое - достаточно крутое, упирающееся в границу с

верлитовым парагенезисом и пересекающее ее и 2) стандартное лерцолитовое, полностью укладываемое на графиках Н.В. Соболева [55] в границы лерцолитового парагенезиса. В Куойкском поле доминируют трубки, в которых составы граната характеризуются типичным лерцолитовым направлением тренда. Из 22 изученных трубок четкое лерцолит-верлитовое направление составов граната установлено только в пространственно сближенных трех трубках из Северо-восточной группы (в трубках Муза, Токур и Ирина) и менее четкое - в четырех трубках Восточной группы (в кимберлитовых телах Жила 87/2, Жила 79, Дьянга, Радужная). Трубка Гранатовая, включенная в Южную группу и гранаты которой также демонстрируют лерцолит-верлитовый тренд, расположена в пограничной зоне между Куойкским и Молодинским полями и, скорее всего, она территориально относится к Молодинскому полю. Остальные изученные трубки Куойкского поля содержат гранаты со стандартным, классическим, характерным для подавляющего числа кимберлитовых тел Якутской провинции лерцолитовым трендом. Таким образом, восточная зона Куойкского поля, в которую входят две группы трубок Северо-восточная и Восточная, является аномальной по наличию гранатов, которые характеризуются повышенным содержанием Cr_2O_3 и трендом необычного лерцолит-верлитового направления.

По Н. С. Тычкову с соавторами [56], происхождение аномального тренда в гранатах связано с метасоматическим воздействием пермо-триассового траппового магматизма на литосферную мантию. Мы не можем согласиться с этим утверждением, поскольку оно не может объяснить факт высокой хромистости гранатов и даже наличия гранатов с кноррингитовым алмазоносным миналом, что в целом не характерно для Куойкского поля. Мы предполагаем, что имеет место первичная неоднородность литосферной мантии, которая сохранилась с момента ее становления в архее-протерозое до настоящего времени.

Огонер-Юряхское поле находится в среднем течении р. Оленек и представлено двумя локальными по площади участками, расположенными на расстоянии примерно в 100 км друг от друга. На левом берегу р. Оленек участок представлен четырьмя трубками – Петроградская, Василеостровская, Балтийская и Фестивальная. На правом берегу рядом исследователей к Огонер-Юряхскому полю была отнесена группа трубок, в том числе самая крупная трубка Якутской провинции Аэрогеологическая (вместе с другими близлежащими трубками Сестра-19 и Сестра-25). Для данного поля определения возрастных датировок единичны [53], но укладываются в возрастной интервал 409-453 млн. лет. В трубках Огонер-Юряхского поля доминирует пироксенито-вебстеритовый парагенезис гранатов. Судя по графикам Cr_2O_3 - CaO, все составы гранатов приурочены к лерцолитовому тренду.

Гранаты алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса отсутствуют, или обнаруживаются в единичных случаях.

К Чомурдахскому кимберлитовому полю относятся трубочные и жильные тела, расположенные в среднем течении р. Оленек, в южной части Среднеоленинского района (на территории бассейна левого притока р. Оленек Чомурдаах, а также на примыкающей к этому району площади правого берега р. Оленек). Нами изучен состав граната из следующих кимберлитовых тел: трубки Чомур, Светлая, Снежная, Дружба, Ильменитовая (Уральская), Олимп, дайка Перевальная. Для трубок данного поля характерны палеозойские Rb-Sr датировки 448-370 млн. лет [53]. Максимальное количество граната из тяжелой фракции кимберлитов разных трубок принадлежит эклогитовому и пироксенито-вебстеритовому парагенезисам. Эклогитовый парагенезис характерен для трубки Уральская и дайки Перевальная, а пироксенито-вебстеритовый – развит в трубках Чомур, Дружба, Алла, Олимп, Светлая и Снежная. Для всех кимберлитовых тел Чомурдахского поля характерно очень низкое содержание, или полное отсутствие граната алмазоносного парагенезиса. Особенностью составов гранатов из практически всех трубок Чомурдахского поля (исключение из числа изученных кимберлитовых тел представляет трубка Уральская) является высокий процент зерен с высоким содержанием TiO_2 (от 50 до 100% с содержанием более 0.4 % TiO_2). На графиках $MgO/(MgO+FeO) \times 100 - TiO_2$ наблюдаются два тренда - низкомагнезиальный (субвертикальный или демонстрирующим прямую корреляцию) и высокомагнезиальный тренд (демонстрирует обратную корреляцию).

Таким образом, уникальная особенность состава гранатов практически из всех трубок Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей - доминирование зерен с высоким содержанием TiO_2 (>0,4 % TiO_2), что свидетельствует о локальной неоднородности литосферной мантии под этими полями, обусловленной проявленными здесь метасоматическими процессами, вызванными активизацией астеносферного источника.

Раздел 2 Магматические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса

2.1 Реконструкция процессов формирования офиолитовых комплексов Восточного Саяна и Монголии

2.1.1 Геохимия и генезис офиолитов Восточного Саяна

Изучен минеральный состав, геохимия и Nd-изотопная систематика пород офиолитового комплекса Восточного Саяна, которые являются наиболее древними 1020 млн. лет, [57] в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Их фрагменты надвинуты на раннедокембрийскую Гарганскую глыбу Тувино-Монгольского микроконтинента и включают все члены офиолитовой последовательности – мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты, комплекс параллельных даек и вулканиты.

Мантийная секция офиолитов Восточного Саяна представлена Хара-Нурским и Улан-Сарьдагским массивами. Они состоят из метаперидотитов и по периферии – серпентинитов и тальк – карбонатных пород. В Хара-Нурском массиве присутствует блок первичных гарцбургитов.

Метаперидотиты представлены минеральной ассоциацией (оливин + тальк + тремолит + хлорит), равновесной при $T \sim 500-650^\circ\text{C}$. Шпинели двухфазны: зональное ядро алюмохромита окружено каймой феррихромита. Центры наиболее крупных зерен, по сравнению с шпинелями гарцбургитов, имеют такую же хромистость, но более низкую $Mg\#$ и более высокие содержания MnO , ZnO . Оливин содержит включения серпентина, карбоната, Cr-магнетита, характеризуется широкими вариациями $Mg\#$ и содержаниями NiO и MnO , что свидетельствует об его метаморфической природе. Петрографические особенности и составы оливина, шпинели, тремолита указывают на проградный характер метаморфизма, то есть образовании метаперидотитов из серпентинитов, вероятно, в результате теплового воздействия внедрявшихся тоналитов сумсунурского комплекса.

В серпентинитах присутствует минеральная ассоциация (антигорит (>50%) + вторичный оливин + вторичный диопсид + хлорит), равновесная при $T \sim 400-500^\circ\text{C}$. По данным рентгеноструктурного анализа серпентин представлен антигоритом с незначительной примесью лизардита. Тальк-карбонатные породы могли образовываться при тех же и более низких температурах в результате реакции оливин+тремолит + H_2O + $CO_2 \rightarrow$ тальк + магнезит. Шпинели преобразованы до Cr-магнетита. Наиболее крупные зерна сохраняют участки Cr-Al шпинели и феррит-хромита, которые имеют такой же состав, как в метаперидотитах. В породах присутствует низкотемпературные виоларит, миллерит, пирит, которые часто развиваются вокруг шпинели. Серпентиниты и тальк-

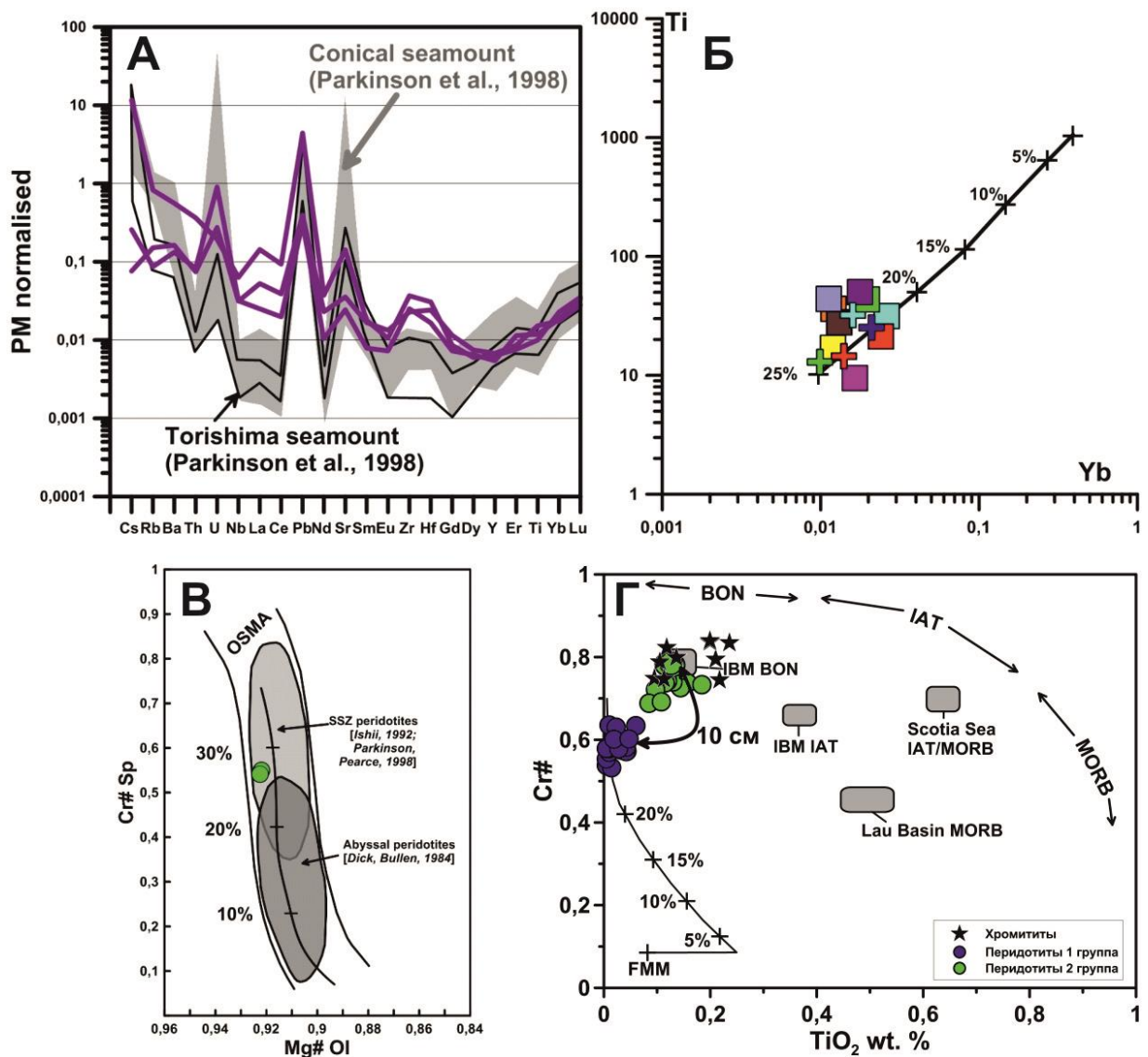
карбонатные могли образоваться по метаперидотитам под воздействием гидротермальных растворов.

Гарцбургиты Хара-Нурского массива имеют характерные для реститовых перидотитов структуры с признаками взаимодействия с расплавом. Оливины не имеют включений минералов, в крупных зернах ортопироксена присутствуют клинопироксеновые структуры распада. Шпинели не имеют метаморфической зональности. Аллюмохромит, оливин и ортопироксен имеют составы, характерные для надсубдукционных перидотитов. Гарцбургиты и метаперидотиты по содержанию петрогенных элементов соответствуют составам надсубдукционных перидотитов, по [58]. Распределение редких элементов в гарцбургитах имеет V-образную форму, характеризуется обогащением LILE и обедненностью HREE, более высокими содержаниями L-MREE относительно HREE, положительными аномалиями Pb, Sr, Zr, Hf и отрицательной – Nb (Рисунок 12 А). Отсутствие в метаперидотитах обогащения LILE относительно REE, вероятно, обусловлено выносом этих элементов при десерпентинизации пород.

Гарцбургиты и метаперидотиты имеют геохимические признаки взаимодействия с расплавами: повышение хромистости шпинели с одновременным ростом содержания TiO_2 в метаперидотитах, близких к хромитовым жилам (Рисунок 12 Г); более сильное обогащение L-MREE и Zr-Hf, по сравнению с надсубдукционными перидотитами (Рисунок 12 А); изменение спектров распределения ЭПГ и Re от характерных для реститовых перидотитов до близких к примитивной мантии. Кроме того, в массивах присутствуют пироксенитовые жилы, образующиеся при взаимодействии перидотит-расплав. Распределение ЭПГ и Re и в пироксенитах и контактирующих метаперидотитах начинает приближаться к распределению в бонинитовых расплавах.

В метаперидотитах присутствуют массивные и вкрапленные хромититовые руды прожилковой формы мощностью до 10 см. Шпинели хромититов характеризуются высокими хромистостью (0.73-0.79) и магнезиальностью (0.48-0.56), слегка повышенным содержанием TiO_2 (0.1-0.2 мас. %), отрицательной корреляцией между Al_2O_3 и Cr_2O_3 , обогащением платиноидами иридиевой подгруппы относительно платиновой. По особенностям состава они могут быть отнесены к подформному типу и подтипу, образование которого генетически связано с бонинитовыми расплавами [59].

По составу пород и минералов гарцбургиты и метаперидотиты массивов Хара-Нур и Улан-Сарьдаг соответствуют надсубдукционным перидотитам, для которых предполагается формирование в надсубдукционных зонах спрединга [58]. Их составы отвечают высоким степеням плавления ДМ ~20-25% (Рисунок 12 Б, В, Г), гипербазиты могут быть комплементарны к IAT-подобным и бонинитовым расплавам.



А) Распределение редких элементов в гарцбургитах массива Хара-Нур. Незалитое и залитое поля – надсубдукционные перидотиты Torishima и Conical Идзу-Бонин-Марианской островной дуги, по [58]. Б) Вариационная диаграмма Yb – Ti для гарцбургитов и метаперидотитов Восточного Саяна. ДМ – резервуар «деплементированная мантия». Показан тренд изменения состава реститовых перидотитов при частичном плавлении ДМ до 25%. В) Диаграмма Mg# оливина – Cr# шпинели для гарцбургитов массива Хара-Нур. OSMA-мантийная последовательность, по [60]. Поля надсубдукционных и абиссальных перидотитов, по [58; 61; 62], соответственно. Г) Диаграмма TiO₂ – Cr# в шпинели метаперидотитов массива Улан-Сарьдаг. Метаперидотиты 1 группы – собственно надсубдукционные перидотиты. Метаперидотиты 2 группы – породы, преобразованные бонинитовым расплавом.

Рисунок 12 - Составы пород (вверху) и минералов (внизу) гарцбургитов и метаперидотитов офиолитов Восточного Саяна

Ультраосновные-основные кумуляты изучены в Оспинском, Ильчирском и Дунжугурском массивах и представлены гарцбургитами, верлитами, пироксенитами, габбро-норитами с порядком кристаллизации оливин – орто- и клинопироксен – плагиоклаз. Состав клинопироксена (Mg# 85-95, 0.05-0.2% TiO₂, 1-2.5% Al₂O₃) и Cr-шпинели (Cr# 40-83, 0.05-0.5% TiO₂) указывает на их кристаллизацию из примитивных

бонинитовых и островодужных толеитовых магм. Содержания REE и HFSE в кумулятах низкие, что также согласуется с кристаллизацией из обедненных несовместимыми элементами бонинитовых и толеитовых расплавов. Форма спектра REE варьирует от обедненной LREE до плоского спектра REE и умеренного обогащения LREE. Клинопироксен кумулятов характеризуется низкими содержаниями REE, Ti, Zr, и близок к клинопироксену из бонинитов офиолитовых комплексов (например, Троодос, Кипр). Обеднение LREE в клинопироксене исследованных кумулятов не такое сильное, как в бонинитах Троодоса, что наряду с ростом содержаний REE, Zr, Hf от центра к краю зерен при неизменной Mg# свидетельствует о пост-кумулясном взаимодействии с расплавом.

Породы вулканического и дайкового комплексов в Дунжугурском и Ильчирском массивах представлены низко-Ca и умеренно-Ca бонинитами и андезитами бонинитовой серии, а также подчиненными толеитовыми базальтами (Рисунок 13). Клинопироксен (Mg# 80-90, 0.07-0.24% TiO₂, 1.1-2.4% Al₂O₃) и Cr-шпинель (Cr# 77-90, 0.05-0.25% TiO₂) из вулканитов и даек бонинитовой серии имеют составы, близкие к минералам кумулятов офиолитов. По содержаниям MgO, SiO₂, TiO₂ вулканиты и дайки бонинитовой серии соответствуют таковым близки вулканитам преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги [63], а породы толеитовой серии – преддуговым MORB-подобным базальтам этой же дуги [64]. Бонинитовая серия офиолитов Восточного Саяна характеризуется обогащением наиболее несовместимыми редкими элементами (LREE, Th) и меньшими содержаниями HREE и Ti по сравнению с толеитовой. По индикаторным отношениям Nb/Yb и Th/Yb [65] толеитовая серия соответствует океаническим, а бонинитовая – континентальным островным дугам и переходным составам. По сравнению с толеитовой серией, магмы бонинитовой серии сформировались из надсубдукционного мантийного источника, испытавшего большие степени частичного плавления и привнос наиболее несовместимых элементов (Th, LREE, LILE) с расплавом или флюидом из субдуцирующей плиты.

Породы коровой части разреза имеют умеренно обедненный до обогащенного изотопный состав Nd: $eNd(1020Ma) = -2.8 \dots +2.7$ в вулканитах и дайках бонинитовой серии, $+2.3 \dots +4.5$ в толеитовых базальтах, причем обогащенный изотопный состав Nd в породах бонинитовой серии коррелирует с обогащением наиболее несовместимыми редкими элементами. Пироксениты и габбро-нориты кумулятивного комплекса показывают вариации $eNd(1020Ma) = -2.3 \dots +4.3$, близкие вулканитам и дайкам. Относительно обогащенный изотопный состав Nd в изученных породах бонинитовой серии офиолитов Восточного Саяна может быть обусловлен участием в их петрогенезисе флюидов и/или расплавов осадков, сносящихся в зону субдукции с континентального блока, либо плавление литосферной мантии над вновь сформированной зоной субдукции.

Таким образом, все члены офиолитового комплекса Восточного Саяна – мантийные перидотиты, кумуляты, дайки и вулканиты – фиксируют формирование в единой надсубдукционной обстановке с характерным островодужным толеитовым и бонинитовым магматизмом.

Офиолиты Восточного Саяна имеют минералогические, геохимические и изотопные характеристики, сходные с комплексами, формировавшимися в преддуговой обстановке во время зарождения субдукции, как это происходило при образовании современных островных дуг, например, Идзу-Бонин-Марианской, или некоторых фанерозойских офиолитов, таких как Троодос [66; 67]. При зарождении субдукции сначала формируются толеитовые MORB-подобные базальты, названные преддуговыми базальтами (FAB), а затем изливаются вулканиты толеитовой и бонинитовой серии [67]. Подобный процесс зафиксирован и в офиолитах Восточного Саяна, которые отражают наиболее ранний этап развития зон субдукции в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

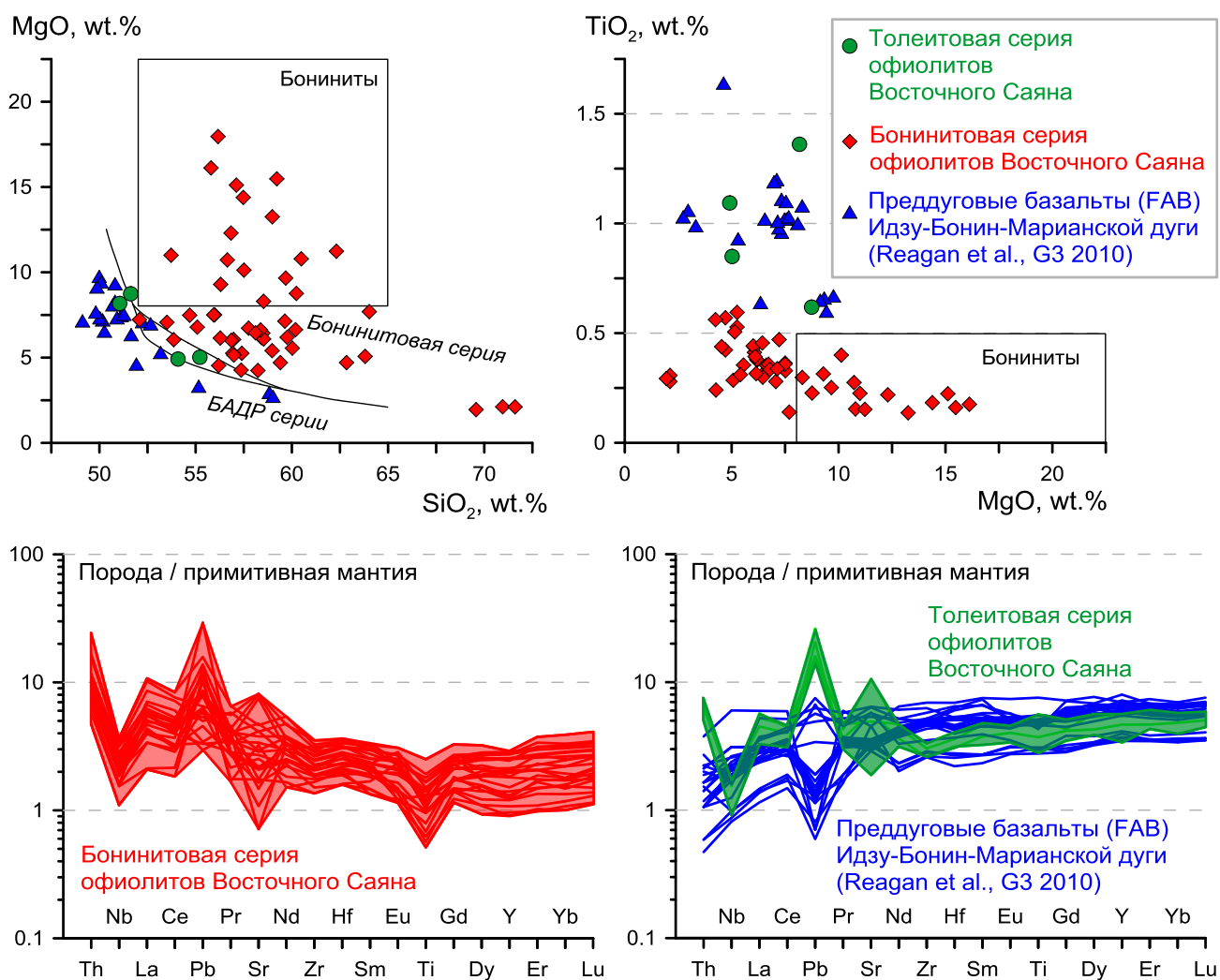
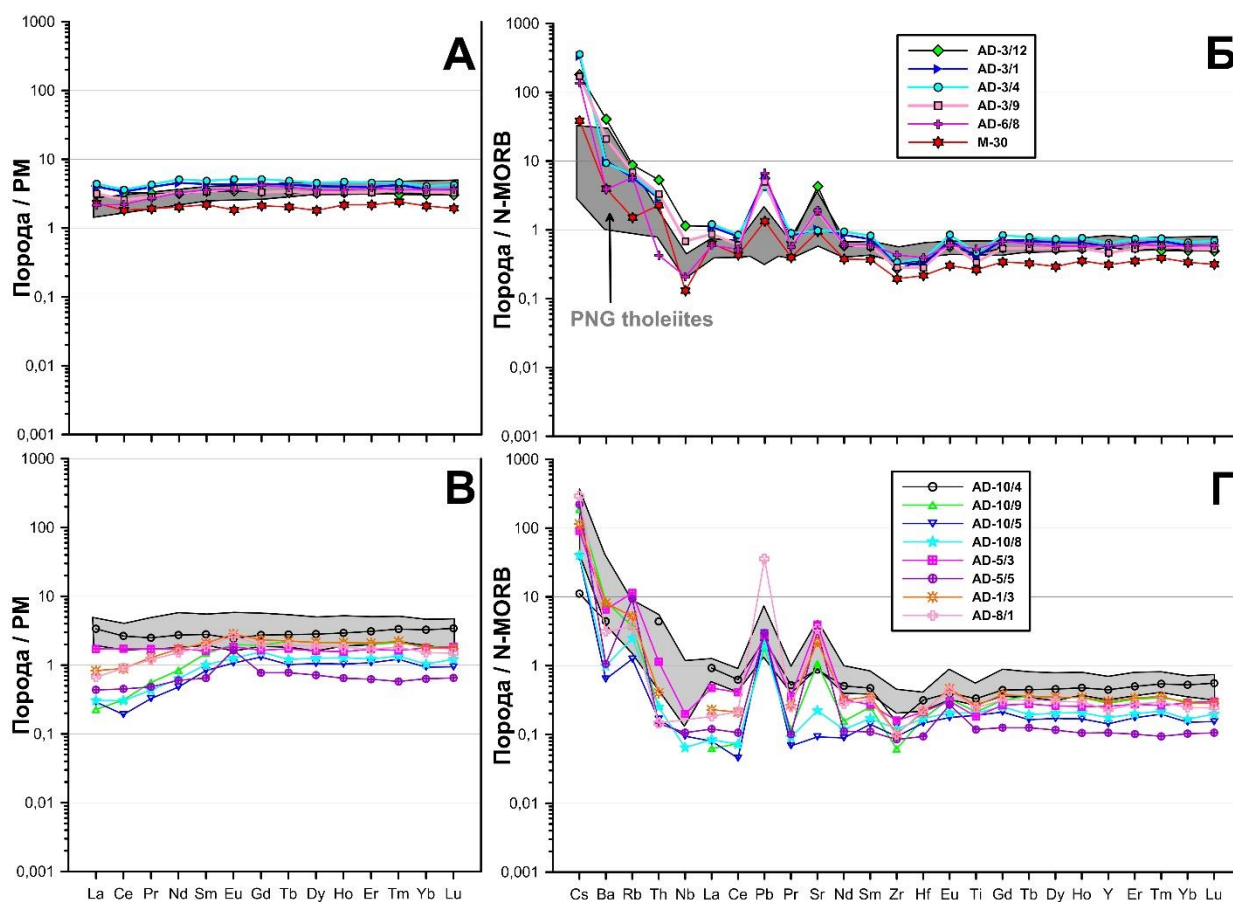


Рисунок 13 - Геохимические особенности вулканитов и даек бонинитовой и толеитовой серий офиолитов Восточного Саяна. Для сравнения показаны преддуговые базальты Идзу-Бонин-Марианской дуги [64]

2.1.2 Геохимические особенности пород Адацагского офиолитового комплекса

Проведено геохимическое изучение офиолитовой ассоциации Адацагской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, которая представляет собой наиболее полно представленную океаническую кору в пределах Монголо-Охотского пояса. Формирование пояса связано с закрытием существовавшего на его месте океанического бассейна и субдукцией океанической коры под смежные континентальные окраины. Разрез офиолитового комплекса состоит из фрагментов серпентинитового меланжа, пород расслоенной серии, долеритовых даек и толщ лав основного состава, которые расположены в отдельных тектонических пластинах. По геологическим соотношениям условно принят возраст формирования рассматриваемой офиолитовой ассоциации 450 млн. лет.

Вулканыты представлены пикритами, базальтами и базальтовыми андезитами с пофировыми структурами. В пикритах присутствуют крупные (до 1 см) вкрапленники клино- и ортопироксена (до 40 об. %), более редкие и мелкие вкрапленники плагиоклаза, шпинели и ильменита. Вкрапленники оливина - единичные, они замещены карбонатами. По пироксенам развиваются амфибол, хлорит, по плагиоклазу – цоизит. В породах содержание MgO, SiO₂ и Na₂O+K₂O варьирует в диапазонах 11-15 мас. %, 47-51 мас. % и 0.8-1.6 мас. %, соответственно. Точки состава пород на классификационных диаграммах попадают в поле пикритов. Базальты содержат вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, базальтовые андезиты – в основном плагиоклаза, причем в части пород его количество составляет ~ 15 об. %. Акцессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Степень метаморфического преобразования такая же, как в пикритах. На классификационной диаграмме TAS точки состава пород соответствуют базальтам и базальтовым андезитам нормального ряда. Эффузивы, кроме щелочей, имеют также низкие содержания P₂O₅ и TiO₂. На вариационных диаграммах MgO - петрогенные оксиды для базальтов и базальтовых андезитов по мере уменьшения содержания MgO (9-3 мас. %) наблюдается рост содержаний SiO₂, TiO₂, P₂O₅, щелочей и уменьшение – CaO, Ni, Cr, что характерно для дифференцированной толеитовой серии. Высокое содержание Al₂O₃ (до 21 мас. %) в базальтовых андезитах свидетельствует об обогащенности исходного расплава водой [68]. На всех вариационных диаграммах точки состава пикритов лежат на линии смешения наиболее магниальных базальтов с ортопироксеном. Возможно образование пикритов произошло в результате паузы при подъеме толеитовых магм к поверхности, что привело к кристаллизации пироксенов необычно большого размера и обогащению ими магм. Присутствие в пикритах хромшпинелида и ильменита, которые должны кристаллизоваться на разных стадиях дифференциации расплава, указывает и на смешение расплавов.



А, Б: AD-3/1, AD-3/4, М-30 – пикрит, AD-3/9 – базальт, AD-3/12 – базальтовый андезит, AD-6/8 – долерит, серое поле - толеитовые базальты Parua New Guinea, по [37]; В,Г: AD-10/5, AD-10/8, – оливинный вебстерит, AD-10/9, AD-10/4 – вебстерит, AD-5/3, AD-1/3, AD-8/1 – габбро, AD-5/5 – лекогаббро, серое поле – эффузивы Адацагского офиолитового комплекса.

Рисунок 14 - Распределение REE и редких элементов в эффузивах, долеритах (А, В) и породах расслоенной серии (Б, Г) Адацагского офиолитового комплекса

Пикриты, базальты и базальтовые андезиты имеют близкое ровное распределение редкоземельных элементов в 2-4 раза выше, чем в примитивной мантии (Рисунок 14 А). С уменьшением MgO в породах уровень концентраций редких земель слегка растёт, а в пробах, обогащённых вкрапленниками плагиоклаза, падает. Эти же пробы имеют слабые европиевые максимумы. Эффузивы обогащены Cs, Rb, Ba, Pb, Sr, иногда La и обеднены всеми другими элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (N-MORB), причём на кривых распределения редких элементов наблюдаются отчётливые минимумы по Nb, Zr, Hf, Ti на фоне рядом расположенных редких земель (Рисунок 14 Б). Вышеописанные особенности редкоземельного состава эффузивов характерны для толеитов, ассоциирующих с бонинитами, например, Parua New Guinea (Рисунок 14 А, Б).

Породы расслоенного комплекса состоят из оливинного вебстерита, вебстерита, габбро-норита и габбро. Они интенсивно изменены. В оливинных вебстеритах сохраняются реликтовые кумулятивные пойкилитовые структуры – мелкие зёрна оливина

располагаются в крупных кристаллах изменённого пироксена. Последовательность кристаллизации минералов: оливин → ортопироксен → клинопироксен → плагиоклаз. Все породы характеризуются низкими концентрациями TiO_2 , P_2O_5 , щелочей. Широкие вариации содержаний MgO , ΣFeO , CaO и Al_2O_3 обусловлены фракционированием оливина, шпинелида, пироксенов и плагиоклаза. Ранние кумулаты обогащены Ni (~ 1400 г/т) и Cr (~3600 г/т). С уменьшением магнезиальности пород закономерно меняются составы минералов: падает магнезиальность оливинов (от 0.775 до 0.750) и клинопироксенов (от 0.857 до 0.795).

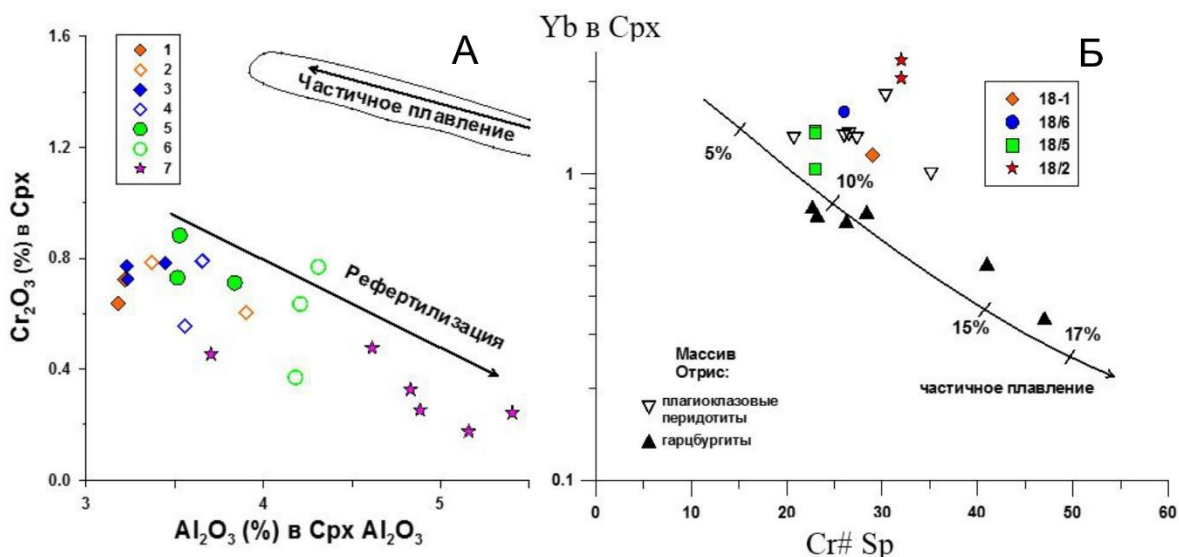
В пироксенитах нормированное содержание редких земель составляет 0.8-2 уровня примитивной мантии (Рисунок 14 В). Кривые распределения REE в породах определяются их содержанием в клинопироксене и, соответственно, имеют «пироксеновую» форму с $(Yb/Gd)_N \sim 1$ и $(Gd/La)_N \sim 4-8$. Уровень содержаний редких земель закономерно возрастает с уменьшением содержания в породе MgO от 28 до 16 мас. %. В габбро концентрации HREE близки к концентрациям в пироксенитах, а LREE выше, что может быть обусловлено более поздней кристаллизацией габброидов по отношению к пироксенитам. В лейкократовых габбро уровень содержания редких земель падает и появляется Eu максимум, как и должно быть в плагиоклазсодержащих породах. Закономерное изменение состава минералов и пород является характерным признаком расслоенных интрузий и говорит о возможности их образования из одного расплава.

Интрузивные породы расслоенного комплекса характеризуются схожими с вулканитами особенностями редкоэлементного состава (Рисунок 14 Г). Все это позволяет предполагать их комагматичность.

В серпентинитовом меланже присутствует две группы перидотитов: серпентиниты и серпентинизированные плагиоклазовые лерцолиты. Апогарцбургитовые серпентиниты имеют геохимические характеристики надсубдукционных перидотитов: высокохромистую шпинель ($Cr\# \sim 0.58$); деплетированный петрогенный ($Al_2O_3 \sim 0,7$ мас. %, $Ti \sim 30-50$ г/т) и редкоэлементный состав ($Yb \sim 0.04-0.07$ уровней примитивной мантии); U-образную кривую распределения редких элементов с более высокими нормированными концентрациями сильно несовместимых элементов (LILE) по сравнению с Yb и максимумами Pb , Sr , $Zr-Hf$ и минимумом Nb . Эти особенности соответствуют составам реститов, образовавшихся при высоких степенях частичного плавления (> 25%). То есть гарцбургиты могут быть комплементарны к толеитам Адацагского комплекса.

Плагиоклазовые лерцолиты имеют фертильный петрогенный и редкоэлементный состав, характерный для абиссальных перидотитов. При этом состав минералов свидетельствует об образовании пород из гарцбургитовых протолитов в результате

взаимодействия с расплавом, как например, в перидотитах офиолитов Othris [69; 70]. Так, от центра к краю крупных зёрен клинопироксена наблюдается увеличение содержания Al_2O_3 и уменьшение – Cr_2O_3 (Рисунок 15 А). Мелкие зёрна клинопироксена имеют такое же и более высокое содержание Al_2O_3 и очень низкое содержание хрома. При остывании перидотитов в шпинелевой фации в краевых частях крупных зёрен ортопироксена и клинопироксена обычно происходит уменьшение содержаний алюминия и хрома. В результате перекристаллизации шпинелевых перидотитов в плагиоклазовой фации наблюдается обратная корреляция между этими элементами, то есть края минералов имеют более низкие содержания Al_2O_3 и более высокие – Cr_2O_3 , так как Cr_2O_3 не входит в структуру плагиоклаза. Наблюдаемые особенности состава клинопироксена могут быть обусловлены импрегнацией расплава. Содержание Al_2O_3 в центральных частях крупных порфирокластов клинопироксена меньше, чем в клинопироксенах наиболее деплетированных абиссальных гарцбургитов, что хорошо видно на рисунке 15 А, где показано поле составов клинопироксенов из них [71]. Содержание Cr_2O_3 – значительно ниже, но в клинопироксенах лерцолитов присутствуют шпинелевые структуры распада, то есть в исходном минерале оно было выше. Как известно, с ростом степени плавления в реститовых клинопироксенах происходит уменьшение содержания алюминия. Таким образом, содержание $Al_2O_3 \sim 3,2$ мас. % в центре крупных порфирокластов клинопироксена отражает высокие степени плавления при образовании протолитов рассматриваемых пород. При таких степенях плавления это должны были быть гарцбургиты.



А) 1, 3, 5 – центры крупных зерен; 2, 4, 6 – края тех же зерен (зерна показаны значками разного цвета); 7 – новообразованные мелкие зерна. Б) Линия – тренд полибарического фракционного плавления примитивной мантии в шпинелевой фации со степенями плавления, по [69]. Поле – составы клинопироксенов абиссальных перидотитов, по [71].

Рисунок 15 - Диаграмма Al_2O_3 – Cr_2O_3 в Cr_x (А) и $Cr\# Sp$ – Yb в Cr_x (Б) для минералов плагиоклазовых лерцолитов Адацагского офиолитового комплекса

На рисунке 15 Б представлен тренд изменения содержания хромистости шпинели и Yb в клинопироксене перидотитовых реститов для фракционного полибарического плавления примитивной мантии в условиях шпинелевой фации. Как видно из рисунка, в лерцолитах Адацага точки составов лежат выше расчётной линии вблизи составов минералов из плагиоклазовых лерцолитов офиолитов Othris. Рассчитанный по содержанию REE в клинопироксенах лерцолитов Адацага равновесный расплав близок к N-MORB. Расплавы такого состава могли привести к рефертилизации гарцбургитов и образованию плагиоклазовых лерцолитов.

Проведено изучение Nd – Sr изотопной систематики в вулканитах и габброидах. Породы характеризуются положительными величинами $\epsilon\text{Nd}(450)$, варьирующими от + 8.6 до + 6.0. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(450)$ составляют 0.7036-0.7038. Породы Адацагского офиолитового комплекса по Nd-Sr изотопным характеристикам близки эффузивам современных преддуговых областей, таких как Идзу-Бонин-Марианская ($\epsilon\text{Nd} = +6.7\dots+11$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7028-0.7050$) [72]. Изотопные составы в вулканитах и габброидах Адацагского комплекса отклоняются в сторону более низких значений $\epsilon\text{Nd}(T)$ и более высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$, по сравнению с деплетированной мантией соответствующего возраста ($\epsilon\text{Nd}(450) = +9$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(450) = 0.7025$). Это свидетельствует о том, что толеитовые базальты Адацага могли образоваться в результате плавления деплетированной мантии (DM), модифицированной субдукционным компонентом (флюид из пород субдуцирующей океанической плиты).

Обычно толеитовые базальты ассоциируют с бонинитами и часто с MORB-подобными преддуговыми базальтами, как, например, в преддуговой области современной Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [72; 73]. Эта же ассоциация характерна для офиолитовых комплексов надсубдукционного типа [74]. Считается, что их последовательное образование (MORB - толеитовый базальт - бонинит) происходит в обстановке растяжения перекрывающей плиты в зоне субдукции при последовательном плавлении астеносферного вещества (DM) с нарастающим обогащением его субдукционным компонентом [75] – [79]. Присутствие в Адацагской зоне плагиоклазовых лерцолитов, образовавшихся при участии MORB – подобных расплавов, является косвенным подтверждением подобной модели формирования для рассматриваемых офиолитов. Таким образом, проведённые геохимические исследования показывают, что породы расслоенной серии, вулканиты и гарцбургиты мантийной секции офиолитов Адацага являются формировавшимся в надсубдукционной зоне единым комплексом, который представляет собой протоостроводужную океаническую кору Монголо-Охотского океана.

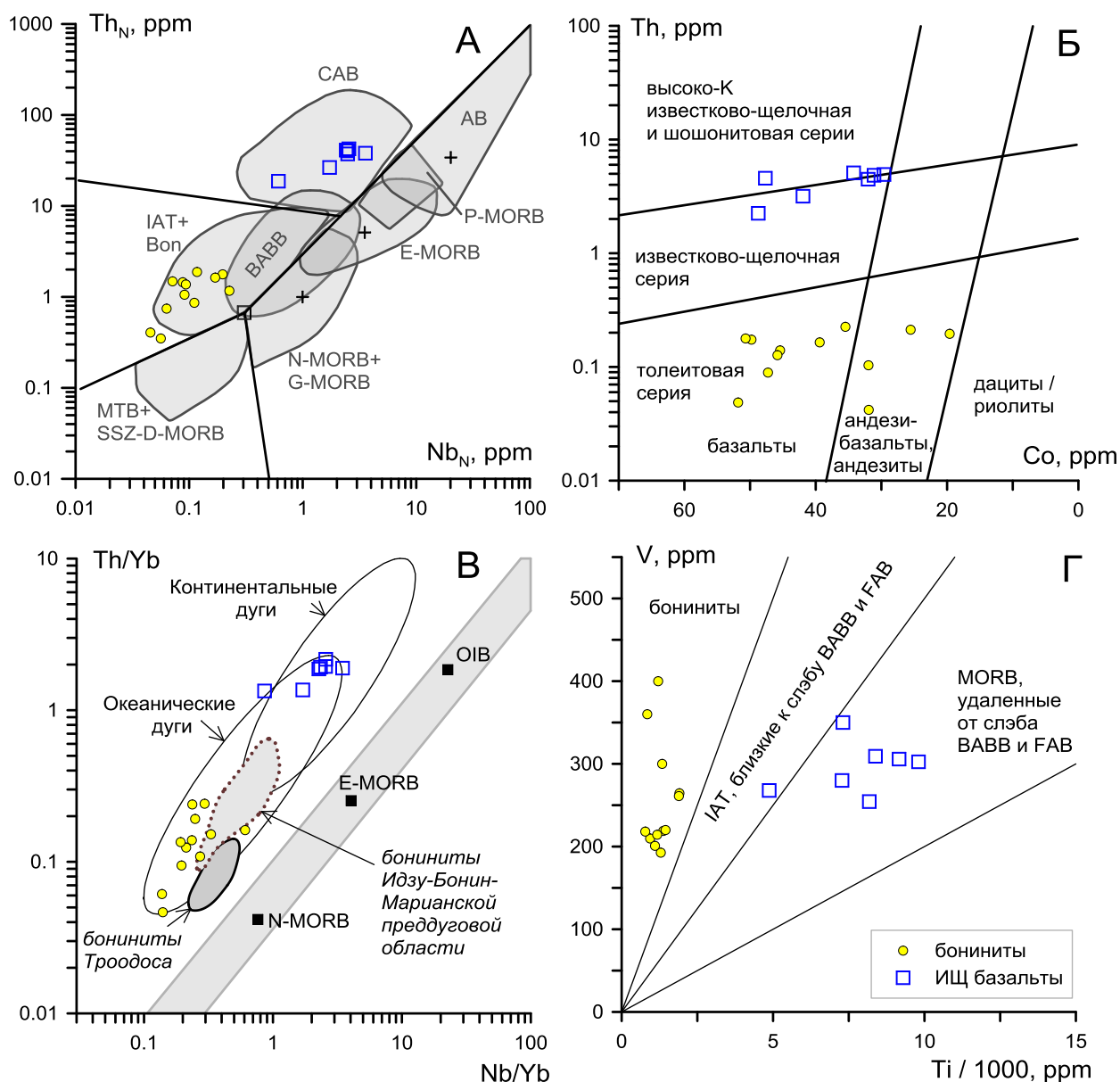
2.1.3 Геология, состав и возраст вулканитов, пироксенитов, габброидов и серпентинитов из Джидинского островодужного террейна в бассейне р. Баян-Гол

Проведено минералого-геохимическое изучение вулканитов, пироксенитов, габброидов и серпентинитов из Джидинского островодужного террейна [80; 83; 84] в бассейне р. Баян-Гол. Состав минералов изучался методами EPMA (главные компоненты) и LA-ICP-MS (редкие элементы), состав пород – методами XRF (петрогенные элементы) и ICP-MS (редкие элементы). Изотопные отношения Nd и Sr в вулканитах и габбро определены методом ID-TIMS. Ar-Ar методом получен возраст магматического афибола.

Вулканиты представлены двумя типами. Вулканиты первого типа имеют вкрапленники клинопироксена ($Mg\# = 0.52-0.88$, коррелирует с содержанием Al_2O_3 и Cr_2O_3) и хромшпинели ($Cr\# = 0.7-0.8$, TiO_2 до 0.35 мас. %). Состав вулканитов изменяется от высокомагнезиальных бонинитов ($MgO \sim 16$ мас. %) до андезитов ($MgO \sim 5$ мас. %). В породах наблюдается прямая зависимость между содержаниями MgO и несовместимых элементов. По содержанию несовместимых элементов в породе, а также редкоэлементному спектру вкрапленников клинопироксенов, вулканиты Баянгола идентичны составам высоко-Са бонинитов офиолитов Троодоса (Рисунок 16) [66; 81]. Формирование бонинитов могло происходить как на раннем этапе заложения островной дуги (протодуговой этап) [64; 67; 97], так и в тылу зрелой островной дуги в задуговом бассейне [91; 98].

В оливиновых вебстеритах пироксены высокомагнезиальны и имеют низкие содержания TiO_2 , редкоэлементные составы клинопироксена близки составу клинопироксенов из бонинитов. Пироксениты являются фрагментами кумулятивного комплекса, кристаллизовавшегося из бонинитового расплава.

Выделено две группы серпентинитов. Серпентиниты первой группы имеют высокохромистые шпинели ($Cr\# = 0.55-0.74$) и низкие концентрации HREE, что соответствует составам реститов при высоких степенях плавления примитивной мантии (~25-30 %) для модели фракционного полибарического плавления. Они имеют геохимические характеристики надсубдукционных перидотитов (U-образные спектры распределения несовместимых редких элементов с максимумами Sr, Pb) [58] и могут быть комплементарны высоко-Са бонинитовым расплавам. Серпентиниты второй группы имеют геохимические характеристики абиссальных перидотитов. Хромистость шпинели ($Cr\# \sim 0.35$) и уровень концентрации HREE в породах отвечают ~15 % степеням плавления DM [60; 62]. Повышенные содержания Ti в шпинели и обогащение пород LILE, LREE, Zr, Hf и Ti могут быть результатом преобразования под воздействием островодужных расплавов [58; 61; 79; 82]. Эти гипербазиты, по-видимому, представляют собой литосферную мантию мантийного клина.



А) Диаграмма NbN – ThN [91], В) Диаграмма Co–Th [92]. С) Диаграмма Nb/Yb – Th/Yb [65, 85], D) Диаграмма Ti/1000 – V [65].

Рисунок 16 - Классификационные и дискриминантные диаграммы для бонинитов и известково-щелочных базальтов р. Баянгол

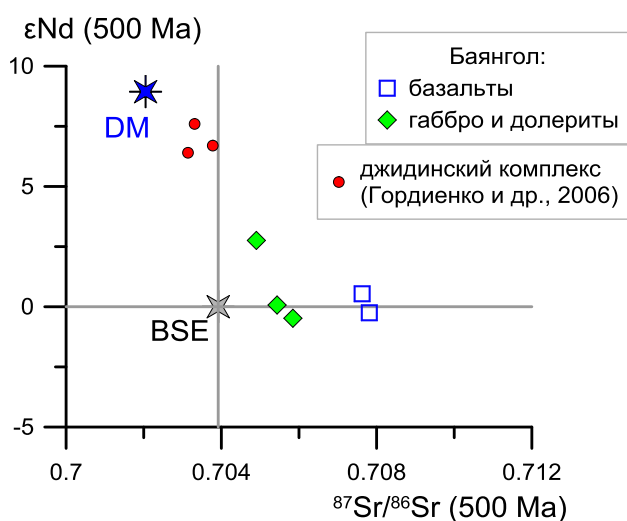
Таким образом, бониниты, пироксениты и серпентиниты первой группы представляют собой фрагменты океанической литосферы надсубдукционного типа.

Второй тип вулканитов – известково-щелочные базальты – содержит вкрапленники клинопироксена и амфибола, которые кристаллизовались в интервале температур 1170-880°C и давлений 10.7-4.5 кбар [86] – [90]. Вкрапленники оливина отсутствуют, поскольку кристаллизация начиналась при повышенных давлениях, что согласуется с экспериментами по водной кристаллизации известково-щелочных базальтов. Известково-щелочные базальты являются высокоглиноземистыми (>16% Al₂O₃), обогащены несовместимыми элементами (Th, Nb, LREE, Zr, Hf) (см. рисунок 16), характеризуются минимумами

высокозарядных элементов на спайдер-диаграммах и по этим параметрам близки островодужным базальтам. Амфиболовые габбро и долериты Баянгола имеют близкий базальтам редкоэлементный состав. По минералогическим особенностям и распределению REE в клинопироксене и амфиболе габбро и долериты комагматичны базальтам. В базальтах и габбро рассчитанные на 500 млн. лет значения $\epsilon\text{Nd}(500)$ равны $-0.5 \dots +2.8$, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500)$ составляют $0.7049-0.7078$ (Рисунок 17). Таким образом, известково-щелочные базальтовые магмы Баянгола формировались из мантийного источника, модифицированного флюидами или расплавами из субдуцирующей океанической плиты [95; 96].

Базальты Баянгола по минералогическим и изотопно-геохимическим особенностям отличаются от известково-щелочных базальтов ранних стадий развития островных дуг [99]. В современных дугах во фронтальных частях не отмечены базальты с вкрапленниками амфибола, а по направлению от фронта к тылу дуги в базальтах возрастают содержания несовместимых элементов [95]. Вероятно, известково-щелочные базальты Баянгола формировались в тыловой зоне островной дуги на поздних этапах ее развития.

Опубликованные датировки для пород Джидинского террейна указывают на его формирование в интервале от 560-570 млн. лет (протодуговая стадия) [101; 102] до ~ 500 млн. лет (поздняя островодужная стадия) [94], завершившееся к 490-480 млн. лет (коллизия) [103]. Полученная нами Ar-Ar датировка магматического амфибола из известково-щелочного базальта (497.2 ± 9.0 млн. лет) согласуется с эволюцией магматизма в Джидинском террейне и подтверждает предложенную модель формирования известково-щелочных базитов на поздних этапах островодужного магматизма перед финальным закрытием океанического бассейна и началом коллизионного гранитообразования.



Для сравнения показаны изотопный составы габбро и гранитоидов джидинского комплекса. Изотопные отношения пересчитаны на 500 млн. лет.

Рисунок 17 - Nd-Sr изотопный состав базальтов, габбро и долеритов Баянгола

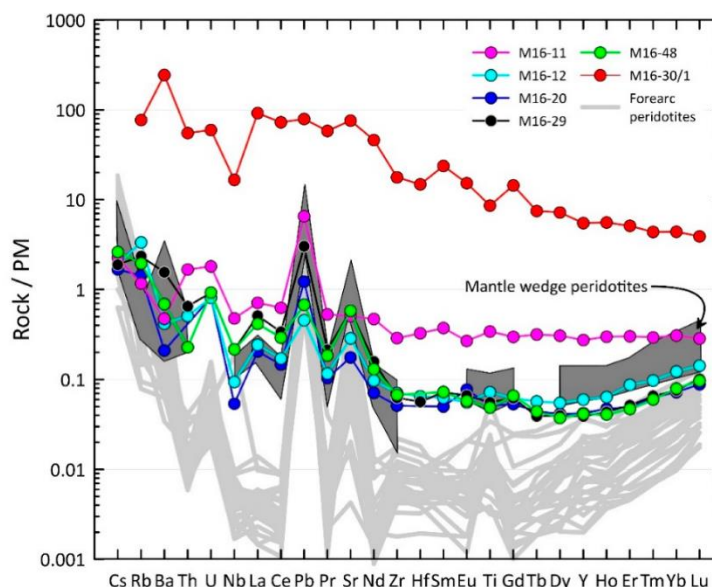
Бониниты Баянгола формировались одновременно или ранее в сопряженном задуговом бассейне и были тектонически совмещены с известково-щелочными базальтами во время аккреционно-коллизийных событий. Ранее в связи с недостаточной изученностью известково-щелочных базальтов Баянгола предполагалось формирование бонинит-базальтовой ассоциации во фронтальной части островной дуги.

2.1.4 Состав и генезис метаперидотитов аккреционного комплекса Алаг-Хадни

Проведено минералого-геохимическое изучение метаперидотитов, ассоциирующих с эклогитами высокого давления ($P = 2.0-2.3$ ГПа, $T \sim 590-610$ °C) в аккреционном комплексе Алаг-Хадни.

Метаперидотиты сохраняют мантийную порфирокластовую структуру и реликты первичной минеральной ассоциации: хромшпинелид ($Cr\# = 0.30 - 0.48$; $Mg\# = 0.52- 0.69$), оливин1 ($Mg\# = 0.90-0.92$), ортопироксен ($Mg\# = 0.912-0.917$, 1.7-2.6 мас. % Al_2O_3). Составы этих минералов обычны для перидотитов океанической литосферной мантии. Клинопироксен1 ($Mg\# = 0.935-0.975$; 1-2.4 мас. % Al_2O_3) представлен мелкими интерстициальными зёрнами. Он мог образоваться в результате неполной экстракции расплава на заключительных этапах плавления мантийного вещества. В метаперидотитах Алаг-Хадни хромистость хромшпинелида соответствует $\sim 12-16.6$ % степеням частичного плавления деплетированной мантии, обычным для абиссальных перидотитов. В то же время, пироксены имеют более деплетированные составы, характерные для пироксенов надсубдукционных перидотитов, образующихся при более высоких степенях плавления, чем абиссальные перидотиты. Кроме того, по содержанию петрогенных элементов, а также HREE и Ti, перидотиты Алаг-Хадни занимают промежуточное положение между абиссальными и надсубдукционными перидотитами. Такое несоответствие состава шпинели составам других минералов и породы в реститовых гарцбургитах бывает, когда они образуются в результате плавления, которое начинается в гранатовой фации. Хромшпинелид в перидотитах появляется только после фазового перехода остатка граната, поэтому ее хромистость не отражает реальные степени плавления при образовании пород [104]. Сопоставление содержаний SiO_2 , MgO , Al_2O_3 в перидотитах Алаг-Хадни с рассчитанными составами реститов [105] показывает, что рассматриваемые породы могли образоваться в результате плавления, которое начиналось при $P \sim 3$ ГПа, то есть в гранатовой фации.

Породы имеют характерное для перидотитов мантийного клина распределение редких элементов: U-образная форма, обогащение LILE, L-MREE, Nb, Zr и Hf относительно возможного состава рестита, который может быть определен по наклону HREE (Рисунок 18).

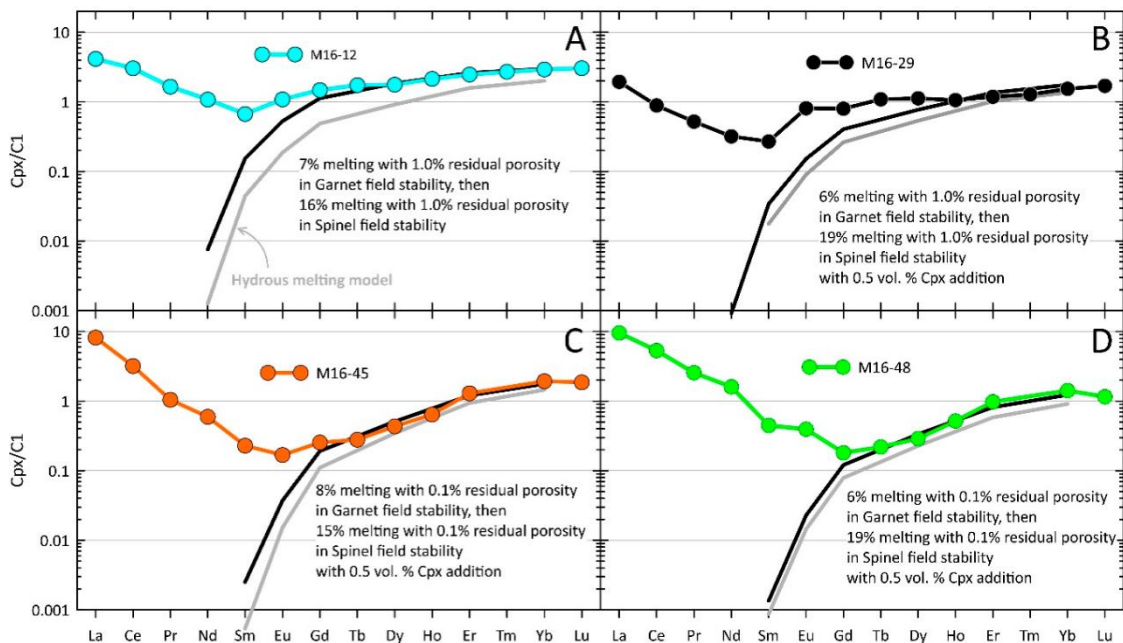


Составы преддуговых перидотитов [58] и перидотитов мантийного клина показаны для сравнения.

Рисунок 18 - Мультиэлементная диаграмма состава перидотитов Алаг-Хадни

Клинопироксены также обогащены сильно-средне несовместимыми элементами. Так как наблюдается привнос не только подвижных в водной среде (LILE), но и малоподвижных в ней элементов (HFSE и L-MREE), то ответственным за это преобразование должен быть расплав. Вышеописанные особенности состава могут быть в перидотитах, которые образуются либо в результате плавления в открытой для привноса вещества системе, либо в результате взаимодействия с расплавом в литосферной мантии. Признаком плавления перидотитов в открытой системе является наличие в них положительной корреляции между степенью обогащения и степенью плавления [106]. Клинопироксены изученных образцов имеют близкое содержание Yb, отражающее схожие степени плавления, и разную степень обогащения LREE. Поэтому более вероятно, что отклонение состава пород и их клинопироксенов от реститовых составов связано с процессом рефертилизации. В массиве Алаг-Хадни присутствуют дайки базальтов и андезитов известково-щелочной серии. По уровню и форме спектра распределения редких элементов (обогащение Th, LREE, минимумы HFSE) они близки вулканитам островных дуг. Расплавы подобного состава могли привести к наблюдаемым геохимическим особенностям перидотитов и клинопироксенов Алаг-Хадни. Условия плавления при образовании гарцбургитов можно оценить по распределению HREE в клинопироксенах, образовавшихся в результате взаимодействия перидотит-расплав, а состав рефертилизующего расплава – по распределению LREE в них. При низком отношении расплав/рестит содержание наименее несовместимых HREE в клинопироксене будет отражать состав рестита, а содержание сильно несовместимых элементов (LREE) в этом

процессе контролируются пористостью пород и составом просачивающегося расплава, что приводит к обогащению ими перидотита и клинопироксена [107]. Клинопироксены перидотитов Алаг-Хадни имеют V и U – образные формы распределения REE с $La_N/Yb_N > 1$, которые отличаются от таковых в клинопироксенах и обычных абиссальных и надсубдукционных перидотитах. По уровню содержаний HREE они занимают промежуточное положение между ними и почти идентичны клинопироксенам из ультрадеплетированных абиссальных гарцбургитов, для которых предполагается образование рядом с горячими точками [104; 108; 109]. Были последовательно промоделированы две стадии процесса формирования гарцбургитов массива Алаг-Хадни, вначале – плавление, затем - взаимодействие с расплавом. Расчеты процесса плавления проводились в программе [110], использовалась пошаговая модель немодального динамического плавления. Исходный модалый и редкоэлементный состав мантии, реакции плавления и коэффициенты распределения элементов были взяты из работ [104; 111]. Для того, чтобы воспроизвести близкое к наблюдаемому распределение HREE в клинопироксенах гарцбургитов Алаг-Хадни (Рисунок 19) необходимо 5-8% плавление мантийного вещества в гранатовой и последующее 15-20% безводное плавление в шпинелевой фациях. 5-8% плавление в гранатовой фации приводит к тому, что разница в степенях водного и безводного плавления в шпинелевой фации до момента исчезновения клинопироксена составляет ~ 1-2%. Поэтому, плавление в гранатовой фации с последующим водным плавлением в шпинелевой фации также близко воспроизводит наблюдаемое распределение HREE в клинопироксенах метаперидотитов Алаг-Хадни.



Черные линии – безводная модель плавления, серые – водная модель плавления.
 Рисунок 19 - Результаты моделирования полибарического немодального динамического плавления в гранатовой, а затем и в шпинелевой фациях

Оценка изменения L-MREE состава клинопироксена в процессе взаимодействия перидотита с просачивающимся расплавом проводилась по упрощенному уравнению из работы [107] для случая, когда не происходит образования новых минералов. Для каждого образца за исходный состав клинопироксена был взят свой рассчитанный по модели плавления состав. В качестве просачивающегося расплава использовался состав дайки базальтов известково-щелочной серии, присутствующей в перидотитах Алаг-Хадни. Лучшая сходимость рассчитанного и реального состава клинопироксена наблюдается в наименее преобразованном расплаве образце. В остальных образцах не удалось добиться полного соответствия, что может быть обусловлено вариациями составов реальных преобразующих расплавов.

В метаперидотитах присутствуют метаморфические минералы - хлорит, тремолит, оливин², антитеридит, клинопироксен², Ст-магнетит. Они могли образоваться при $P \sim 1.6-2.0$ ГПа и $T \sim 640-720$ °С в результате регрессивного метаморфизма.

Таким образом, реставрируется три стадии формирования метаперидотитов Алаг-Хадни: 1) декомпрессионное плавление астеносферной мантии, которое начиналось в гранатовой фации и продолжалось в шпинелевой; 2) рефertilизация островодужными расплавами в надсубдукционной зоне; 3) регрессивный метаморфизм в углу мантийного клина под влиянием флюидов из субдуцирующего слэба. Формирование аккреционного комплекса Алаг-Хадни (метаперидотиты, островодужные вулканиты, эклогиты, метаморфизованные породы пассивной континентальной окраины) могло происходить в результате субдукции континентального блока под внутриокеаническую островную дугу

2.2 Формирование рифтогенных магматических комплексов

2.2.1. Основные закономерности формирования юрско-меловых рифтогенных магматических комплексов в Удино-Еравнинской рифтовой зоне Западного Забайкалья

В Удино-Еравнинской рифтовой зоне выделено три стадии формирования вулканитов: средне-позднеюрская, раннемеловая и позднемеловая.

На средне-позднеюрской стадии возник комплекс пород, варьирующих по составу от трахибазальтов до трахириодацитов, возраст которых оценивается в диапазоне 174-154 млн лет. Магматические ассоциации комплекса отличаются дифференцированным спектром составов, время их образования существенно оторвано от более молодых магматических комплексов Западно-Забайкальской рифтовой зоны, что указывает на автономность его формирования и независимость от позднемезозойских рифтогенных процессов.

Начало рифтогенной активности относится к раннемеловой стадии (143 – 111 млн лет). В этот период в пределах Удинского сектора возникла система параллельных грабенов, формирование которых сопровождалось сравнительно однотипной магматической деятельностью, в результате которой были сформированы лавовые плато, сложенные преимущественно породами трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации. Их можно объединить в два комплекса: зазинский (143–135 млн лет) и удинский (131–111 млн лет).

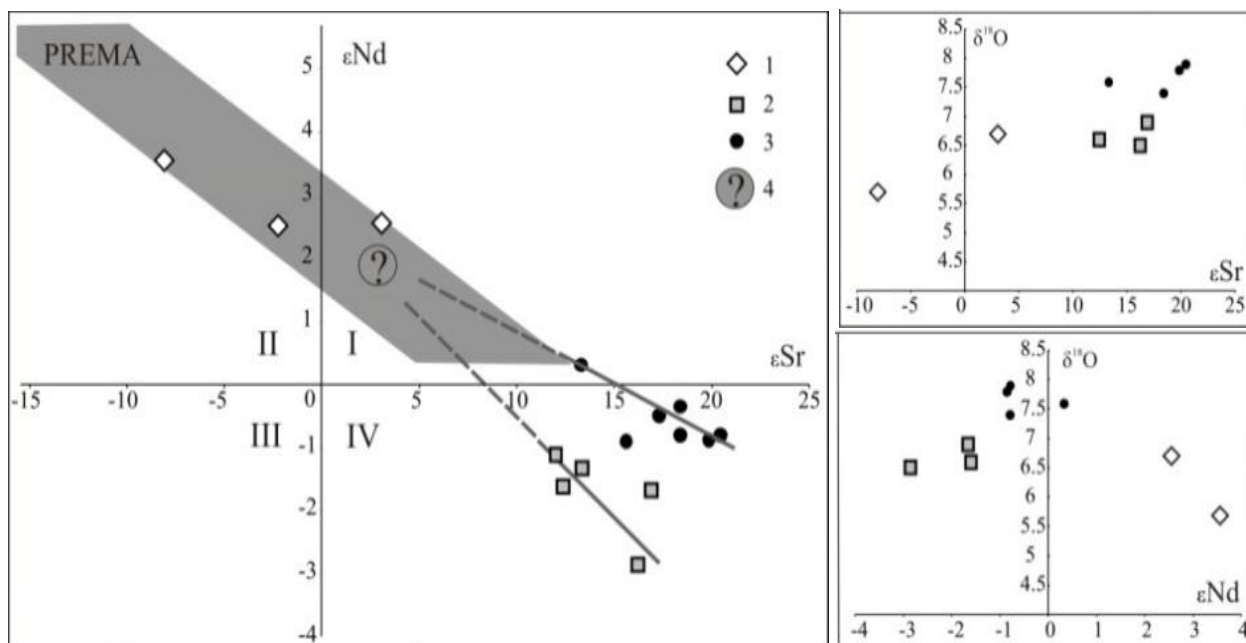
В позднем меле магматическая активность резко снизилась (83–71 млн лет). В это время вдоль рифтовой зоны возникли отдельные обособленные лавовые поля, представляющие реликты отдельных щитовых вулканов. В интервале 83–78 млн лет источником вулканизма таких вулканов служили трахибазальтовые магмы. В конце раннего мела около 71 млн лет назад произошли излияния меланефелинитов.

Раннемеловые породы формировались из мантийных источников, включавших субдукционно обогащенную мантию. При перемещении к поверхности исходные магмы Зазинского комплекса были контаминированы веществом нижней коры. Магмы Удинского комплекса несут черты взаимодействия с верхнекоровыми гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Породы основного состава всех стадий обогащены несовместимыми элементами, в том числе LILE, в сравнении с OIB. Для средней-поздней юры и раннего мела характерна отрицательная Nb-Ta аномалия и высокие отношения LREE/HREE. В вулканитах позднего мела исчезает отрицательная аномалия Nb и Ta, породы обладают менее фракционированным распределением REE.

Основываясь на геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) характеристиках вулканитов, структурных и геологических особенностях их проявления было установлено, что на формирование средне-позднеюрских и раннемеловых пород большое влияние оказал процесс контаминации коровым веществом. Наименее контаминированные “транзитные” магмы раннемеловой рифтовой фазы отвечают трахибазальтовым составам, характеризуются высокими содержаниями некогерентных элементов, высокой степенью дифференциации REE, умеренными значениями величин ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} и низкими $\delta^{18}O$ (Рисунок 20). Наиболее контаминированные магмы рифтовой фазы соответствуют андезибазальтам с умеренными содержаниями некогерентных элементов, слабой дифференциацией REE, умеренными ϵ_{Nd} , но высокими ϵ_{Sr} и $\delta^{18}O$. Контаминантами для них могут быть как породы коры, так и вулканиты предшествующего средне-позднеюрского этапа, не связанного с процессами рифтогенеза. Позднемеловые расплавы формировались из источников умеренно-деплетированной мантии с характеристиками OIB.

Магматическая активность в пределах Удинского сектора Западного Забайкалья протекала в форме периодической активности на протяжении более 70 млн. лет. Это позволяет сделать вывод о повторяющемся появлении в основании литосферы сегмента горячей мантии, которая ранее была связана с мантийным плюмом, действовавшим в импульсном режиме.



1- 3 – вулканические породы: 1 – позднего мела, 2 – удинского комплекса, 3 – зазинского комплекса; 4 – предполагаемый неконтаминированный источник раннемеловых базальтов.

Рисунок 20 - Изотопный (Sr Nd, O) состав базальтов Удинского сектора на диаграммах парных корреляций

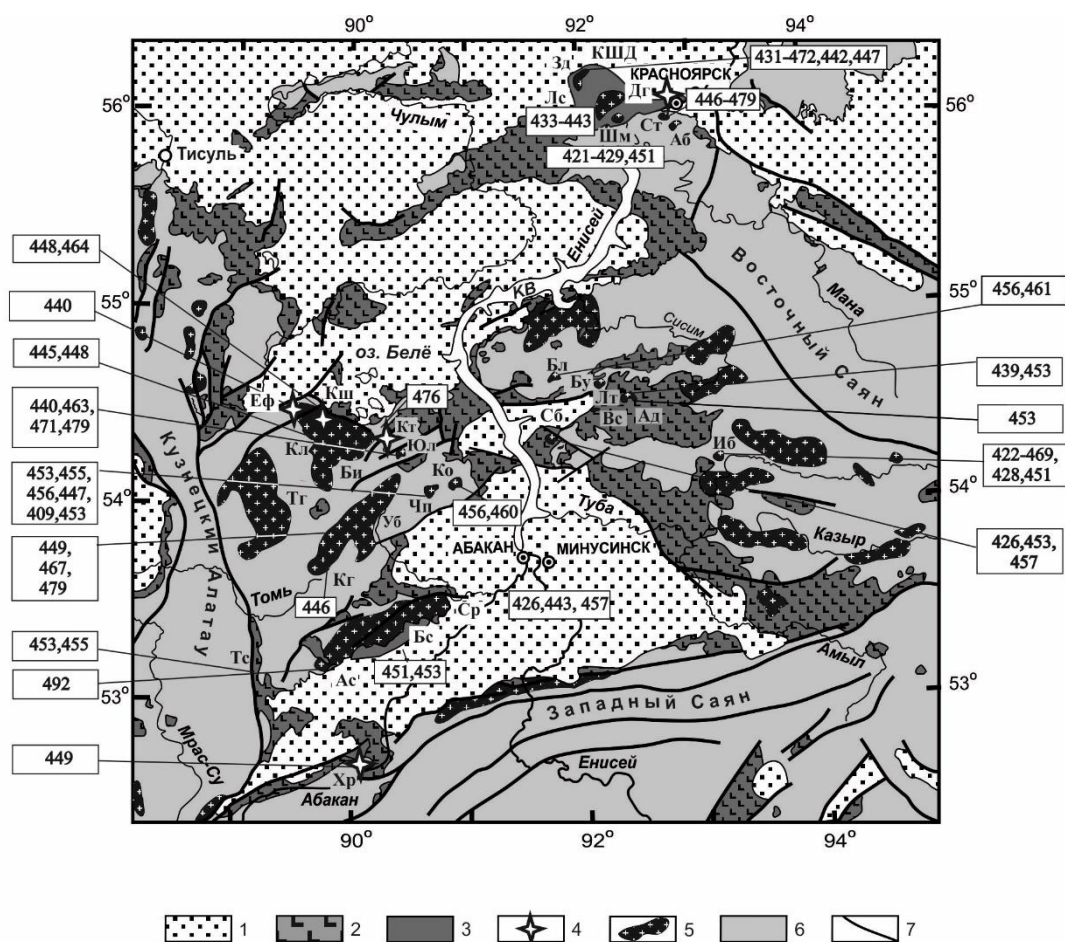
Особенности состава магматических пород отражают характер взаимодействия мантийных расплавов с вмещающей средой по мере их продвижения к поверхности. В наименьшей степени эти взаимодействия отразились на составе позднемеловых вулканитов, геохимические и изотопные характеристики которых свидетельствуют об их образовании из умеренно обогащенной мантии, близкой к составу источников ОИВ.

2.2.2 Геологическое строение, индикаторные петрогеохимические и изотопные характеристики позднеордовикских вулканических ассоциаций обрамления Минусинского прогиба, северная часть Алтае-Саянской складчатой области

Позднеордовикский вулканизм известен на всей территории северной части Алтае-Саянской области. Наиболее широко и полно он проявился в обрамлении Минусинского прогиба (Рисунок 21). В прямоугольниках приведены значения абсолютного возраста (млн. лет) магматических комплексов. При систематизации геохронологических сведений использованы авторские материалы, а также данные Г.А. Бабина, Н.Н. Крука, С.Н. Руднева, А.Г. Владимирова, А.Э. Изоха, В.В. Врублевского, Е.И. Берзона, А.Г. Рублева, Л.П. Рихванова, А.Н. Смагина, Г.А. Иванкина, В.Е. Номоконова, В.Л. Хомичева, полученные К-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами.

Здесь выделяются крупные (более 100 км²) вулканические ареалы и изолированные палеовулканы центрального типа (1- 20 км²).

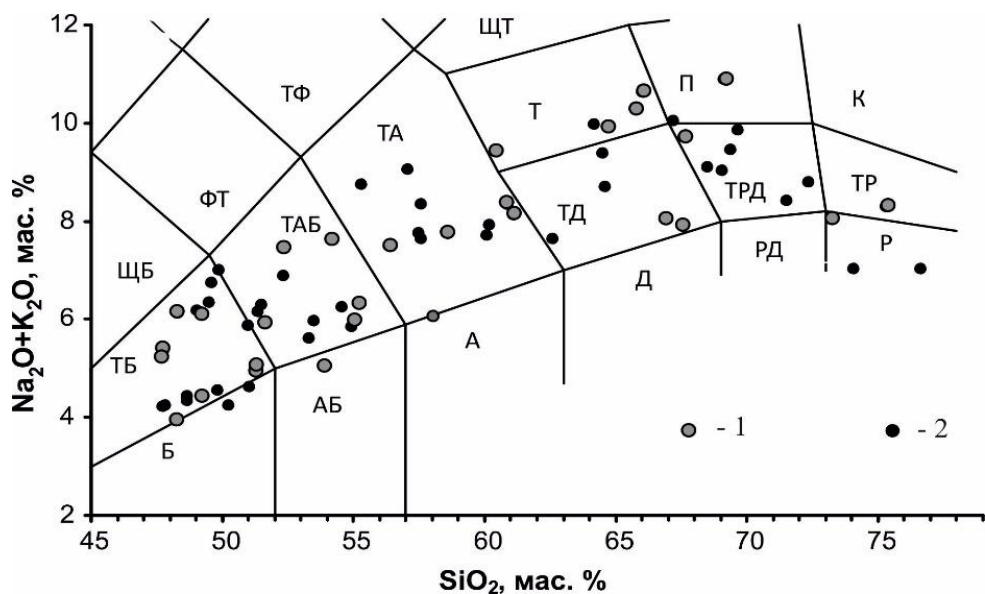
Сравнение позднеордовикских и раннедевонских магматических ассоциаций показывает, что обе ассоциации по набору пород и последовательности их образования проявляют ярко выраженное сходство и, в то же время, каждая из них обладает характерными особенностями. Сходство заключается, прежде всего, в том, что по составу слагающих их вулканитов они являются дифференцированными: в основаниях разрезов обычно сосредоточены трахибазальты и трахиандезибазальты, которые выше сменяются трахиандезитами, затем трахитами, трахидацитами-трахириолитами и риолитами. В разрезах крайне редко появляются пантеллериты и фрагменты с незакономерным чередованием пород разного состава. Отличительной чертой позднеордовикских ассоциаций является повсеместное присутствие среди вулканитов жерловых образований, указывающих на широкое распространение палеовулканов. Среди них выделяются пирокластические и субвулканические породы, формирующие, как и вулканиты, дифференцированные ассоциации. В отличие от них, в раннедевонских толщах обнаруживаются лишь редкие дайки и экструзивные тела трахитов, а также долеритовые силлы.



1 – осадочные отложения (D_{2gv-C}); 2 – раннедевонские вулканические ареалы; 3-5 – позднеордовикские вулканические ареалы: 3 – Качинско-Шумихинский (КШД) и Большесырский (Бс), 4 – палеовулканы: Дг – Долгая Грива, Кт – Катюшкинский, Кш – Кошкулакский, Еф – Ефремкинский, Хр – Хараджульский, 5 – массивы (Ст – Столбовский, Лс – Лиственский, Шм – Шумихинский, Зд – Зелеевский, Аб – Абатакский, Бл – Беллыкский, Бу – Буровский, Сб – Сайбарский, Вс – Высокий, Иб – Ирбинский, Лт – Лутагский, Ад – Адрихинский, Кл – Колоджульский, Чп – Чалпанский, Ко – Кожурский, Юл – Юлинский, Би – Белоюский, Тс – Тейский, Кг – Карлыганский) и батолиты (Ср – Сырский, Тг – Тигертышский, Ас – Аскизский, Уб – Уйбатский); 6 – допозднеордовикские геологические комплексы нерасчлененные; 7 – тектонические нарушения. КВ – Красноярское водохранилище.

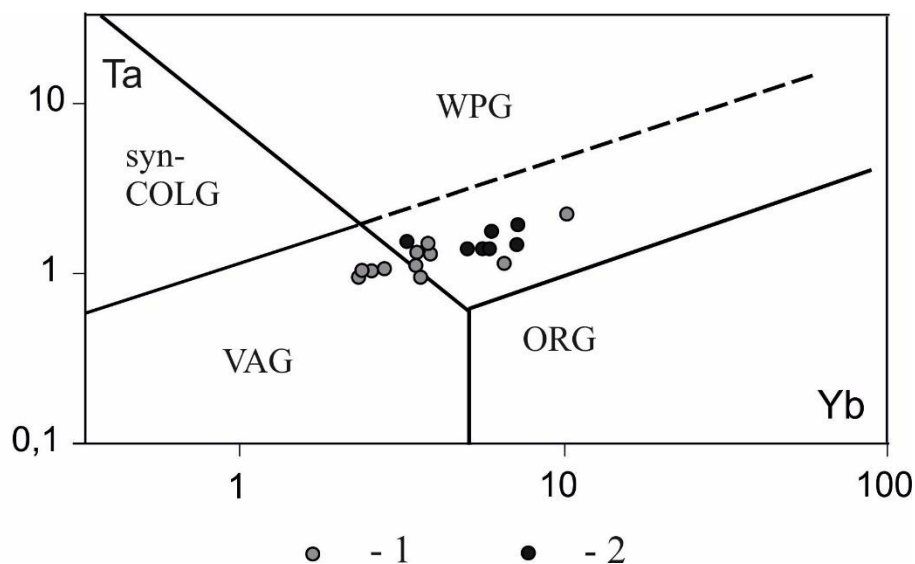
Рисунок 21 - Схема размещения позднеордовикских магматических ассоциаций в северной части Алтае-Саянской складчатой области

На TAS диаграмме (Рисунок 22) точки составов позднеордовикских вулканических пород, так же, как и раннедевонских образований Минусинского прогиба, формируют непрерывную серию преимущественно умеренно-щелочного ряда. Слабые различия отмечаются только в части кислых вулканитов: позднеордовикские риолитоиды более щелочные (в пантеллеритах коэффициент агпаитности достигает 1), чем раннедевонские. На дискриминационной диаграмме Та-Уб (Рисунок 23) точки составов позднеордовикских вулканитов с кремнекислотностью 65 - 76 мас. % формируют непрерывный тренд от внутриплитовых пород к гранитоидам вулканических дуг.



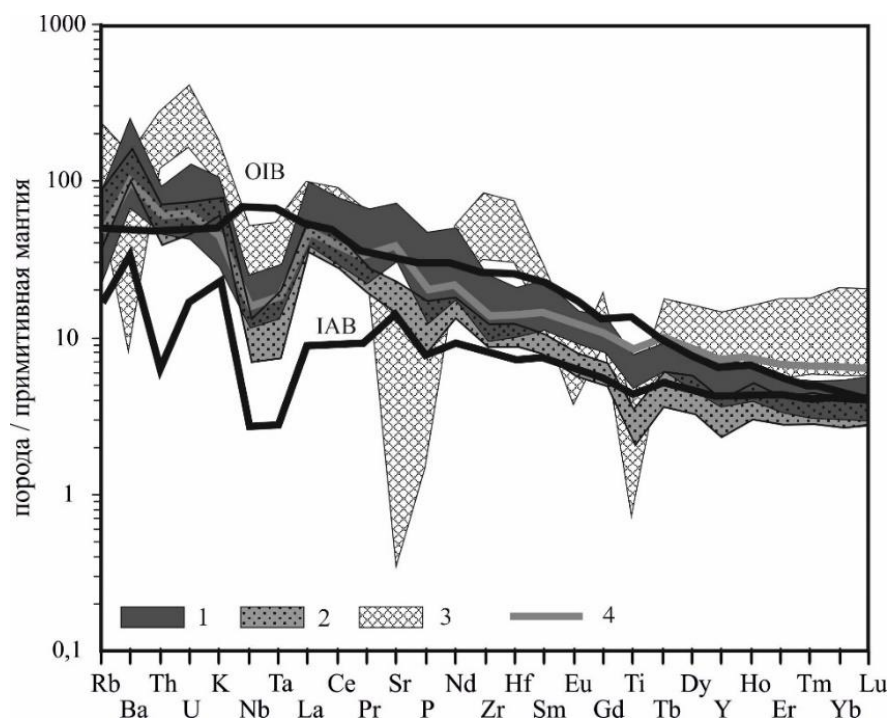
ЩБ – щелочные базальты, ФТ – фонотефриты, ТФ – тефрифенолиты, ТБ – трахибазальты, Б – базальты, АБ – андезибазальты, ТАБ – трахиандезибазальты, А – андезиты, ТА – трахиандезиты, НД – низкощелочные дациты, Д – дациты, ТД – трахидациты, Т – трахиты, ЩТ – щелочные трахиты, НРД – низкощелочные риодациты, РД – риодациты, ТРД – трахириодациты, П – пантеллериты, НР – низкощелочные риолиты, Р – риолиты, ТР – трахириолиты, К – комендиты. 1 – позднеордовикские ассоциации, 2 – раннедевонские ассоциации

Рисунок 22 - Классификация позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (мас. %)



Syn-COLG - коллизионные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, пунктирная линия – граница ORG для аномальных рифтов. 1 – позднеордовикские ассоциации, 2 – раннедевонские ассоциации

Рисунок 23 - Составы позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций с содержанием SiO_2 от 65 до 76 мас. % на дискриминационной диаграмме Ta-Yb (г/г) Дж. Пирса



1-3 – позднеордовикские породы: 1 – трахибазальты и трахиандезибазальты, $48 \% < \text{SiO}_2 < 55 \%$, 2 - трахиандезиты и трахиты, $55 \% < \text{SiO}_2 < 64 \%$, 3 – трахидациты, трахириолиты и риолиты, $64 \% < \text{SiO}_2 < 76 \%$, 4 – средний состав базальтов раннедевонских вулканических серий (Батеневское поднятие).

Рисунок 24 - Спайдер-диаграмма для позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций

Мультиэлементные спектры (Рисунок 24) позднеордовикских вулканитов основного состава демонстрируют обогащение крупноионными литофильными (LILE) и редкоземельными (REE) элементами по сравнению с базальтами островных дуг. От сходных раннедевонских базальтоидов Минусинского прогиба они отличаются отсутствием разновидностей с содержанием $\text{TiO}_2 > 1.7$ масс. % (см. рисунок 24) и более высокой степенью фракционирования REE, главным образом за счет обеднения элементами иттриевой группы (HREE). По содержанию ряда несовместимых элементов они близки к составу OIB, однако избирательно обеднены высокозарядными элементами (Nb и Ta, в меньшей степени - Zr, Hf и Ti), обогащены Ba и Sr. Эти особенности трахибазальтов наследуются остальными членами серий - трахиандезибазальтами, трахиандезитами и трахитами ($55 \% < \text{SiO}_2 < 64 \%$). В то же время в последней группе пород содержания некогерентных элементов систематически ниже (см. рисунок 23) их концентраций в базальтах. Так, в них происходит падение концентраций Zr, Hf, Nb, Ta, Th, REE, Y, что нарушает тенденцию накопления некогерентных элементов при фракционировании, но объясняется смешением трахибазальтовых магм и их дифференциатов с коровыми анатектическими выплавками, обедненными этими элементами. В кислых ($64 \% < \text{SiO}_2 < 76 \%$) вулканитах резко возрастают концентрации Rb, Th, U, K, Zr, Hf, HREE (при сохранении

обедненности Nb, Ta по отношению к La), падают содержания Ba, Sr и P, появляется Eu-минимум. Это указывает на ведущую роль процессов кристаллизационной дифференциации при их образовании.

Проведённые исследования позволили установить, что позднеордовикские вулканы распространены в горном обрамлении Минусинского прогиба, участвуя как в строении вулканических ареалов, так и в строении палеовулканов центрального типа. Несмотря на разнообразие позднеордовикских породных комплексов, они формируют дифференцированную по составу ассоциацию. От раннедевонских вулканитов Минусинского прогиба она отличается, прежде всего, пониженным содержанием TiO_2 (не более 1.7 мас. % в породах основного состава) и более фракционированным характером распределения REE в трахибазальтах. Именно эти особенности следует относить к индикаторным вещественным характеристикам позднеордовикских пород. В их составах зафиксированы два механизма эволюции магм. Главный процесс – фракционная кристаллизация, приводящая к возникновению умеренно-титанистой дифференцированной от трахибазальтов до трахириолитов-риолитов серии пород. Второстепенный механизм – контаминация расплавов коровым веществом и появление низкотитанистых трахиандезитов с пониженными содержаниями несовместимых элементов, в том числе HSFЕ. Оба механизма отражают взаимодействие мантийных и коровых источников вещества и реализуются как на активных континентальных окраинах, так и в областях внутриплитового магматизма, которые возникают при участии мантийного плюма. Однако в нашем случае геологические данные указывают на отсутствие конвергентных процессов в регионе и на внутриконтинентальное положение магматической области. Это геологическое ограничение позволяет сделать вывод, что, несмотря на отсутствие среди продуктов магматизма базитов с бесспорными внутриплитными геохимическими характеристиками, магматизм позднего ордовика в северной части АССО, скорее всего, определялся активностью мантийного плюма. Этому выводу не противоречит вещественная специфика магматических пород, выраженная их принадлежностью к субщелочной и щелочной петрохимическим сериям и их обогащённостью большинством литофильных элементов. Подобные характеристики исходных магм типичны для областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в которых мантийные плюмы воздействуют на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих венд-раннекембрийских субдукционных процессов, связанных с развитием Кузнецко-Алатауской и Алтае-Северосаянской островодужных систем.

2.2.3. Модель образования и источники расплавов ранне-среднедевонских дифференцированных вулканических серий Минусинского прогиба (на примере Батеневского поднятия)

Батеневское поднятие является восточным отрогом Кузнецкого Алатау и в сочетании с Беллыкским поднятием Восточного Саяна разделяет две крупные впадины Минусинского прогиба – Чебаково-Балахтинскую и Сыда-Ербинскую. Здесь обнажается вулканогенно-осадочная толща, описанная Е.А. Шнейдером и Б.М. Зубкус и принимаемая в качестве стратотипической для девонских образований. Вулканические породы сохранились на восточном фланге Батеневского поднятия, где распространены на площади более 600 кв. км. Вулканическая толща имеет суммарную мощность до 700 м и с угловым несогласием залегает на кембро-ордовикском фундаменте. В свою очередь она перекрывается с размывом осадочными отложениями живетского яруса. На основании данных ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования возраст трахиандезибазальтов отвечает значению 407.9 ± 4.8 млн лет. Трахиолеритовые силы с возрастом $390,9 \pm 7,5$ млн лет формировались, очевидно, на заключительных этапах вулканической активности.

Геологические и петрогеохимические данные для вулканитов на Батеневском поднятии предполагают эволюционное развитие магматизма. В схеме магматизма выделяются три этапа с разными сериями пород и составами их магматических источников. Для раннего этапа характерно абсолютное преобладание высокоглиноземистых базальтов с пониженным содержанием титана. Лишь в заключительные эпизоды этого этапа произошло спорадическое проявление высокотитанистых базальтов и небольших тел риолитов. Второй этап представлен вулканитами, составы которых вверх по разрезу систематически обогащались содержанием SiO_2 . На этом этапе формировалась гомодромная субщелочная серия, включающая в себя базальты, долериты, трахибазальты, андезибазальты, андезиты и трахиты. Для пород типично последовательное уменьшение тугоплавких компонентов MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ и накопление редких несовместимых элементов в наиболее кремнекислых трахитовых (62.6-64.5 мас. % SiO_2) дифференциатах. Эта серия отражает дифференциацию материнских базальтовых магм в периферических очагах, в которых смешивались расплавы из разных мантийных источников с различной степенью насыщения водным флюидом. Индикатором такого насыщения являются содержания TiO_2 и HSFЕ в базальтах. Источники с высокой концентрацией воды производили высокоглиноземистые расплавы без титансодержащих фаз и обедненные высокозарядными Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U. К ним на поздних стадиях при формировании серии подмешивались расплавы из источников с низкой концентрацией воды, что отразилось в повышенной титанистости базальтов, сопровождающейся более высокими содержаниями HSFЕ по

сравнению с низкотитанистыми базальтами. Заключительный этап связан с развитием трахидацит-риолитовой серии с геологическими признаками антидромного распределения пород в разрезах и продолжением формирования базальтов повышенной титанистости. Для пород этой серии характерны иные геохимические закономерности по сравнению с породами ранней дифференцированной серии. Так, высококремнистые породы с ростом SiO_2 обедняются некогерентными La, Rb, Yb, Zr, Nb, Ta относительно трахитов. Замедляется и прекращается уменьшение содержаний Sr, поведение которого определяется его изоморфными связями с Ca силикатов, прежде всего ряда плагиоклазов. Эти данные противоречат поведению несовместимых элементов в дифференцированных субщелочных и щелочных базальт-трахириолит-комендитовых сериях, породы которых связаны между собой процессами фракционирования. Зависимости в поведении несовместимых элементов в породах на поднятии могут рассматриваться как результат взаимодействия обогащенных трахитовых расплавов с другим расплавом, обедненным этими элементами. Этот другой расплав представляют риолиты с наиболее высоким содержанием SiO_2 и наиболее низкими содержаниями несовместимых элементов. Такой расплав представляет собой продукт плавления вмещающей коры под воздействием тепла базитовых магм в периферических магматических камерах. Это представление согласуется с данными по составу континентальной коры, вполне соответствующими наиболее кислым породам на Батеневском поднятии, которые представляют продукты анатектического плавления.

Изотопные составы Sr и Nd в базальтах отклоняются от линии мантийной корреляции. Это свидетельствует о том, что исходные материнские расплавы, из которых была сформирована базальт-андезибазальт-андезит-трахитовая серия уже до начала дифференциации контаминировали карбонатсодержащие породы фундамента и заражались радиогенным стронцием в результате изотопного обмена. При этом проявилась более низкая степень контаминации базальтами повышенной титанистости, что объясняется либо большим объемом мантийных выплавок, либо высокой скоростью (транзитные магмы) их продвижения сквозь литосферную мантию и кору. Геохимические данные о смешении мантийных базальтовых и коровых риолитовых магм подтверждаются обогащением тяжелым изотопом кислорода полевых шпатов, кристаллизующихся на всех этапах эволюции расплавов.

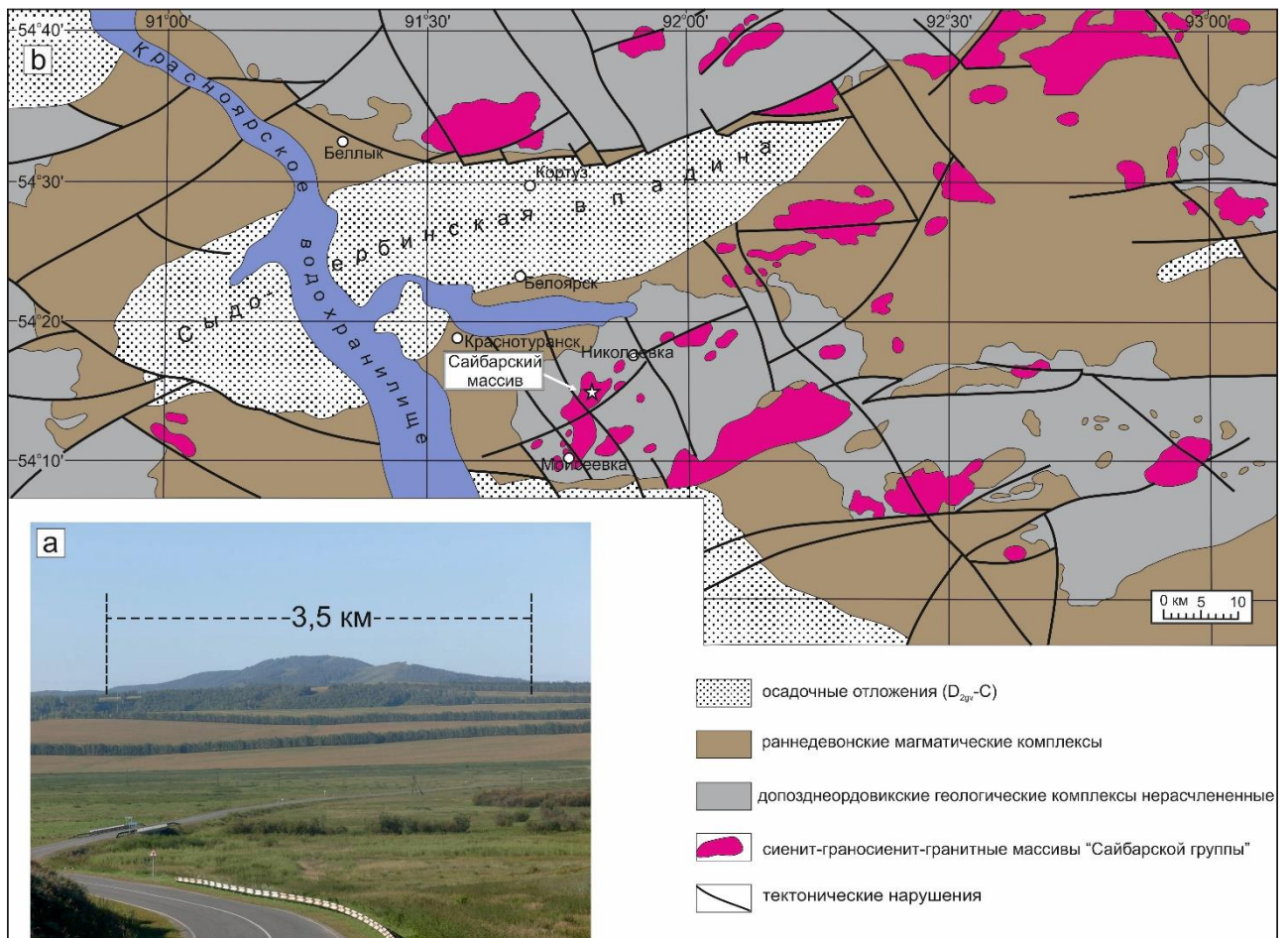
В соответствии с основными этапами в развитии вулканизма, а также с учетом представлений о связи Алтае-Саянской рифтовой области и, в частности, Минусинских впадин, с активностью мантийного плюма, модель формирования дифференцированной вулканической серии на Батеневском поднятии представляется в следующем виде. Магмы мантийного плюма, который проявил свою активность в основании региона в начале

девона, взаимодействовали с литосферной мантией региона, метасоматически переработанной и обогащенной водой в ходе раннепалеозойской (каледонской) аккреции. В результате в ее пределах возник очаг высокоглиноземистых базальтовых магм. Эти магмы поступали на поверхность, но, кроме того, локализовались во внутрикоровых промежуточных камерах. Здесь расплавы испытали контаминацию коровым материалом и дифференцировались до трахитовых составов. Этап эволюции расплавов в периферических камерах зафиксирован продуктами второго этапа излияний. Одновременно с этими процессами под тепловым и флюидным воздействием базитовых и дифференцируемых магм происходило подплавление надкровельных участков магматических камер и накопление анатектических коровых расплавов. Последние взаимодействовали с дифференциатами базитовых магм, образуя в результате широкую гамму переходных разновидностей между трахитами и риолитами. После исчерпания исходно базитовых магм периферических камер анатектические расплавы поступали на поверхность автономно в виде крупных экструзивных тел, завершая формирование вулканической серии. Все эти процессы протекали при постоянном тепловом и вещественном воздействии мантийного плюма, о чем свидетельствуют высокотитанистые базальты, проявления которых отмечаются на всех этапах формирования вулканической ассоциации

2.2.4 Геологическое строение, индикаторные петрогеохимические и изотопные (Nd, O) характеристики ордовикских щелочных нефелин-сиенитовых ассоциаций Сайбарского массива в обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба. Роль ассимиляции и фракционирования при формировании щелочных нефелиновых сиенитов

Сайбарский массив, наряду с массивами Буровский, Косматый, Высокий, Александровский, Верхнеубейский, Троицкий, Малотелекский, Байтакский, Бесь-Тыглинский и Сидоровский, относится к “Сайбарской группе” щелочно-сиенитовых массивов, расположенных в горном обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба (Рисунок 25).

Большинство этих массивов прорывает кембрийские терригенно-осадочные отложения (кремнистые сланцы, известняки, песчаники) и не имеет достоверно установленных контактов с девонскими вулканогенно-осадочными породами, выполняющими Минусинский прогиб.

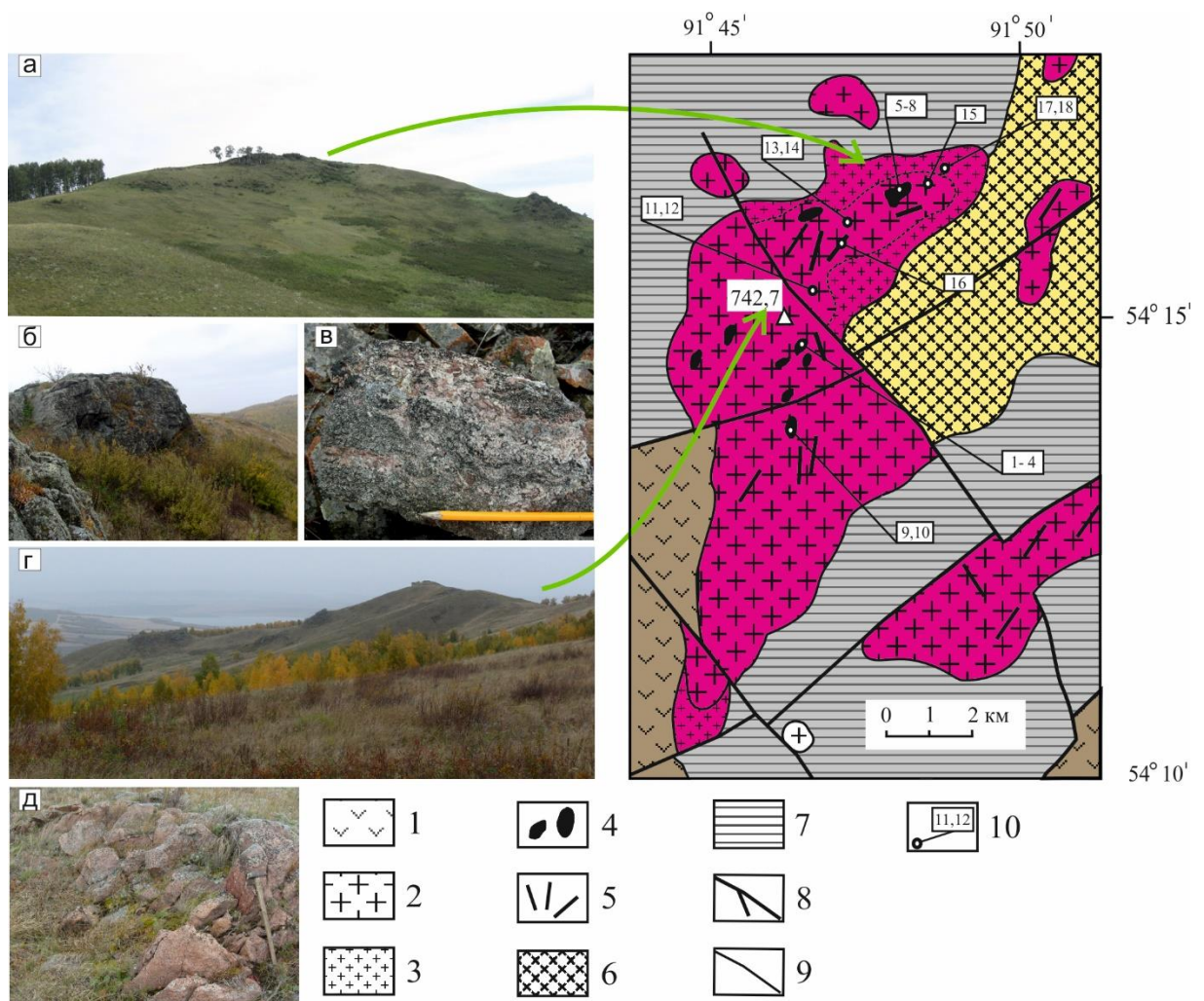


а) фотография Сайбарского массива со стороны д. Николаевка.
 Рисунок 25 - Схема размещения сиенит-граносиенит-гранитных массивов в Сыда-Ербинской впадине и её горном обрамлении по [112] с упрощениями

Массивы объединяются в одну группу по территориальной близости, высокой щелочности и близким петрографическим характеристикам (прежде всего обилию эгирина, арфведсонита и рибекита в парагенезисе с калиево-натриевым полевым шпатом (ортоклазом), альбитом и нефелином).

Среди всех массивов в этой группе Сайбарский массив (Рисунок 26) является эталонным, так как в нём распространено максимальное количество разновидностей пород.

Щелочные нефелиновые сиениты отвечают характеристикам фойяитов по [117]. Для фойяитов типично псевдополосчатое строение. Оно определяется чередованием лейкократовых и меланократовых полос с варьирующими количественными соотношениями полевого шпата и эгирина. Меланократовые полосы обогащены эгирином, они не выдержаны по мощности (от 2 до 50 см), выклиниваются, обрываются или раздуваются, часто превращаясь в пятна неправильной формы. При этом кристаллы эгирина ориентированы в одном направлении, соприкасаясь между собой. Иногда в пределах полос появляются пегматитовые фрагменты, представляющие собой скопления крупных (до 1 см) кристаллов эгирина и нефелина.



Фотографии (а-в) щелочных сиенитов, (г-д) сиенитов.

1 – девонские вулканиты; 2-5 – магматические образования Сайбарского массива: 4 – щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты); 5 – щелочные сиениты (тенсбергиты); 6 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, эндоконтакт; 6 – нерасчленённые раннепалеозойские гранодиориты; 7 – допозднеордовикские терригенно-осадочные отложения; 8 – тектонические нарушения; 9 – границы фациальных переходов; 10 – точки опробования.

Рисунок 26 - Схема геологического строения Сайбарского массива. Составлена по материалам [112] – [116]

Сиениты отвечают характеристикам тенсбергитов по [117]. Они резко доминируют в массиве, занимая не менее 90 % его площади.

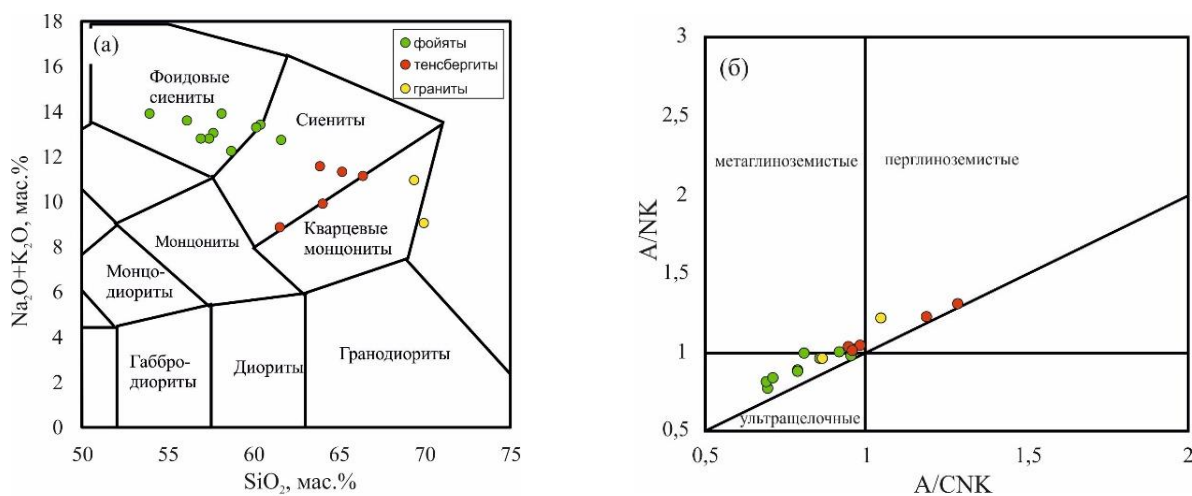
Граниты отвечают характеристикам субщелочных двуполевошпатовых гранитов по [117]. Они образуют участки неправильной формы площадью от 10 до 100 м², которые через промежуточные разности постепенно переходят в крупнозернистые сиениты и приурочены к мощным (до 100 м) эндоконтактовым зонам в северной и южной частях массива.

Возраст пород массива был установлен благодаря исследованиям А. Э. Изоха. Была изучена U-Pb система в цирконах тенсбергитов южного поля методом LA-ICP-MS.

Изохрона, построенная по трём фигуративным точкам, проходит через начало координат (22 ± 67 млн лет) и пересекает конкордию в точке со значением возраста 457 ± 10 млн лет $MSWD = 0.14$. Этот возраст отвечает возрасту пород Сайбарского плутона с учётом типоморфизма циркона [118].

Фойяиты из Сайбарского массива являются кремний недосыщенными породами, содержащими нефелин и в соответствии с вариациями SiO_2 (от 53.91 до 61.64 мас. %) соответствуют составам фойидовых сиенитов на классификационной TAS диаграмме (Рисунок 27 а). Сайбарские фойяиты имеют высокие содержания щелочей ($Na_2O + K_2O = 12.27-13.95$ мас. %). Фойяитовые образцы являются метаглиноземистыми ($A/CNK = 0.69-1.29$) (Рисунок 27 б). Тенсбергиты отличаются от фойяитов более высокими значениями SiO_2 (от 61.52 до 66.39 мас. %), при относительно пониженной суммарной щелочности (Na_2O+K_2O меняется от 8.92 до 11.63 мас. %). Точки их составов расположены в поле сиенитов. Содержание SiO_2 в гранитах составляет 68.75 – 68.94 мас. %, что отвечает составам высококремнистых кварцевых монцонитов, при этом Na_2O+K_2O варьирует в диапазоне от 9.09 до 10.96 мас. %. Тенсбергитовые и гранитные образцы являются промежуточными между метаглиноземистыми и пералюминиевыми (A/CNK в сиенитах = $0.94-1.29$, A/CNK в гранитах = $0.86-1.05$).

Все проанализированные породы характеризуются широкими вариациями коэффициента $Mg\#$, от 4 до 34 в фойяитах, от 3.5 до 24 в тенсбергитах и от 13 до 32 в гранитах. Среди всех пород фойяиты и тенсбергиты имеют наиболее высокое содержание TiO_2 (0.6–1.3 мас. %). Все породы демонстрируют отсутствие корреляций между $mg\#$ и P_2O_5 , TiO_2 , La, Th, Zr, и Y.



(а) классификационная TAS диаграмма; (б) диаграмма соотношения $A/NK - A/CNK$ $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (молекулярные отношения), $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ (молекулярные отношения).

Рисунок 27 - Классификация пород Сайбарского массива

Для всех образцов характерен широкий диапазон содержаний редкоземельных элементов REE (для фойяитов от 142 до 1087 ppm, для тенсбергитов от 210 до 755 ppm, для гранитов от 246 до 1871 ppm). В фойяитах и тенсбергитах наблюдается слабое фракционирование легких редкоземельных элементов (LREE) по отношению к средним редким землям (MREE; в среднем $(LREE/MREE)_N$ варьируется от 3.9 до 6.3) и накопление MREE по мере увеличения суммы REE, $(MREE/HREE)_N$ варьирует от 0.6 до 1.25). В гранитах увеличение суммы REE сопровождается увеличением степени фракционирования LREE и MREE ($(LREE/MREE)_N$ от 4.5 до 11.5, $(MREE/HREE)_N$ от 1.1 до 3.6). Формы спектров нормализованных на хондрит REE имеют слабые отрицательные Eu аномалии ($\delta Eu =$ от 0.5 до 5.5, в среднем 3).

Нормализованные на примитивную мантию [119] мультиэлементные спектры показывают, что все породы Сайбарского массива характеризуются положительными Rb, Th, U, Zr, Hf и отрицательными Ba, Sr, Nb, Ta, Ti аномалиями. В Сайбарском массиве доминируют породы, в которых содержания редких элементов (за исключением Ba, Sr, и Ti) превышают содержания в породах континентальной коры.

Nd изотопный состав был проанализирован в двух фойяитах, трёх тенсбергитах и двух гранитах. $\epsilon Nd(t)$ были рассчитаны с использованием U-Pb возраста циркона (457 млн лет), полученного при исследовании тенсбергитов [118]. Для всех проб характерны положительные $\epsilon Nd(t)$ значения от +4.2 до +5.9. Узкий $\epsilon Nd(t)$ диапазон в Сайбарских породах является, очевидно, характеризует однородный магматический источник. Значения $\epsilon Nd(t)$ в проанализированных образцах не коррелируются с содержанием SiO_2 .

Изотопный состав кислорода был проанализирован в восьми образцах калиево-натриевых полевых шпатов фойяитов, четырёх тенсбергитов и одном граните. Значения $\delta^{18}O$ варьирует в широких пределах (6.3 – 10.2 ‰. В ряду составов от фойяитов к тенсбергитам и гранитам по мере увеличения SiO_2 в калиево-натриевых полевых шпатах происходит обогащение тяжёлым изотопом кислорода (Рисунок 28 в).

Важнейшей геологической характеристикой пород Сайбарского массива, позволяющей оценивать механизмы магматической эволюции, являются постепенные переходы между сиенитами и фойяитами центральной части массива с одной стороны и сиенитами, и гранитами в зоне эндоконтакта, с другой.

В Сайбарском плутоне диопсид-нормативные сиениты резко преобладают, что предполагает соответствие их состава первичному расплаву, эволюция которого привела к образованию нефелиновых и кварцевых разновидностей пород. На графике Ne-Di-Q (Рисунок 29) выделяются две группы пород, составы, одной из которых расположены в поле Ne-Di-Ab и тренд их изменения направлен в сторону обогащения нефелином.

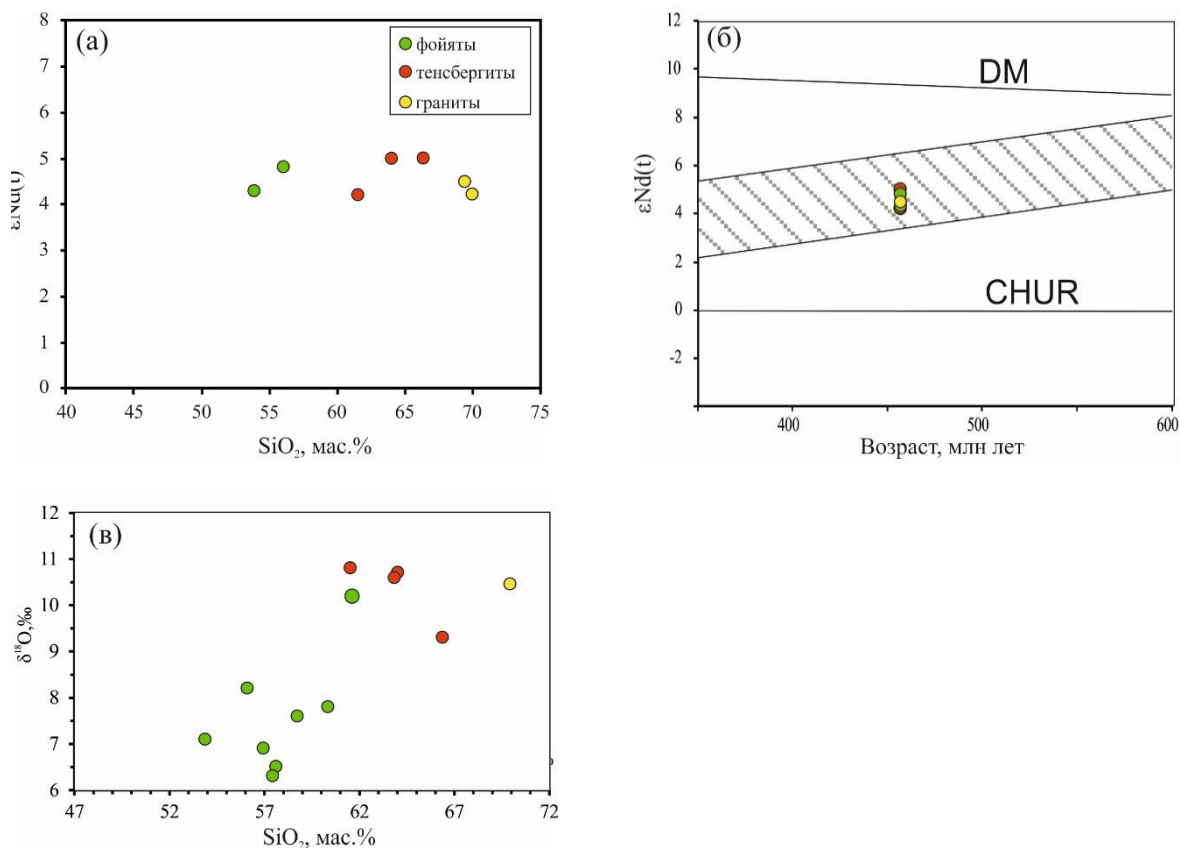


Рисунок 28 - (а) соотношения $\epsilon_{Nd}(t)$ – SiO_2 в Сайбарских фойяитах и гранитах; (б) диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ – возраст для пород Сайбарского массива и раннепалеозойских магматических ассоциаций Кузнецкого Алатау Алтае-Саянской складчатой области по [120]; (в) соотношения $\delta^{18}O$ – SiO_2 в калиево-натриевых полевых шпатах Сайбарских пород

Составы другой группы пород находятся в поле Di-Ab-Q и тренд направлен в сторону обогащения кварцем. Существование непреодолимого барьера между нефелин-нормативными и кварц-нормативными расплавами, определяемого реакцией $NaAlSiO_4$ (Нефелин) + SiO_2 (Кварц) = $NaAlSi_3O_8$ (Альбит), свидетельствует о разных механизмах формирования магм. Это подтверждается характером зависимостей между Na_2O и CaO в пироксенах, разрывом составов по CaO в интервале 4-8 мас. % и несовпадением трендов изменения составов пироксенов фойяитов и гранитов. Эти геологические и вещественные характеристики пород Сайбарского массива позволяют предположить широкое участие процессов контаминации сиенитовых магм различными по составу вмещающими породами континентальной коры, которые маскируются кристаллизационной дифференциацией.

На участие континентальной коры в процессах магмообразования указывает изотопный состав Nd. Точки изотопных составов Nd сосредоточены в поле составов Nd изотопной эволюции для гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, в том числе для раннепалеозойских интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау (Рисунок 28 б) [120], которые могли быть потенциальными контаминантами для ордовикских

сиенитовых магм. Эти данные подтверждаются широкими вариациями изотопного состава кислорода во всех породах.

Анализ трендов изменения составов пород указывает на то, что в процессах ассимиляции могли участвовать низкощелочные гранитоидные комплексы и карбонатные породы. Так, тренд ассимиляции низкощелочных гранитоидов сформирован составами с высокими содержаниями SiO_2 (69 - 70 мас. %), низкими концентрациями Al_2O_3 (~15.0 мас. %), Ti (~ 2600 г/т), Zr (~ 230 г/т), и умеренными Sr (около 200 г/т) по сравнению с сиенитами. Тренд ассимиляции карбонатных пород сопровождается десиликацией сиенитового расплава, широким разбросом содержаний Al_2O_3 (15.5-19.5 мас. %), Ti (3700-7700 г/т), Zr (700-1550 г/т) и Sr (70-230 г/т) в фойяитах по сравнению с сиенитами.

Геологические взаимоотношения, петрографические и изотопно-геохимические характеристики пород указывают на доминирующую роль контаминации диопсид-нормативных сиенитовых магм кембрийскими известняками, присутствующими в виде линз во вмещающих массив толщах, при формировании щелочных нефелиновых сиенитов. Это подтверждается следующей реакцией: CaCO_3 (кальцит) + $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (плагиоклаз) + $1/2\text{Al}_2\text{O}_3$ (расплав) = $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит) + $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (нефелин) + CO_2 . Добавление кальция в сиенитовый расплав обуславливает появление анортита, фракционирование которого приводит к недосыщенности расплава в отношении CaO и SiO_2 и в конечных продуктах появляется нефелин. Освобождающийся в этом процессе CO_2 образует новые фазы, в том числе соединения, богатые щелочами, которые поднимаются к апикальным частям магматической камеры и участвуют в кристаллизации сравнительно небольших объёмов щелочных пород с обильной кристаллизацией нефелина и щелочных темноцветных минералов, среди которых преобладает эгирин-авгит.

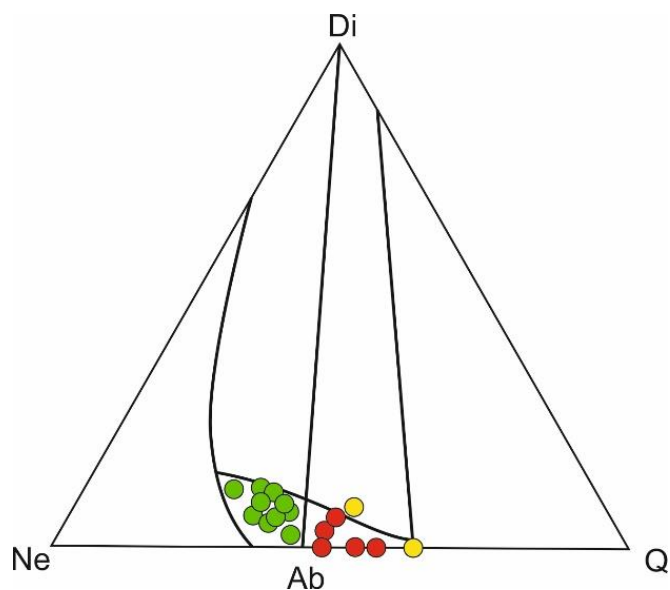


Рисунок 29 - Треугольная диаграмма Ne-Di-Q [121]

Эти щелочные породы маркируют выходы вертикальных флюидонасыщенных магматических колонн. В них происходила кинематическая дифференциация расплава при его движении, приводящая к избирательной сегрегации эгирин-авгита и образованию всех разновидностей фойяитов. По мере удаления от осевой части к зоне эндоконтакта увеличивалась роль контаминации вмещающими гранодиоритами, в новообразованных расплавах возрастало содержание SiO_2 , что приводило к появлению кварцсодержащих пород. В них понижались содержания гидрофобных высокочargedных Zr и Hf, что, вероятно, связано с ранней кристаллизацией цирконосиликатов при насыщении магм водным флюидом. Среди этих пород распространены как деплетированные субщелочные двуполевошпатовые граниты, состав которых в приближен к составу анатектических магм, образующихся при плавлении верхнекорового вещества, так и граниты, обогащенные LREE, которые формировались при фракционировании щелочных тёмноцветных минералов в сиенитовых расплавах. Слабо выраженный европиевый минимум подтверждает петрографические данные, указывающие на позднюю кристаллизацию альбита и ортоклаза по сравнению с эгирин-авгитом.

2.3 Изучение внутриплитных кайнозойских вулканитов Южно-Забайкальской вулканической области

2.3.1 Геохимия кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (Хэнтэйский хребет, Забайкалье)

В южном обрамлении Сибирского кратона широкое распространение имеют раннекайнозойские вулканиты. Вулканические поля расположены на большой площади от Удокана и Витима на севере через Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) до вулканических районов Монголии (Хангай, Дариганга) [122]-[126]. Небольшие проявления подобных вулканитов отмечены в центральной части Дауро-Хэнтэйского свода. Фрагменты лавовых построек с возрастом 5.5–8 млн лет [127; 128] обнаружены по долине р. Буркал и в Бороздинском гольце на водоразделе р. Бороздина и Харчевка.

Исследованы вулканиты лавового плато р. Харчевка (правый приток р. Буркал). Вулканиты залегают на поверхности 100 метровой террасы, образуя протяженный поток, разобщенный на ряд полей [129]. Мощность данной части разреза около 20 м. Вулканиты представлены порфиоровыми и афировыми разностями. Порфиоровая структура большей частью вызвана наличием ксенокристов оливина и в меньшей – фенокристов пироксена и оливина. Основная масса сложена мелкими зернами оливина 0.2×0.3 мм, пироксена менее 0.4 мм, тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0.1 мм) и микрокристами апатита ≈ 0.02 мм. В интерстициях тонко раскристаллизованный агрегат с реликтами стекла.

Получены первые данные по химическому составу минералов. Оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники (ксенокристы и фенокристы) и мелкие зерна оливина в основной массе. По результатам исследований выделено три разновидности оливинов: О11 – ксеногенный из разрушенных перидотитовых включений, О12 – кристаллизующийся из базальтового расплава (первая генерация) и О13 – мелкие зерна основной массы (вторая генерация).

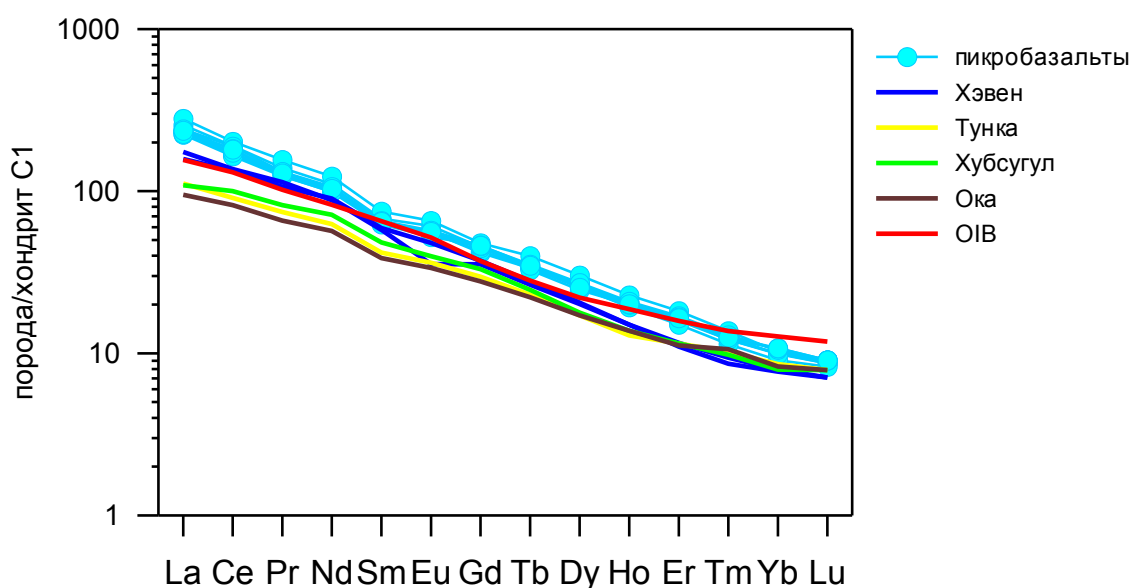
Пироксены относятся к авгиту с переходом в краевых частях в эгирин-авгит. В крупных вкрапленниках наблюдается зональность. Она выражается в уменьшении содержания MgO к краевой части и увеличении содержания оксидов натрия и титана от центра к краю. Мелкие зерна основной массы характеризуются повышенным содержанием натрия и их состав близок к составу краевых частей вкрапленников. Так же, как для оливинов, нами выявлены две генерации. Первая представлена крупными зональными кристаллами. Пироксены второй генерации, представленные мелкими зернами в основной массе, кристаллизовались из остаточного расплава.

В вулканитах полевые шпаты встречены только в виде тонких лейст, рассеянных в основной массе, и микролитов в тонко раскристаллизованном матриксе. Калий-натровый и

натрий-калиевый полевой шпат и фельдшпатоиды отмечены только в интерстициях. Лейсты плагиоклаза представлены олигоклазом $An_{16-20}Ab_{70-80}Or_{6-10}$. Микролиты основной массы сложены двумя разновидностями. Одна из них представлена ортоклазом, а вторая – анортоклазом. Лейцит и нефелин наблюдаются в виде микролитов интерстиций.

Из оксидов обнаружены титаномагнетиты, единичные зерна ильменита и хромшпинели. Хромшпинель представлена двумя разновидностями. Одна из них представлена зональным зерном с высоким содержанием хрома (Cr_2O_3 около 30 мас. %), алюминия (Al_2O_3 более 30 мас. %), магния (около 12 мас. % MgO) в центре. От центра к краю зерна резко понижается содержание хрома, алюминия, магния и возрастает количество железа и, особенно, титана. Вторую разновидность можно отнести к ряду хромит-ульвошпинель. Ильменит содержит небольшое количество примесей и по своему составу относится к типичным минералам основных пород. Титаномагнетиты встречаются в виде мелких гомогенных зерен с невысоким содержанием примесей. Из аксессуарных минералов отмечен фторапатит, представленный игольчатыми кристаллами. Остаточное стекло представлено обводненным нефелиновым твердым раствором.

Породы низкокремниевые, максимальное содержание SiO_2 достигает 42.93 мас. %, высокомагнезиальные – 10.57-16.04 мас. % MgO и относятся к щелочным пикробазальтам. Изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), PЗЭ. Отмечена высокая степень фракционирования (La/Yb – 29.5-37.9; Dy/Yb – 3.5-4.4). По характеру распределения PЗЭ (Рисунок 30) вулканиты почти полностью соответствуют OIB [130] и вулканитам ЮБВО [131; 132] (Рисунок 30).



OIB – [130]; пикробазальты – наши данные; Ока, Тунка, Хубсугул – [131]; Хэвен – [131].

Рисунок 30 - График распределения PЗЭ

На основе изученных особенностей составов минералов был определен порядок кристаллизации вулканитов. При подъеме базальтового расплава к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов, разрушение которых привело к появлению в базальтоидах ксенокристов оливина (O11) и хромшпинелида. Взаимодействие ксеногенных оливинов и хромшпинелида с расплавом привело к диффузионному обмену и, может быть, к частичному растворению, а это привело к образованию зональности в минералах. Далее происходила кристаллизационная дифференциация. Вероятнее всего первыми кристаллизовались базальтовые оливины (O12) вместе с пироксенами первой генерации. Они взаимодействовали с базальтовым расплавом и происходило обогащение компонентами расплава, которое приводило к образованию менее магнезиальных и более железистых краев в зернах оливина и к обогащению краевых частей пироксенов алюминием, железом, титаном и натрием. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (O13) и пироксены второй генерации, окиснорудные минералы (титаномагнетит, ильменит, хромит-ульвошпинель). В самую последнюю очередь из силикатного расплава, обогащенного щелочами, кристаллизовались щелочные алюмосиликаты: плагиоклаз, КПШ, нефелин и лейцит. Наличие остаточного стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях.

2.3.2 Изучение кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (район р. Буркал, Забайкалье)

Продолжено исследование вулканитов лавового плато р. Харчевка (правый приток р. Буркал). Выяснено, что составы пород попадают в поле базанитов (Рисунок 31).

Изучен химический состав минералов, слагающих эффузивы. Были определены P-T условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато устья р. Харчевка. Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия оливина $Fo_{0,85}$ составляют ($T = 1282-1174^{\circ}C$, а $P = 1.39 - 1.06$ GPa). Для центральных частей вкрапленников клинопироксенов с составом ($Wo - 46.40$, $En - 41.02$, $Fs - 9.36$) температура определена в $1168 - 1136^{\circ}C$, а давление $0.82-0.81$ GPa. Получены первые данные по изотопному составу Sr и Nd. (Таблица 3, Рисунок 32).

Использование полученных результатов позволило оценить мантийные источники исследованных пород. Источником базанитовых магм Дауро-Хэнтэйского хребта являлось вещество с изотопными характеристиками PREMA и EMI. При этом вклад материала PREMA превышает EMI.

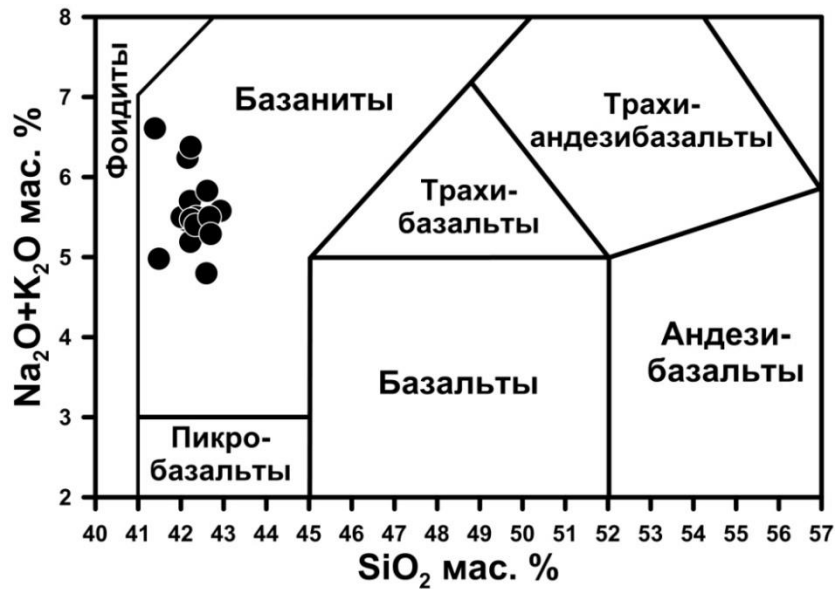
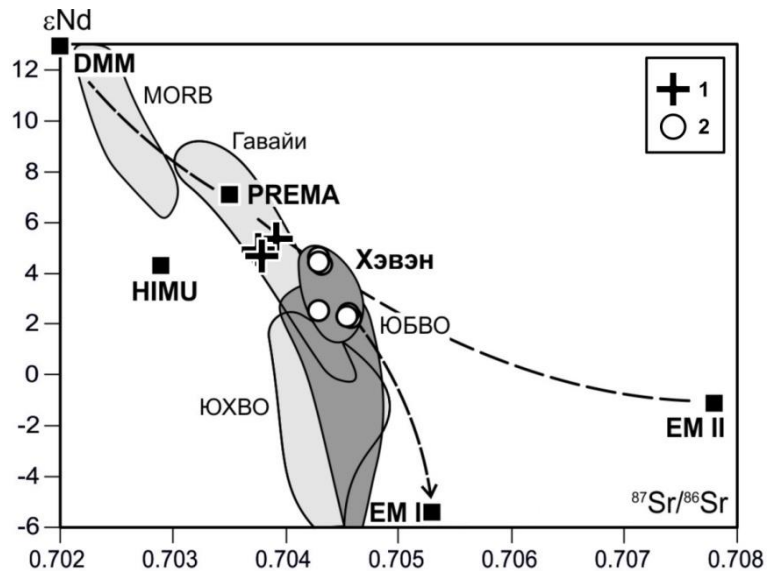


Рисунок 31 - Диаграмма щелочность-кремнекислотность для исследованных вулканитов по [133]

Таблица - 3 Изотопные характеристики базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта

№	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	σ	ϵNd
150	0.703914	0.000010	0.512878	0.000006	4.7
113	0.703760	0.000011	0.512891	0.000010	4.9
16	0.703754	0.000012	0.512912	0.000007	5.3



Поля составов вулканитов Южно-Байкальской вулканической области [134; 131], Южно-Хангайской вулканической области [135; 136], MORB и Гавайских островов [137]. Мантийные резервуары: DMM, EM I и EM II, HIMU [138], PREMA [139], 1 – наши данные, 2 – базальтоиды плато Хэвэн [132]. Штриховыми линиями показаны возможные направления взаимодействия вещества мантийных источников.

Рисунок 32 - Изотопные характеристики базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканических ареалов ЮБВО и ЮХВО

2.3.3 Геохимия, минералогия и изотопия молодых щелочных вулканитов юга складчатого обрамления Сибирского кратона (Южное Забайкалье)

Целью работы являлось определения родоначального состава магм, изотопных источников и определение Р-Т параметров формирования базанитов Бороздинского гольца. Для достижения этого на современном уровне был изучен состав минералов, получены первые данные по изотопному составу пород и определен абсолютный возраст проявленного вулканизма.

Нами проведено определение абсолютного возраста вулканитов Ar/Ar методом. Результаты приведены на рисунке 33. Датировка 3.51 ± 0.27 млн лет гарантированно является верхним пределом на время вулканизма.

Изотопная Sr-Nd характеристика пород Бороздинского гольца (Рисунок 34) позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как он заметно более деплетирован составами неодима ($\epsilon Nd = 4.9 - 6.1$) и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7038 - 0.7039$) по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, где $\epsilon Nd \leq 4$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7041$.

Напротив, изотопный состав свинца исследованных базальтоидов характеризуется более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA, что следует из диаграмм $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 35А) и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (Рисунок 35Б).

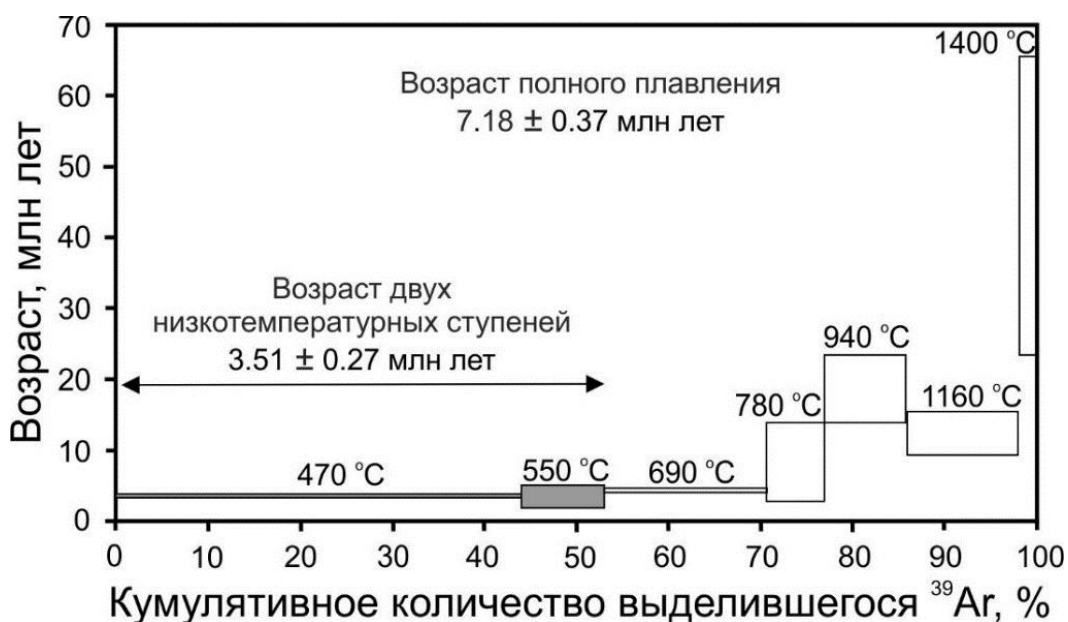
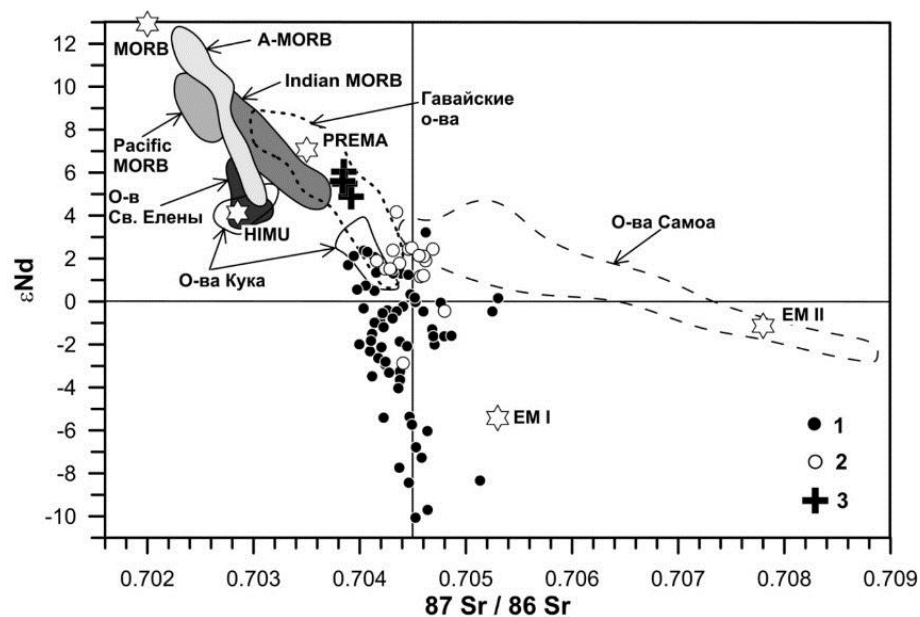


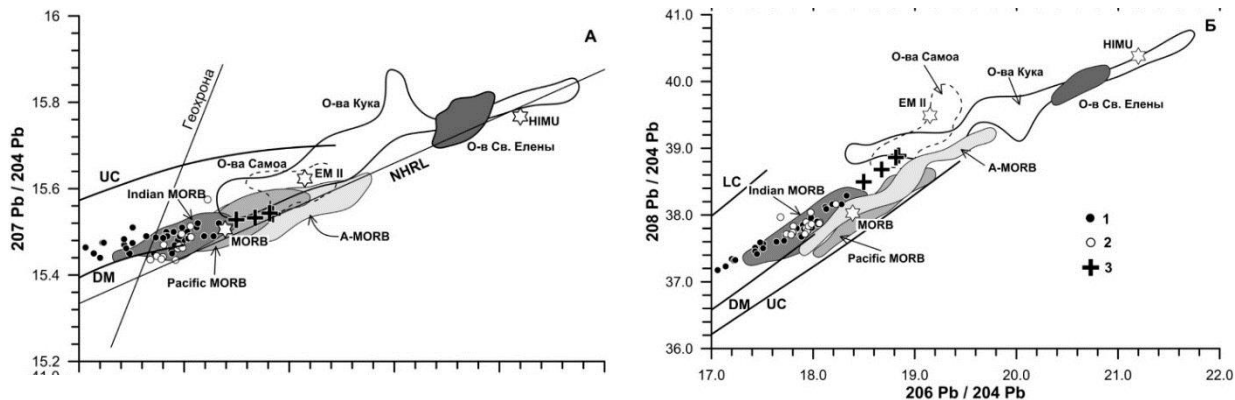
Рисунок 33 - Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования образца В 15



1 - Южно-Байкальской вулканической области [131; 133; 134]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [131; 136] и 3 - Бороздинского гольца. Составы мантийных источников MORB, EM-I, EM-II, HIMU даны по [140; 141], PREMA – по [141].

Поля составов базальтов MORB и некоторых OIB показаны по следующим источникам: атлантические MORB [142; 143]; тихоокеанские MORB [144]; индийские MORB [145]; Гавайские острова – по базам данных [143]; остров Св.Елены [146]; острова Кука [142]; острова Самоа [142; 143]

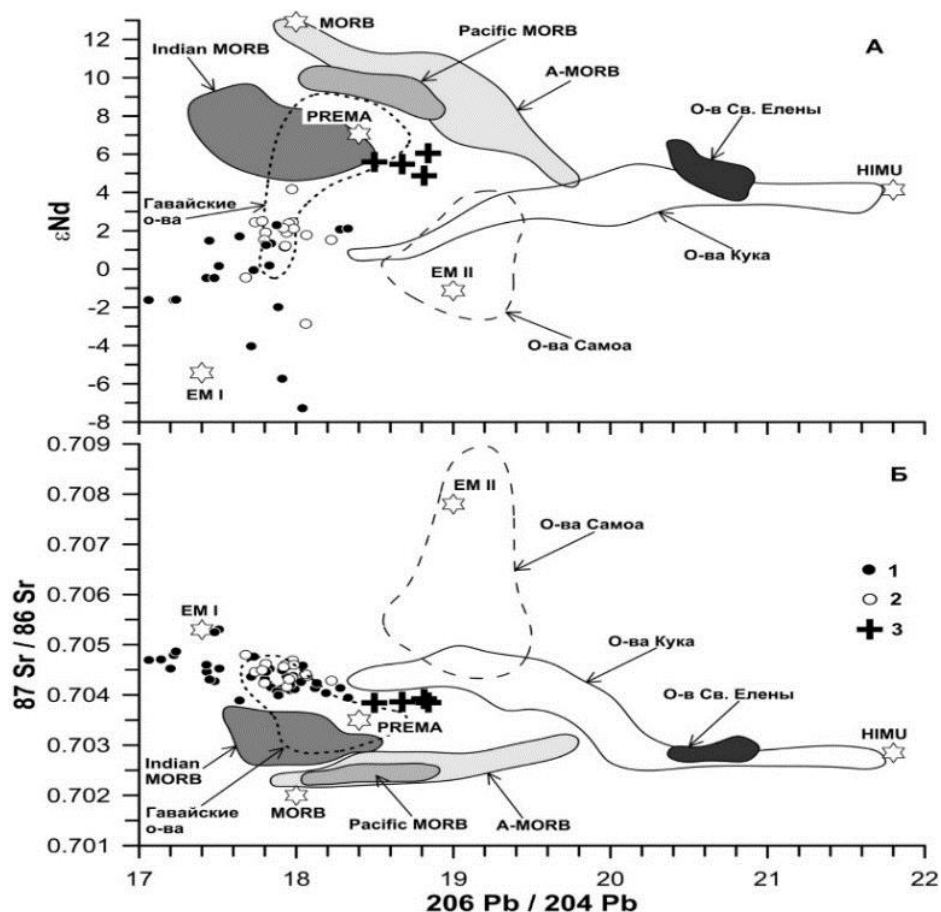
Рисунок 34 - Изотопная диаграмма ϵNd - $^{87}Sr/^{86}Sr$ для неогеновых базальтоидов



$^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (А) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Б) для неогеновых базальтоидов: 1 - Южно-Байкальской вулканической области [131; 133]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [131; 136] и 3 - Бороздинского гольца. Линии изотопной эволюции Pb в верхней коре (UC), нижней коре (LC) и деплетированной мантии (DM) даны по [147]. Остальные обозначения и ссылки – см. рисунок 34.

Рисунок 35 - Диаграммы изотопной эволюции свинца в координатах

Более определенно этот вопрос решается на основе оценки вариаций изотопных составов базальтоидов в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Рисунок 36 А, Б), где точки составов Бороздинского гольца образуют отчетливый тренд от источника PREMA к источнику HIMU, характеризующийся постоянством деплетированного изотопного состава стронция и ростом радиогенности изотопного состава свинца.



(А) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) для неогеновых базальтоидов: 1 - Южно-Байкальской вулканической области [131; 133]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [131; 136] и 3 - Бороздинского гольца. Остальные обозначения и ссылки – см. рисунок 34.

Рисунок 36 - Изотопные диаграммы в координатах $\epsilon\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Таким образом, Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов Бороздинского гольца свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

Определены P-T условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне P - 1.15-1.06 гПа и 1379-1293 °C. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базанитовых расплавов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol+Crx+Grt).

Вулканическая область Южного Забайкалья (Дауро-Хэнтейский хребет) вероятнее всего возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма. Возраст ее формирования определен в 3.51 млн лет. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU. Изученные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям и по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам ОИВ. Их составы

близки к щелочным базальтам ЮБВО. Расчет температуры и давления в условиях равновесия кристалл-расплав для центральных частей оливина и пироксена показал, что температуры кристаллизации и давления равновесия Fo_{86} с базанитовым расплавом составляют 1379-1293 °С и 1.15-1.06 гПа. Для центральных частей вкрапленников с составом ($Wo_{45}En_{46}Fs_9$) по той же схеме [25] температура определена в 1174–1122 °С, а давление 0.94–0.926 гПа.

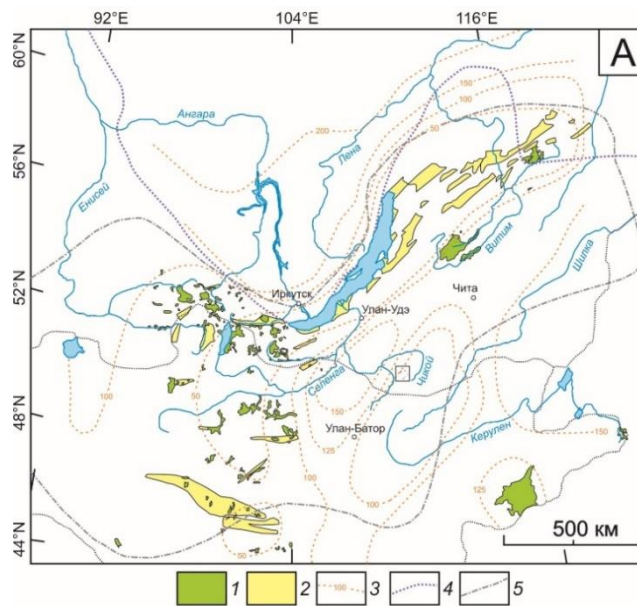
2.3.4 Исследование элементов платиновой группы в кайнозойских базанитах Дауро-Хэнтейского хребта (Южное Забайкалье)

Изучение геохимии элементов платиновой группы (ЭПГ) позволяет прогнозировать перспективные рудные районы, а также строить петрологические модели и идентифицировать источники вещества магматических комплексов. Поэтому не случаен интерес к исследованию поведения и содержания (ЭПГ) в различных геологических объектах, что в последние годы увеличило число работ, посвященных этой тематике.

Значимая часть исследований посвящена рудоносным объектам [148] – [151 и др.]. Также приводятся содержания ЭПГ в породах различных ультрамафит-мафитовых комплексов [152] – [154 и др.]. Есть сведения о содержании платиноидов в базальтах различных геодинамических обстановок [155] – [158 и др.], том числе и в островодужных базальтах Камчатки [159; 160]. Кроме того, есть данные о платиноидах в породах крупных изверженных провинций [161] – [163 и др.]. В последние годы опубликованы сведения о содержании и поведении ЭПГ в основных вулканитах крупнейших изверженных провинций: Сибирской платформы и Западной Сибири [164; 165]. Один из крупных районов России – Южное Забайкалье – до настоящего времени не изучен в отношении содержания и поведения ЭПГ в основных породах.

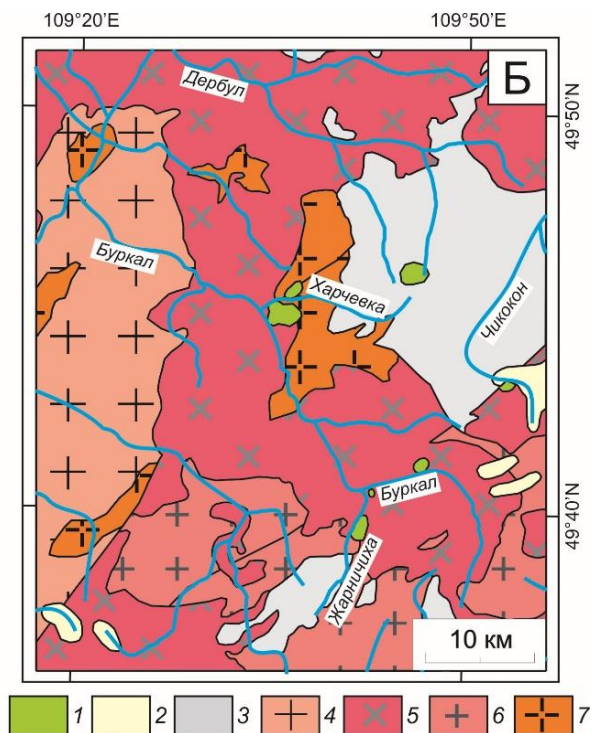
Одним из районов распространения кайнозойских вулканитов, которые не связаны с рифтогенезом, является Южное Забайкалье. Здесь, на Дауро-Хэнтейском хребте распространены небольшие по мощности и площади потоки и покровы щелочных базальтоидов. Нами было проведено изучение пород трех участков, которые расположены в верховьях рек Чикой и Чикокон (Рисунки 37, 38).

Исследованные породы относятся к базанитам. Вещественный состав вулканитов, минералогия и геохимические особенности были рассмотрены ранее [169]. Отметим только, что содержание серы в базальтоидах очень низко, зачастую ниже предела определения. Поэтому не обнаружены сульфидные минералы. По своим геохимическим характеристикам изученные породы соответствует базальтам океанических островов. График распределения РЗЭ подтверждает отнесение базанитов к породам ОИВ (Рисунок 39).



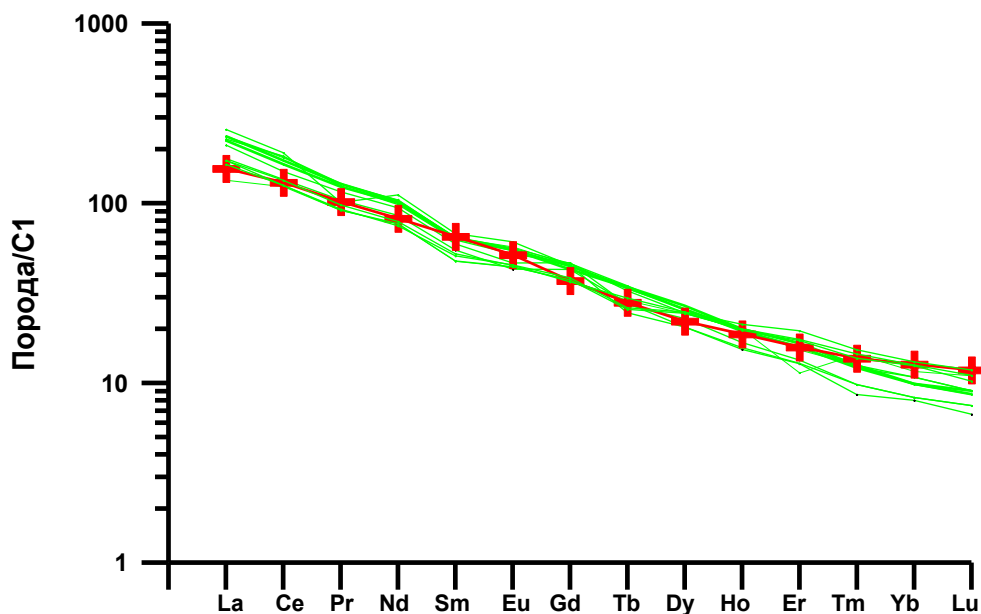
1 – кайнозойские вулканические породы, 2 – кайнозойские осадочные бассейны и впадины, 3 – мощность литосферы в км, по [166], 4 – граница Сибирского кратона, 5 – граница распространения аномальной низкоскоростной мантии [167]. Положение щелочных базальтоидов Дауро-Хэнтейского хребта отмечено прямоугольником.

Рисунок 37 - Положение кайнозойских вулкаников в Байкало-Монгольском регионе [128]



Фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1000000, лист М-49 [168], с упрощениями и дополнениями. 1 – позднекайнозойские щелочные базальтоиды, 2 – четвертичные флювиогляциальные отложения, 3 – каменноугольные отложения ингодинской серии, 4 – гранитоиды малханского комплекса (PZ_1), 5 – гранитоиды даурского комплекса (P_1), 6 – гранитоиды кыринского комплекса (J_1-2), 7 – гранитоиды асакан-шумиловского комплекса (J_2-3).

Рисунок 38 - Геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтоидов Дауро-Хэнтейского хребта



Зеленая линия - базаниты Южного Забайкалья – наши данные, красный крест - OIB [170]; C1 - [171].

Рисунок 39 - График распределения РЗЭ в вулканитах, нормированное к хондриту C1

Содержания элементов платиновой группы (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os) определялось методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения Element 2 (Finnigan MAT) с использованием открытого кислотного разложения и отделением матричных элементов на катионите КУ-2-8 по методике [163]. Суммы ЭПГ в изученных породах достаточно различаются от 20 до 40 ppb. Наблюдается невысокая степень фракционирования (Pd/Ir - 0.21 - 4.1) (Рисунок 40). На рисунке 41 показано распределение ЭПГ в вулканитах, нормированное к хондриту C1 [171].

Все полученные данные отражают относительное обогащение Pt и Pd относительно Os, Ir, Rh и Ru. Почти для всех ЭПГ не наблюдается значимых зависимостей от содержания как петрогенных, так и редких элементов. Все элементы платиновой группы практически не входят в кристаллическую решетку порообразующих силикатных минералов. Повышенные концентрации платиноидов отмечаются либо в сульфидах, как включения интерметаллидов, или включений соединений ЭПГ со многими элементами. Данные по содержаниям ЭПГ в базальтоидах различных геодинамических обстановок (см. рисунок 41) показывают, что наименьшая концентрация отмечается в базальтах срединно-океанических хребтов (N-MORB), а наибольшая в породах OIB. При этом содержание платиноидов в толеитах OIB несколько выше [172], чем в щелочных базальтах океанических островов [173]. Базальты островных дуг (IAB) занимают промежуточное положение [159].

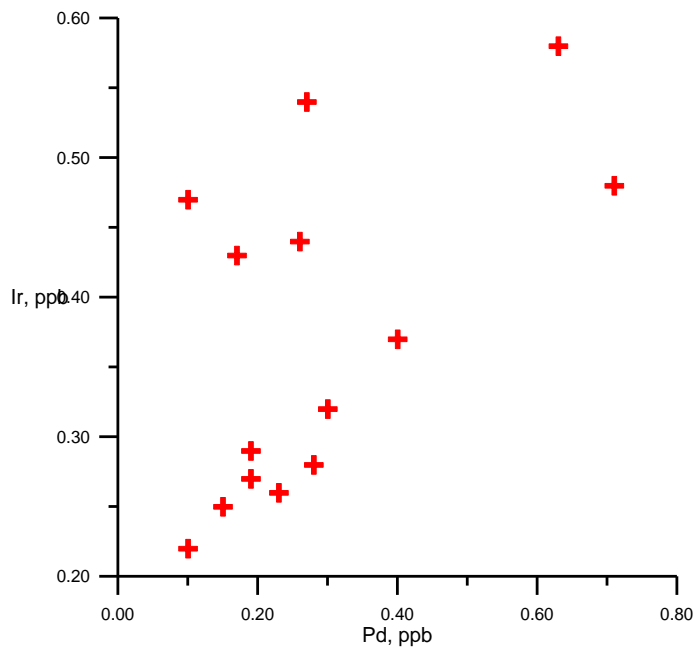
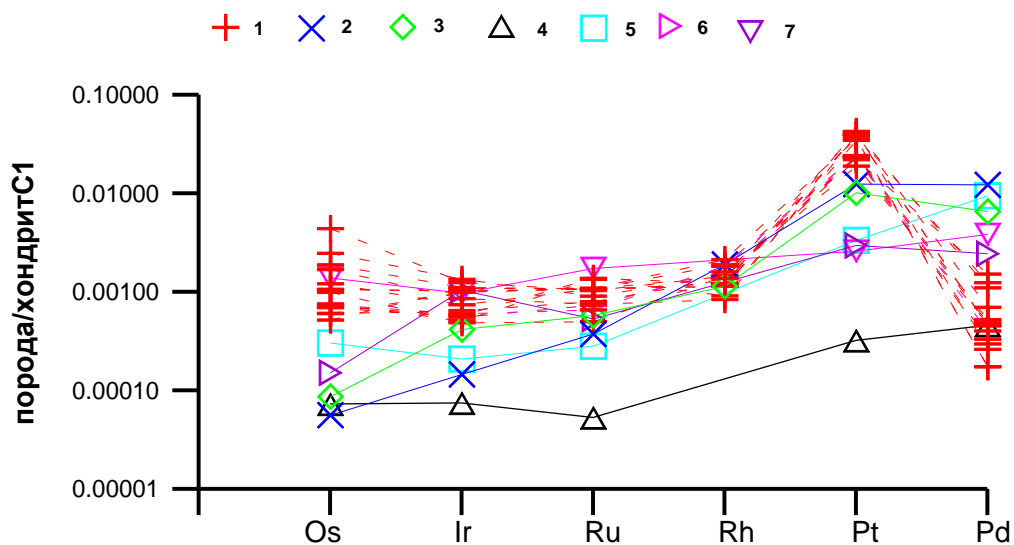


Рисунок 40 - Зависимость содержания Ir от концентрации Pd



1 - базаниты Южного Забайкалья, наши данные; 2 – толеитовые базальты Сибирской платформы [164]; 3 - базальтоиды Западно-Сибирской плиты [165]; 4 - MORB [148]; 5 - IAB [159]; 6 - щелочные базальты Гавайских островов [172]; 7 – толеиты Гавайских островов [173].

Рисунок 41 - Распределение ЭПГ в вулканитах, нормированное к хондриту C1 [146]

Распределение элементов платиновой группы в магмах практически полностью контролируется содержанием их в сульфидах. В отсутствие фаз концентраторов, таких как сульфиды, что наблюдается в нашем случае, часть ЭПГ рассеивается в силикатном расплаве. Кроме того, ЭПГ могут частично концентрироваться в окисно-рудных фазах, таких как магнетит или хромит. Следует заметить, что коэффициенты распределения расплав-минерал для платины в магнетите (3) и хромите (3.3) выше, чем таковые у палладия (1.1 для магнетита и 1.6 для хромита) [174; 175].

Степень накопления элементов платиновой группы в силикатном расплаве зависит от степени частичного плавления: до 20% частичного плавления мантии в рестите сохраняются сульфиды, а после – они начинают переходить в расплав [175]. Для щелочных базальтов Гавайских островов степень частичного плавления была определена по содержанию палладия и иридия [176]. Она составляла $\approx 7\%$. В связи с тем, что изученные нами базаниты по петрогенному и редкоэлементному составу наиболее близки всего к щелочным базальтам Гавайских островов, поэтому можно использовать полученные данные [176] для определения степени частичного плавления субстрата базанитов Южного Забайкалья. Степень частичного плавления мантийного субстрата базанитов не превышала 8%. Нами была предпринята попытка рассмотреть концентрирование ЭПГ в исследованных базанитах. В случае невысокой степени плавления, что отмечается данным случае, только небольшая часть платиноидов попадает в образующийся силикатный расплав. В зону магмообразования возможно вовлечение типичной субконтинентальной литосферы, содержащей сульфиды. В связи с большими величинами коэффициентов распределения ЭПГ в системе сульфидный-силикатный расплавы, как было показано выше, сульфидные фазы экстрагируют платиноиды из силикатного расплава. Так как сульфидные минералы в базанитах не отмечены, такой вариант представляется маловероятным.

В случае присутствия окисно-рудной фазы ЭПГ может концентрироваться в хромшпинелидах, либо в магнетитах. Однако в связи с единичными зёрнами хромшпинели в изученных породах, этот минерал не вносит существенную роль в содержании платиноидов. Можно предположить, что ЭПГ растворенные в силикатном расплаве в процессе кристаллизации концентрируются в титаномagnetите. При этом содержание платины в минерале выше, чем палладия, как это следует из коэффициентов распределения этих элементов [172; 173].

Полученные нами данные показывают, что концентрации платиноидов несколько выше, чем кларковые содержания для основных пород [172]. Спектр распределения элементов платиновой группы изученных базанитов сопоставим с породами ОИВ и породами крупных изверженных провинций: толеитовыми базальтами Сибирской платформы и базальтоидами Западно-Сибирской плиты [164; 165]. Особенно близко содержание ЭПГ с таковым в щелочных базальтах Гавайских островов [172]. Отличие состоит в пониженных концентрациях палладия (см. рисунок 34). Подобные спектры распределения платиноидов, с низкими содержаниями палладия, отмечены в вулканиках Онтонг Джава [177] и некоторых базальтах офиолитового комплекса Камчатки [160]. Это объясняется тем, что при низких степенях плавления сульфидная фаза остается в субстрате и вместе с ней большая часть палладия также остается в субстрате. Кроме того, как показано

выше платина предпочтительнее входит в титаномагнетит по сравнению с палладием. Для базальтов Гавайских островов показана их связь с Гавайским плюмом [172; 178]. Также предполагается влияние вещества плюма на содержание платиноидов при формировании базальтов Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в области головки плюма [164; 165]. Особенно четко это проявлено для базальтов Западной Сибири, в которых повышенные концентрации ЭПГ отмечены под центральными частями рифтовых зон, где плюм подходил наиболее близко к поверхности [165; 179; 180]. Полученные нами данные по поведению и распределению платиноидов и сравнение их с данными по другим объектами позволяет утверждать, что формирование базанитовых расплавов происходило при воздействии плюмового вещества.

Получены первые данные по содержанию элементов платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья. Концентрации ЭПГ соответствуют таковым в щелочных базальтах Гавайских островов, в толеитовых базальтах Сибирской платформы и базальтоидах Западно-Сибирской плиты. Сделан вывод о влиянии вещества плюма при формировании базанитовых расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые геологические и изотопно-геохимические исследования позволили выявить индикаторные геохимические и изотопные характеристики магматических ассоциаций и связанных с ними потенциально рудоносных комплексов, образованных в возрастном диапазоне 720-4 млн лет и проследить закономерности вещественной эволюции источников ультраосновных-основных расплавов и пород для ряда эталонных объектов Сибирского кратона и его складчатого обрамления, которые маркируют разные этапы формирования континентальной литосферы.

В ходе выполнения НИР в 2017-2020 гг. получены следующие научные результаты:

1) Расшифрованы геодинамические условия и определен возраст образования базит-ультрабазитовых комплексов юга Сибири, который совпадает с проявлением Франклинской крупной изверженной провинции в Канаде (~720 млн. лет) и косвенно подтверждает близкое соседство Северной Лаврентии и Южной Сибири в это время. Сделаны предварительные выводы о потенциальной рудоносности изученных ультраосновных интрузий. Предложен механизм образования «пористой» платины в хромититах Кондёрского массива. Установлены факторы локализации малосульфидного платинового оруденения в массивах дунит-перидотит-габбровой формации Восточного Саяна.

2) На основании оценки P-T параметров кристаллизации клинопироксена из мантийных ксенолитов, установлен факт независимости глубины формирования пород литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции от возраста в период 420-145 млн. лет. Сделан вывод об отсутствии корреляции между кимберлитами и карбонатитами для южных полей, и о возможном наличии такой связи для северных полей. Локальная неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции выражена в уникальной особенности состава гранатов, образование которой связано с проявлением метасоматических процессов. В юго-восточной части Куойкского поля выделена зона с наибольшими перспективами обнаружения алмазоносных трубок.

3) Сделан вывод о формировании пород офиолитовых комплексов Восточного Саяна и Адацагской зоны Монголо-Охотского пояса в преддуговой обстановке во время зарождения субдукции. На Баянгольском участке Джидинского террейна установлено тектоническое совмещение вовремя аккреционно-коллизионных событий фрагментов надсубдукционного офиолитового комплекса с известково-щелочными островодужными базальтами, формировавшимися в тыловой зоне островной дуги. Выявлена принадлежность метаперидотитов комплекса Алаг-Хадни (Монголия) к перидотитам мантийного клина и

проведена реконструкция трех стадий их образования (плавление, рефertilизация и надсубдукционный метаморфизм).

4) Установлено, что на формирование средне-позднеюрских и раннемеловых пород большое влияние оказал процесс контаминации коровым веществом. Выявлены индикаторные вещественные параметры позднеордовикских и ранне-среднедевонских вулканических серий Минусинского прогиба, предложены модели их образования, охарактеризован состав их мантийных источников. Сделано предположение о широком участии процессов контаминации сиенитовых магм различными по составу вмещающими породами континентальной коры в образовании пород Сайбарского массива.

5) Впервые получены данные по геохимии вулканитов Дауро-Хэнтэйского хребта (Южное Забайкалье) и на современном уровне изучен состав минералов. Определен абсолютный возраст базанитов. Рассчитаны P-T условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне P -1.15-1.06 гПа и 1379-1293 °C. Получены первые данные по содержанию элементов платиновой группы для изученных пород. Вулканическая область Южного Забайкалья (Дауро-Хэнтэйский хребет) вероятнее всего возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма.

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2017-2020 гг. были полностью выполнены. Создан необходимый научный задел для продолжения исследований в рамках намеченных направлений.

Результаты исследований отражены в 36 статьях в рецензируемых научных журналах (из них 33 - в журналах, цитируемых международными базами данных Web of Science, Scopus; из них 12 - в международных англоязычных научных журналах (Q1 и Q2)). Список публикаций по теме проекта за 2017-2020 гг. приведен в Приложении А.

Кроме того, результаты исследований были представлены в виде 43 докладов на всероссийских и международных конференциях. Список докладов по теме проекта за 2017-2020 гг. приведен в Приложении Б.

В рамках тем основных исследований по проекту были защищены две кандидатские диссертации и две научно-квалификационные работы. Список диссертаций и научно-квалификационных работ за 2017-2020 гг. приведен в Приложении Б.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕДЁННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Установлено, что базит-ультрабазитовые интрузии Приморского хребта (Байкальский выступ фундамента Сибирского кратона) связаны с проявлениями плюмового магматизма на рубеже 720 млн. лет, что позволяет рассматривать их составной частью Иркутской крупной изверженной провинции и повышает экономический потенциал рудно-магматической системы данного региона.

2. Установлена локальная неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции, проявленная в уникальных особенностях состава гранатов, образование которых связано с проявлением метасоматических процессов. В юго-восточной части Куойкского поля выделена зона с наибольшими перспективами обнаружения алмазоносных трубок.

3. Реконструированы три этапа формирования метаперидотитов офиолитовых комплексов Гоби-Алтая: 1) декомпрессионное плавление астеносферной мантии (6-8% в гранатовой + 15-19% в шпинелевой фациях); 2) рефертилизация островодужными расплавами в надсубдукционной зоне; 3) регрессивный метаморфизм в углу мантийного клина под влиянием флюидов из субдуцирующего слэба. Это согласуется с моделью формирования аккреционного комплекса Алаг-Хадни (метаперидотиты, островодужные вулканиты, эклогиты, метаморфизованные породы пассивной континентальной окраины) в результате субдукции континентального блока под внутриокеаническую островную дугу.

4. На формирование средне-позднеюрских и раннемеловых пород большое влияние оказал процесс контаминации коровым веществом. Наименее контаминированные “транзитные” магмы раннемеловой рифтовой фазы отвечают трахибазальтовым составам, характеризуются высокими содержаниями некогерентных элементов, высокой степенью дифференциации REE, умеренными значениями величин ϵNd , ϵSr и низкими $\delta^{18}\text{O}$. Индикаторными вещественными характеристиками позднеордовикских трахибазальтов Минусинского прогиба, отличающими их от ранне-среднедевонских вулканитов, являются пониженные содержания TiO_2 (не более 1,7 мас. %) и более фракционированный характер распределения РЗЭ, что контролируется составом мантийных источников. Геологические взаимоотношения, петрографические и изотопно-геохимические характеристики пород Сайбарского массива указывают на доминирующую роль контаминации диопсид-нормативных сиенитовых магм кембрийскими известняками, присутствующими в виде линз во вмещающих толщах, при формировании щелочных нефелиновых сиенитов. ДеPLETED субщелочные двуполевошпатовые граниты зоны эндокотакта формировались при плавлении верхнекорового вещества.

5. Впервые получены данные по геохимии вулканитов Дауро-Хэнтэйского хребта (Южное Забайкалье) и на современном уровне изучен состав минералов. Определен абсолютный возраст базанитов. Рассчитаны P-T условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне P -1.15-1.06 гПа и 1379-1293 °C. Согласно Sr-Nd-Pb изотопной систематике доминирующим мантийным источником для позднекайнозойских базальтоидов Бороздинского гольца центральной части Дауро-Хэнтэйского свода служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отличает эти породы от базальтоидов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, изотопный состав которых контролируется процессом смешения расплавов, формирующихся из мантийных источников PREMA и EM I. Получены первые данные по содержанию элементов платиновой группы для изученных пород. Вулканическая область Южного Забайкалья (Дауро-Хэнтэйский хребет) вероятнее всего возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М. Ю., Колотилина Т.Б., Вишнеvский А.В., Бенедюк Ю.П. Платинометальная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геол. руд. мест. – 2013. - № 3. - С. 189—202.
2. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А. Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2016. - Т. 57. - № 5. - С. 1043—1057.
3. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Геохимическая модель формирования платиноносного дунит-верлитового массива Медек (Восточный Саян, Россия) // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 12 – С. 2011-2026.
4. Бенедюк Ю.П., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Ступаков С.И., Дорошков А.А. Условия формирования ультрабазитов алхадырского террейна (Восточный Саян, Сибирь) по результатам комплексного изучения состава хромшпинелидов // Геология и геофизика. – 2015. - № 9. - С. 1664-1680.
5. Ступаков С.И., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Эволюция физико-химических условий кристаллизации расплавов при формировании дунит-перидотит-габбровых массивов Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. - Т. 330. - № 7. - С. 208-223.
6. Mekhonoshin, A.S.; Kolotilina, T.B.; Doroshkov, A.A.; Pikiner, E.E. Compositional Variations of Cr-Spinel in High-Mg Intrusions of the Primorsky Ridge (Western Baikal Region, Russia) // Minerals. – 2020. - V. 10. - № 8. - Номер статьи 608.
7. Bristow J.W. Picritic rocks of the North Lebombo and south east Zimbabwe // Geological Society of South Africa Special Publication. - 1984. - V. 13. - P. 105–123.
8. Cawthorn R.G., Groves D.I., Marchant T. Magnesian ilmenite: clue to high-Mg parental magma of the Insizwa intrusion, Transkei // Can. Mineral. – 1985. - V. 23. - P. 609–618.
9. Cawthorn R.G., Biggar G.M. Crystallization of titaniferous chromite, magnesian ilmenite and armalcolite in tholeiitic suites in the Karoo igneous province // Contrib. Mineral. Petrol. – 1993. - V. 114. - P. 221–235.
10. Kostrovitsky S.I. Deciphering of kimberlite field structure by Mg-ilmenite composition on the example of Daldyn field (Yakutia) // Eur. J. Mineral. – 2018. – V. 30. – P. 1083-1094.

11. Barnes S. J., Kunilov V. Y. Spinels and Mg-ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province // *Econ. Geol.* – 2000. – V. 95. – P. 1701–1717.
12. Cassidy K.F., Groves D.I., Binns, R.A. Manganian ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia // *Can. Mineral.* – 1988. – V. 26. – P. 999–1012.
13. Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A., Fominykh P.A. Fe-Ti oxide assemblages from the contact-metamorphosed mafic-ultramafic rocks of the Sedova Zaimka Intrusion (Western Siberia, Russia) // *Minerals.* – 2020. - V. 10. - № 3. - 253.
14. Шведов Г.И., Барков А.Ю., Олешкевич О.И. Рудные минеральные ассоциации в ультрамафитах массива Огнит, Иркутская область, Восточный Саян // *Вестник ВГУ. Серия: Геология.* – 2016. - № 1. - С. 49—60.
15. Shvedov G., Barkov A. Primary and alteration assemblages of platinum-group minerals from the Ognit complex, Irkutskaya oblast, Eastern Sayans, Russia // *Neues Jahrb. Fur Min.-Abh.* – 2017. - V. 194. - P. 35-48.
16. Barkov A., Bindi L., Tamura N., Shvedov G., Winkler B., Stan C., Morgenroth W., Martin R., Zaccarini F., Stanley C. Ognitite, NiBiTe, a new mineral species, and Co-rich maucherite from the Ognit ultramafic complex, Eastern Sayans, Russia // *Mineral. Mag.* – 2019. - V. 83. - P. 695-703.
17. Юричев А.Н., Чернышев А.И. Новые рудные минералы Кингашского ультрамафитового массива (Северо-Запад Восточного Саяна) // *Зап. РМО.* – 2016. - № 3. - С. 14-22.
18. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Orsoev D.A. Re Sulfides from Zhelos and Tokty-Oi Intrusions (East Sayan, Russia) // *Minerals.* – 2019. - V. 9. - № 8. - Номер статьи 479.
19. Skinner B. J., Luce F.D., Dill J.A., Ellis D.E., Hagen H.A., Lewis D.M., Odell D.A., Sverjensky D.A, Williams N. Phase relations in ternary portions of the system Pt–Pd–Fe–As–S // *Econ. Geol.* – 1976. – V. 71. – P. 1469-1475.
20. Gervilla F., Leblanc M., Torres-Ruiz J., Fenoll Hach-Alí, P. Immiscibility between arsenide and sulfide melts: a mechanism for concentration of noble metals // *Can. Mineral.* – 1996. – V. 34. – P. 485-502.
21. Gornostayev S.S., Ohnenstetter M., Neziraj A., Ohnenstetter D., Laajoki K.V.O., Popovchenko S.E., Kornienko P.K. New occurrences of anduoite (Ru,Os)As₂, from chromite of Ukraine and Albania // *Can. Miner.* - 2001. - V. 39. - P. 591–606.
22. Prichard H.M., Fisher P.C., McDonald I., Knight R.D., Sharp D.R., Williams J.P. The distribution of PGE and the role of arsenic as a collector of PGE in the spotted quoll nickel ore

deposit in the Forrestania greenstone Belt, Western Australia // *Econ. Geol.* - 2013. - V. 108. - P. 1903–1921.

23. Hoffman E., Maclean W. H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // *Econ. Geol.* - 1976. - V. 71. - P. 1461–1468.

24. Klemm D.D. Synthesen und Analysen in den Dreieckdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-COS₂-NiS₂ // *Neues J. Min, Abh.* - 1965. - V. 103. - P. 205–255.

25. Doucet, L., Ionov, D., Golovin, A., 2013. The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia// *Contrib. Mineral. Petrol.* - 2013. - V.165. - P.1225–1242.

26. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere// *Journal of Petrology.* - 1998. - V. 39. - P. 29–60.

27. Bussweiler Y., Foley S. F., Prelevic D., Jacob D.E. The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada// *Lithos.* - 2015. - V. 220. - P. 238-252.

28. Matthey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters.* – 1994. - V. 128. - P. 231-241.

29. Ionov D.A., Doucet L.S., Carlson R.W, Golovin A.V. Korsakov A.V. Post Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite// *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - 2015. - V. 165. - P. 466–483.

30. Ionov D.A., Carlson R. W., Doucet L.S. Golovin A.V., Oleinikov O.B. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite// *Earth and Planetary Science Letters.* - 2015. - V. 428. - P.108-119

31. Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry// *Journal of Petrology.* - 2004. - V.45. – P. 609–634.

32. Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean// *Journal of Petrology.* - 1999. - V. 40. - №1 - P. 133–165

33. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R., Wingate M.T.D., Söderlund, U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction// *Precambrian Res.* - 2010. - V.183. - № 3. - P. 660–668.

34. Киселев А. И., Кочнев Б. Б., Ярмолюк В. В., Егоров К. Н. Раннекембрийский магматизм на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие) // ДАН. - 2015. - Т. 465. - № 6. - С. 700–705.
35. Sun Jing, Liu Chuan-Zhou, Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang You-Heng, Yang Jin-Hui. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis// *Earth and Planetary Science Letters*. - 2014. - V. 404. - P. 283-295.
36. Nimis P., Taylor W.R. Single Clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1, Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2000. - V.139. - P.541–554.
37. Nimis, P., Grutter, H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. - 2010. - V. 159. - P. 411 – 427.
38. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. - 1977. - V.38. - P.279–296.
39. Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Kuligin, S.S., Shimizu, N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle// In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), *Proc. 7th Internatl. Kimberlite Conf. RedRoof Design: Cape Town, 1999* - P. 689-698.
40. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). - М.: НИИ-Природа, 2005. - 540 с.
41. Ковальский С.В. Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. - М.: Наука, 1969. - 288с.
42. Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. - Якутск: Кн. изд-во, 1974. - 119 с
43. Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы// *ДАН СССР*. - 1981. -Т. 257, № 5. - С. 1211-1213.
44. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny, P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton// *Tectonophysics*. - 1999. - V. 310, № 1-4 -P. 1-35.
45. Zhmodik S., Buslov M., Ivanov P., Ayriyants E., Belyanin D., Borisenko A. Mesozoic stage of the carbonatite and kimberlite magmatism at the Anabar area// *Proceed. Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth's History Conference*. – Irkutsk: Publishing House of V.B. Sochava institute of Geography SB RAS, 2015. – P. 152-153.

46. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.-Z., Skuzovatov S.Yu., Wu F.-Y. Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // *Chemical Geology*. - 2018. - V. 479. - P.228-240.
47. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. - М.: Недра, 1978. - 352 с.
48. Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. - 2007. - Т. 48. - № 3. - С. 350-371.
49. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. - М.: Научный мир, 2006. - 210 с.
50. Комаров А.Н., Илупин И.П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков// *Геохимия*. - 1990. - №3. - С. 365 - 372.
51. Дэвис Г.Д., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // *Доклады АН СССР*. - 1980. - Т. 254, № 1. - С. 175-179.
52. Кинни П. Д., Гриффин Б. Дж., Хеамен Л. М., Брахофогель Ф. Ф., Специус З. В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом// *Геология и геофизика*. - 1997. - Т. 38, №1. - С. 91-99.
53. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. - Якутск: Офсет, 2010. – 108 с.
54. Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds — Constraints from mineral inclusions// *Ore Geology Reviews*. - 2008. - V, 34. - P. 5–32.
55. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 263 с.
56. Tychkov N.S., Yudin D.S., Nikolenko E.I., Malygina E.V., Soboleva N.V. Mesozoic lithospheric mantle of the northeastern Siberian craton (evidence from inclusions in kimberlite)// *Russian geology and geophysics*. - 2018. - V. 59, №10. - P.1254 - 1270.
57. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., et al. 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. - V. 199. - P. 311–325.
58. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. – 1998. - V. 39. - P. 1577–1618.

59. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza J.A., et al. Chromitites in ophiolites - How, where, when, why - Part II. The crystallization of chromitites // *Lithos.* – 2014. - V. 189. - P. 140-158.
60. Arai S., Yurimoto H. Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as melt-mantle interaction products // *Econ. Geol.* – 1994. - V. 89. - P. 1279–1288.
61. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in The Izu–Ogasawara–Mariana forearc // LEG125 In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station. - Texas, 1992. - V. 125. - P. 445–485.
62. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1984. - V. 86. - P. 54–76.
63. Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Ingram, G., et al. Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc // *Leg 125 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* – 1992. - V. 125. - P. 237-261.
64. Reagan M. K. et al. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* - 2010. - V. 11(3). DOI:10.1029/2009GC002871
65. Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements.* – 2014. - V. 10. - P. 101–108.
66. Pearce J.A., Robinson P. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // *Gondwana Research.* – 2010. - V. 18. - P. 60-81.
67. Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *International Geology Review.* – 2017. DOI: 10.1080/00206814.2016.1276482.
68. Sisson T. W., Grove T. L. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1993. – Vol. 113. - №. 2. – P. 167–184.
69. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Dijkstra A., Drury M.R. Geochemistry of the Othris ophiolite, Greece: evidence for refertilization? // *Journal of Petrology.* – 2003. – Vol. 44. – P. 1759–1785.
70. Dijkstra A.H., Barth M.G., Drury M. R., Mason P. R.D., Vissers R.L.M. Diffuse porous melt flow and melt-rock reaction in the mantle lithosphere at a slow-spreading ridge: A structural petrology and LA-ICP-MS study of the Othris Peridotite Massif (Greece) // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2003. DOI:10.1029/2001GC000278.

71. Seyler M., Cannat M., Mével C. Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68° E) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2003. – Vol. 4. DOI: 10.1029/2002GC000305.
72. Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.I., Peater D.W., Rowe M.C. Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu–Bonin–Mariana system // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2010. – Vol. 11. DOI:10.1029/2009GC002871.
73. Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K., Almeev R., Avery A.J., Carvallo C., Chapman T., Christenson G.L., Ferre E.C., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W.R., Prytulak J., Python M., Roberts A., Ryan J.G., Sager W.W., Sakuyama T., Shervais J.W., Shimizu K., Whattam S.A. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *International Geology Review*. – 2017. – Vol. 59. P. 1439–1450. DOI:10.1080/00206814.2016.1276482
74. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geological Society of America Bulletin*. – 2011. – Vol. 123. – P. 387–411.
75. Stern R.J., Bloomer S.H. Subduction zone infancy – examples from the Eocene Izu–Bonin–Mariana and Jurassic California arcs // *Geological Society of America Bulletin*. – 1992. – Vol. 104. – P. 1621–1636.
76. Hall C.E., Gurnis M., Sdrolias M., Lavie L.L., Müller R.D. Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – Vol. 212. – P. 15–30.
77. Gurnis M., Hall C., Lavie L. Evolving force balance during incipient subduction // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. – Vol. 5. DOI: 10.1029/2003GC000681.
78. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Drury M.R. The Othris Ophiolite, Greece: a snapshot of subduction initiation at a mid-ocean ridge // *Lithos*. – 2008. – Vol. 100 (1–4). – P. 234–254.
79. Pagé P., Bédard J.H., Tremblay A. Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: The Ordovician Thetford Mines Ophiolite // *Lithos*. – 2009. – Vol. 113. – P. 21–47.
80. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // *Геология и геофизика*. - 2007. - Т. 48. - № 1. - С. 120–140.
81. König S., Münker C., Schuth S., Garbe-Schönberg D. Mobility of tungsten in subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2008. - V. 274. - P. 82–92.

82. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 139. – P. 36–53.
83. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // *Доклады Академии наук*. - 2001. - Т. 377. - № 4. - С. 526-529.
84. Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // *Геология и геофизика*. – 2004. Т. 45. - № 6. - С. 651-662.
85. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. - 2008. - V. 100. - P. 14-48.
86. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. - 2008. - V. 69. - P. 61-120.
87. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2012. - V. 163. - P. 877-895.
88. Putirka K.D. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. - 2016. - V. 101. - P. 841-858.
89. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2010. - V. 160. - P. 45-66.
90. Melekhova E., Blundy J., Robertson R., Humphreys M.C.S. Experimental evidence for polybaric differentiation of primitive arc basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles // *Journal of Petrology*. - 2015. - V. 56. - P. 161-192.
91. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. - 2015. - V. 6. - P. 481-501.
92. Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // *Journal of Petrology*. - 2007. - V. 48. - P. 2341-2357.
93. Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements*. - 2014. - V. 10. - P. 101-108.

94. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. - 2006. - Т. 47. - № 8. - С. 956-962.
95. Macdonald R, Hawkesworth CJ, Heath E. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism // *Earth-Science Reviews*. - 2000. - V. 49. - P. 1-76.
96. Фор Г. Основы изотопной геологии. - М.: Мир, 1989. - 590 С.
97. Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K. et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *International Geology Review*. - 2017. - V. 59. - P. 1439-1450.
98. Glancy S.E. Petrology and geochemistry of boninites and related lavas from the Mata volcanoes, NE Lau basin. M.S. Thesis. University of Hawai'i at Mānoa. - 2014. - 292 p.
99. Kanayama K., Umino S., Ishizuka O. Shallow submarine volcano group in the early stage of island arc development: Geology and petrology of small islands south off Hahajima main island, the Ogasawara Islands // *Journal of Asian Earth Sciences*. - 2014. - V. 85. - P. 1-25.
100. Ivanov A.V., Meffre S., Thompson J. et al. Timing and genesis of the Karoo-Ferrar large igneous province: New high-precision U-Pb data confirm short duration of the major magmatic pulse // *Chemical Geology*. - 2017. - V. 455. - P. 32-43.
101. Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б. и др. U-Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (юго-западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. - 2018. - Т. 478. - № 4. - С. 452-455.
102. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Доклады Академии наук. - 2015. - Т. 463. - № 5. - С. 576-580.
103. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л. и др. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, юго-западное Забайкалье // *Петрология*. - 2012. - Т. 20. - № 1. - С. 45-65.
104. Hellebrand E. Garnet-field Melting and Late-stage Refertilization in "Residual" Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge // *J. Petrol.* - 2002. - V. 43. - P. 2305–2338.
105. Herzberg C. Geodynamic Information in Peridotite Petrology // *J. Petrol.* - 2004. - V. 45. - P. 2507–2530.
106. Ozawa K., Shimizu N. Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. - 1995. - V. 100. - P. 22315–22335.

107. Vernières J., Godard M., Bodinier J.-L. A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. - 1997. - V. 102. - P. 24771–24784.
108. Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15° 20' N: ODP Hole 1274A. *Contrib. Mineralogy and Petrology*. - 2007. - V. 153. - P. 303–319.
109. Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.* - 1990. - V. 95. - P. 2661–2678.
110. Ersoy E.Y. Petromodeler (Petrological Modeler): A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems // *Turk. J. Earth Sci.* - 2013. - V. 22. - P. 115–125.
111. Brunelli D., Seyler, M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge) // *J. Petrol.* - 2006. - V. 47. - P. 745–771.
112. Косоруков А. П. Девонский щёлочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и её горного обрамления // В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Вып. 509. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 128-157.
113. Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край) // *Учёные записки ЛГУ.* – 1940, - № 45. - 26 с.
114. Фёдоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сисимского района (Красноярский край) // *Материалы ВСЕГЕИ. Общ. серия, Госгеолиздат.* - 1948. - № 8. - С. 106-112.
115. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 276 с.
116. Федосеев Г. С., Поляков Г. В. Интрузии гранитов и сиенитов восточного обрамления Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин // В кн.: Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Вып. 177. - Новосибирск: Наука, 1974. - С. 148-207.
117. Магматические горные породы. Т. 1. Классификация. Номенклатура. Петрография. Часть 1, 2. - Москва: Наука, 1983. - 365 с.
118. Изох А. Э., Шелепаев Р. А., Лавренчук А. В., Бородина Е. В., Егорова В. В., Васюкова Е. А., Гладкочуб Д. П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // *Геодинамическая эволюция литосферы*

Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – В 2-х томах. – Т.1. - С. 106-108.

119. Sun S.S., McDonough W. F. Magmatism in the ocean basins. // *Geol. Soc. Spec. Publ.* - 1989. - № 42. - P. 313-345.

120. Руднев С. Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / Отв. Ред. Г. В. Поляков; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В. С. Соболева. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2013. – 300 с.

121. Schairer J.F., Yoder H.S.Jr The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline-diopside-silica // *American Journal of Science.* – 1960. - №258. P. 273-283.

122. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // *Литосфера.* – 2004. -№ 3. - С. 17-32.

123. Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // *Геотектоника.* – 2009. - № 5. - С. 3-24.

124. Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования Новосибирск. – Наука. – 1979 - 197 с.

125. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // *Геология и геофизика.* 2003. Т. 44. - № 5. - С. 391-406.

126. Буслов М. М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мезокайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий // *Геология и геофизика.* – 2012. - Т. 53. - № 9. - С. 1245-1255.

127. Поляков А. И. Багдасарьянц Г. П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // *Геохимия.* – 1986. - № 3. - С. 311-317.

128. Litasov K., Tiniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. // *CHEAS Monograph Series.* – 2000. - № 5. - 221 p.

129. Костяков Н. П., Краснов В. П., Уфимцев Г. Ф., Янковский В. М. Кайнозойские базальты юга центрального Забайкалья // *Известия Забайкальского географического общества СССР.* – 1969. - Выпуск 1. - С. 11-17.

130. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Special Publ, № 2, Blackwell Scientific Publications. – 1989. - P. 313-346.

131. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // *Петрология*. – 2003. - Т. 11. - № 1. – С. 3-34.

132. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. Происхождение и эволюция щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*. – 2014. - Т. 55. - № 2. - С. 244-275.

133. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A. Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram // *J. Petrol.* – 1986. - V. 27. - №3. - P. 745– 750.

134. Рассказов С. В. Саранина Е. В., Демонтерова Е. И., Масловская М. Н., Иванов А. В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr, Nd) // *Геология и геофизика*. – 2002. - Т. 43. - № 12. – С. 1065 – 1079.

135. Barry T. L., Saunders A. D., Kempton P. D., Windley B. F., Pringle M. S., Dorjnamjaa D., Saalar S. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric sources // *J. Petrol.* – 2003. - V. 44. - № 1. - P. 55 – 91.

136. Саватенков В. М., Ярмолюк В. В., Кудряшова Е. А., Козловский А. М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // *Петрология*. – 2010. - Т. 18. - № 3.- С.297 – 327.

137. Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chem. Geol.* – 2012. - V. 330-331. - P. 274 – 279.

138. Hart S. R., Hauri E. H., Oschmann L. A., Whitehead J. A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. - 1992. - V. 256. - P. 517 – 520.

139. Zinder A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1986. - V. 14. - P. 493 – 571.

140. Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // *Journal of Petrology*. – 2007. - V. 48. - № 4. - P. 693-709.

141. Jackson M.G., Dasgupta R. Composition of HIMU, EM1? And EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. - V. 276. - C. 175-186.
142. Palacz Z. A., Saunders A. D Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific // *Earth Planetary Science Letters*. – 1986. - V. 79. - P. 270–280.
143. Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. Resycled metasomatized Lithosphere as the Enriched Mantle II (EM-2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. - V. 5. - № 4. - 44 p.
144. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model / [Текст] // *Tectonophysics*. – 1981. - V. 75. - P.135-162.
145. Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // *Nature*. – 2006. - V. 444. - № 7119. - P. 605.
146. Chaffey D.J., Cliff R.A., Wilson B.M. Characterisation of the St Helena magma source. / In: *Magmatism in the Ocean Basins*. Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* - 1989. - V. 42. - P. 257-300.
147. Hamilin C., Dosso L., Hannan B.B., Moreira M., Kositsky A.P., Thomas M.Y. Geochemical portray of the Pacific Ridge: New isotopic data and Statistical techniques // *Earth Planetary Science Letters*. -2011. - V. 301. - P. 154-162.
148. Sarah A. S., Sarah-Jean B., Hazel M. R. The distribution of platinum group element (PGE) and chalcophile element among sulfides from the Creighton Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Sudbary, Canada and origin of platinum in pentlandite // *Mineral Deposita*. – 2010. - V. 45. - P. 765-793.
149. Дистлер В. В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // *Геология и генезис платиновых металлов*. - М.: Наука, 1994. - С. 7-35.
150. Barnes S.-J., Cox K. A., Zientek M. L. Platinum-group element, gold, silver and basement distribution in compositionally zoned Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. - 2006. - V. 152. - № 1. - P. 187-200.
151. Толстых Н. Л., Телегин Ю. М., Козлов А. П. Коренная платина Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // *Геология и геофизика*. – 2011. - Т. 52. - № 6. - С. 775-793.
152. Поляков Г. В., Изох А. Э., Кривенко А. П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // *Геология и геофизика*. - 2006. - Т. 47. - № 12. - С. 1227-1242.

153. Изох А. Э., Вишнеvский А. В., Поляков Г. В., Калугин В. М., Оюунчимег Г., Шелепаев Р. Н., Егорова В. В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембрийско-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. – 2010. - Т. 51. - № 5. - С. 665-681.
154. Philips Н., Eckhardt J.-D., Puchelt Н. Platinum-group elements (PGE) in basalts of the seaward-dipping reflector sequence, SE Greenland Coast // Journal of Petrology. -2001. - V. 42. -№ 2. - P. 407-432.
155. Woodland S. J., Pearson D. G., Thirlwall M. F. A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: comparison of Grenada, Lesser Antilles Arc and Izu-Bonin Arc // Earth and Planetary Science Letters. - 2005. - V. 235. - № 3-4. - P. 528-548.
156. Crocket J. S. Platinum-group elements in basalts from Maui, Hawai'i: low abundances in alkali basalts // Canadian Mineralogist. – 2002. - V. 40. - P. 595-609.
157. Chezey III W. J., Neal C. R. Platinum-group element constraints on source composition and magma evolution of Kerguelen plateau using basalts from ODP leg 183 // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. - V. 69. - № 12. - P. 4685-4701.
158. Park J-W., Campbell I. H., Eggins S. M. Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2012. - V. 78. - № 1. - P. 28-50.
159. Иванов А. В., Перепелов А. Б., Палесский С. В., Николаева И. В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) в островодужных базальтах Камчатки // Доклады РАН. – 2008. - Т. 420. - № 1. - С. 92-96.
160. Савельев Д. П., Палесский С. В., Портнягин М. В. Элементы платиновой группы в базальтах офиолитового комплекса п-ва Камчатский мыс (Восточная Камчатка): источники вещества // Геология и геофизика. – 2018. - Т. 59. - № 12. - С. 1997-2010.
161. Zhang M., Mao J., Mahoney J. J., Wang F., Qu W. Platinum group elements in the Emeishan large igneous province, SW China: Implications for mantle sources // Geochemical Journal. – 2005. - V. 39. - P. 371-382.
162. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2016. - Т. 58. - № 1. - С. 23-40.
163. Меньшиков В. И., Власова В. Н., Ложкин В. И., Сокольникова Ю. В. Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней

градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 // Аналитика и контроль. – 2016. - Т. 20. - № 3. - С. 190-201.

164. Изох А. Э., Медведев А. Я., Федосеев Г. С., Поляков Г. В., Николаева И. В., Палесский С. В. Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 1028-1042.

165. Медведев А. Я. Элементы платиновой группы в пермотриасовых вулканитах Западной Сибири (первые данные) // Геология и геофизика. – 2013. - Т. 54. - № 7. - С. 867-875.

166. Zorin Yu. A., Novoselova M. R., Turutanov E. Kh., Kozhevnikov V. M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // Journal of Geodynamic. – 1990. - № 11. - P. 327–342.

167. Zorin Yu. A., Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone // Tectonophysics. - № 45. - P. 23-30.

168. Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) [Текст] / Сколотнев С.Г. // Доклады Академии Наук. – 2014. - Т. 459. - №2. - С. 215-220.

169. Медведев А. Я., Горнова М. А., Дриль С. И., Каримов А. А., Беляев В. А., Иванов А. В., Демонтерова Е. И. Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. - 2020. - Т. 61. - № 8. – P. 1034-1051.

170. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Special Publ. № 2, Blackwell Scientific Publications. – 1989. - P. 313 – 346.

171. Horan M. F., Walker R. J., Morgan Grossman J. N., Rubin A. E. Highly siderophile elements in chondrites // Chemical Geology. – 2003. – V. 196. - P. 5-20.

172. Day J. M. D., Pearson D. C., Macpherson C. G., Lowry D., Carracedo Y.-C. Evidence for distinct proportion of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canar Island // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2010. - V. 74. - P. 6565-6589.

173. Irland T. J., Walker P. J., Garcia M. O. Siderophile elements and ¹⁸⁷O isotope systematics of Hawaiian picrites: implication for parental melt composition and source heterogeneity // Chemical Geology. – 2009. - V. 260. - P. 112-128.

174. Capobianco C. J., Hervig R.L., Drake M.J. Experiments on crystal/liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallized from silicate melt. // *Chemical Geology*. – 1994. - V. 113. - P. 23-43.

175. Puchtel I.S., Humayun M. 2001. Platinum group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - V. 65. - P. 2979– 2993.

176. Barnes S.-J., Maier W. D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids. In *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application to Mineral Exploration* (R. R. Keays, C. M. Lesher, P. C. Lightfoot, C. E. G. Farrow, eds.). Geol. Assoc. Can., Short Course Notes. – 1999. - V. 13. - P. 69-106.

177. Ely J. C., Neal C. R. Using platinum-group elements to investigate the origin of the Ontong Java Plateau, SW Pacific // *Chemical Geology*. – 200. - V. 196. - P. 235-257.

178. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites in Kamchatka // *Geology*. – 2008. - V. 36. - P. 903-906.

179. Добрецов Н. Л. Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // *Доклады РАН*. – 1997. - Т. 354. - № 2. - С. 220-223.

180. Добрецов Н. Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // *Геология и геофизика*. – 2008. - Т. 49. - № 7. - С. 587-604.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Список публикаций по проекту за 2017-2020 гг.

- 1 Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Михеев Е.И., Травин А.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Давыденко Ю.А., Бородина Е.В., Хлестов В.В. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2017. - Т. 8. - № 2. - С. 223-268. DOI: 10.5800/GT-2017-8-2-0240.
- 2 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) // *Доклады Академии наук*. - 2017. - Т. 472. - № 4. - С. 449-455. DOI: 10.7868/S0869565217040223
- 3 Соловьева Л.В., Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Иванов А.В., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Флогопитовые и флогопит-амфиболовые парагенезисы в литосферной мантии Биректинского террейна Сибирского кратона Флогопитовые и флогопит-амфиболовые парагенезисы в литосферной мантии Биректинского террейна Сибирского кратона // *Доклады Академии наук*. - 2017. - Т. 475- - № 3. - С. 310-315. DOI: 10.1134/S1028334X17070273
- 4 Ashchepkov I.V., Logvinova A.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Kostrovitsky S.I., Spetsius Z., Mityukhin S.I., Prokopyev S.A., Medvedev N.S., Downes H. Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terrane beneath central Yakutia? // *Geoscience frontiers*. - 2017. - V. 8. - № 4, Special issue SI. - P. 671-692. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.08.004
- 5 Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M., Dril S., Karimov A., Medvedev A., Noskova Yu.V. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. - V. 8. - N. 3. - P. 411–415. DOI: 10.5800/GT-2017-8-3-0250
- 6 Gornova M.A., Enkhbat D., Karimov A.A., Belyaev V.A., Gerel O., Javkhlan O. Petrography and mineralogy of retrograde metaperidotites from Alag Khadny accretionary wedge (SW Mongolia): fluid modification in suprasubduction zone // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. – V. 8. – P. 465-469. DOI: 10.5800/GT-2017-8-3-0263.
- 7 Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Vladimirov A.G., Sokol'nikova Yu.V. Doroshkov A.A. First data on the concentrations and distribution of noble metals in Ni-Cu sulfide ores of the South Maksut deposit (East Kazakhstan) // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. - Т. 8. - № 3. – С. 515-519. DOI: 10.5800/GT-2017-8-3-0278.

8 Sobolev N.V., Schertl H.P., Neuser R.D., Tomilenko A.A., Kuzmin D.V., Logvinova A.M., Tolstov A.V., Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Oleinikov O.B. Formation and evolution of hypabyssal kimberlites from the Siberian craton: Part 1 – New insights from cathodoluminescence of the carbonates // *Journal of Asian Earth Sciences*. - 2017 - V. 145. - P. 670-678. DOI: 10.1016/j.jseaes.2017.06.009

9 Sun J., Liu C-Z., Kostrovitsky S.I., Wu Fu-Yuan, Yang Jin-Hui, Chu Zhu-Yin, Yang Yue-Heng, Kalashnikova T., Fan S. Composition of the lithospheric mantle in the northern part of Siberian craton: Constraints from peridotites in the Obnazhennaya kimberlite // *Lithos*. - 2017. - V. 294–295. - P. 383–396. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.10.010

10 Wang K.-L., Chu Z., Gornova M.A., Dril S., Belyaev V.A., Lin K.-Y., O'Reilly S.Y. Depleted SSZ type mantle peridotites in Proterozoic Eastern Sayan ophiolites in Siberia // *Geodynamics & Tectonophysics*. - 2017. - V. 8. - N. 3. - P. 583–587. DOI: 10.5800/GT-2017-8-3-0298

11 Боролдоева В. В., Медведев А. Я. Минералогия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье) // *Известия Сибирского отделения Секция наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых*. – 2018. - Т. 4. - № 1. - С. 66–78. DOI: 10.21285/2541–9455–2018–41–1–66–78

12 Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н. Геология и состав непрерывных трахибазальт-риолитовых серий северной части Алтае-Саянской области: роль вещества мантии и коры в континентальном магмообразовании // *Геология и геофизика*. – 2018. - Т. 59. - № 12. С. 2055-2078. DOI: 10.1016/j.rgg.2018.12.009

13 Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтей-Даурская активная континентальная окраина Монголо-Охотского океана (седиментогенез, магматизм, геодинамика) // *Geodynamics & tectonophysics*. – 2018. – V.9. – I. 3. – С. 1063–1097. – DOI: 10.5800/GT–2018–9–3–0250.

14 Ковалёва С.А., Костровицкий С.И. Петрохимия кимберлитов Куойского поля // *Вопросы естествознания*. – 2018. - № 2. – С. 57-62.

15 Комарицына Т.Ю., Ярмлюк В.В., Воронцов А.А. Роль коровой контаминации в раннемеловом магматизме Западно-Забайкальской рифтовой области // *Доклады Академии наук*, 2018, Т. 481, № 3, С. 948-952 DOI: 10.31857/S086956520001384-5

16 Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Геохимическая модель формирования платиноносного дунит–верлитового массива Медек (Восточный Саян, Россия) // *Геология и геофизика*. - 2018. - Т. 59. - № 12. - С. 2011-2026. DOI: 10/15372/GiG20181206

17 Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В., Бадмацыренова Р.А., Хромова Е.А. Габбро-перидотитовые силлы Верхнерифейского Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. - 2018. - № 5. - С. 589-605. DOI: 10.15372/GiG20180502

18 Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Граханов С.А., Батанова В.Г., Логвинова А.М., Бульбак Т.А., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Федорова Е.Н., Анастасенко Г.Ф., Николенко Е.И., Толстов А.В., Реутский В.Н. Перспективы поисков алмазоносных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2018. - Т. 59. - № 10 - С. 1701-1719. DOI: 10.15372/GiG20181012

19 Kostrovitsky S. Deciphering kimberlite field structure using Mg-ilmenite composition: example of Daldyn field (Yakutia) // European Journal of Mineralogy. - 2018. - V. 30. - № 6. - P. 1083-1094 DOI: 10.1127/ejm/2018/0030-2783

20 Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.-Z., Skuzovatov S.Yu., Wu F.-Y. Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // Chemical Geology. - 2018. - V. 479. - P.228-240. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.01.013

21 Антипин В.С., Кузьмин М.И., Мехоношин А.С., Язев С.А. Вариации химического состава и особенности распределения редких элементов в хондритах фрагментов метеорита Челябинск // Литосфера. – 2019. - Т. 19. - № 2. - С. 293-303 DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-293-303

22 Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н., Тарасюк А.С. Позднеордовикский вулканизм северной части Алтае-Саянской области и его геодинамическая природа // Доклады Академии наук, 2019, Т. 485, № 4, с. 457-463. DOI: 10.31857/S0869-56524854457-463

23 Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Веливецкая Т.А., Асеева А.В., Левицкий И.В., Мехоношин А.С. Источники серы сульфидной минерализации в архейских толщах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона по мультиизотопным данным // Геология и геофизика, 2019, № 8, С. 1091-1107 DOI: 10.15372/GiG2019062 (англ. DOI: 10.15372/RGG2019062)

24 Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. Иванов А.В. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная // Доклады академии наук. - 2019. - Т. 486. - № 2. - С. 223-227. DOI: doi.org/10.31857/S0869-56524862

25 Ступаков С.И., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Эволюция физико-химических условий кристаллизации расплавов при формировании дунит-

перидотит-габбровых массивов Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. - Т. 330. - № 7. - С. 208-223. DOI: 10.18799/24131830/2019/7/2196

26 Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A Babushkina S.A., Vladykin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S. Mantle terranes of the Siberian craton: their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts // *Geodynamics & Tectonophysics*. - 2019. - V. 10. - № 2. - P. 197–245 DOI: doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412G

27 Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Orsoev D.A. Re Sulfides from Zhelos and Tokty-Oi Intrusions (East Sayan, Russia) // *Minerals*. - 2019. - Vol. 9. - № 8. - 459. DOI: 10.3390/min9080479

28 Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A. The origin of salts in unaltered kimberlites: Comment on: “Was crustal contamination involved in the formation of udachnaya-east kimberlite? New insights into parental melts, liquidus assemblage and effects of alteration” by Abersteiner et al. // *Journal of Petrology*. - 2019. - V. 60. - № 9. - P. 1835–1840. DOI: 10.1093/petrology/egz053

29 Медведев А.Я., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. – 2020. - № 8. - С. 1031-1054. DOI: 10.15372/GiG2019162 (англ. DOI: 10.15372/RGG2019162) (01.08.2020)

30 Chubarov V.M., Amosova A.A., Finkelshtein A.L. Determination of iron and sulfur valence state in coal ashes by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometric technique // *Spectrochimica acta Part B-atomic spectroscopy*. – 2020. - V. 63. Номер статьи: 105745. DOI: 10.1016/j.sab.2019.105745

31 Gornova M., Karimov A., Skuzovatov S., Belyaev V. From decompression melting to mantle-wedge refertilization and metamorphism: Insights from peridotites of the Alag Khadny accretionary complex SW Mongolia // *Minerals*. – 2020. - V. 10. - № 5. - Номер статьи: 396. (01.05.2020) DOI: 10.3390/min10050396

32 Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A., Medvedev A.Ya., Bryanskiy N.V. Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: Evidence from petrography and mineral composition of Egiingol massif (Northern Mongolia) // *China Geology*. – 2020. - V. 3. - № 2. - P. 299-313. (06.2020) DOI: 10.31035/cg2020035

33 Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Soltys A., Ivanov A.S., Matsyuk S.S., Robles-Cruz S.E. A genetic relationship between magnesian ilmenite and kimberlites of the Yakutian

diamondfields // *Ore Geology Reviews*. - 2020. - V. 120. - Номер статьи: 103419. (05.2020) DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103419.

34 Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Doroshkov A.A., Pikiner E.E. Compositional Variations of Cr-Spinel in High-Mg Intrusions of the Primorsky Ridge (Western Baikal Region, Russia) // *Minerals*. – 2020. - V. 10. - № 7. - Номер статьи: 608. (07.2020) DOI: 10.3390/min10070608

35 Pashkova G.V., Chubarov V.M., Akhmetzhanov T.F., Zhilicheva A.N., Mukhamedova M.M., Finkelshtein A.L., Belozerova O.Y. Total-reflection X-ray fluorescence spectrometry as a tool for the direct elemental analysis of ores: Application to iron, manganese, ferromanganese, nickel-copper sulfide ores and ferromanganese nodules // *Spectrochimica Acta - Part B Atomic Spectroscopy*. – 2020. - V. 168. Номер статьи 105856. DOI: 10.1016/j.sab.2020.105856

36 Sun J., Rudnick R.L., Kostrovitsky S., Kalashnikova T., Kitajima K., Li R., Shu Q. The origin of low-MgO eclogite xenoliths from Obnazhennaya kimberlite, Siberian craton // *Contributions to mineralogy and petrology*. – 2020. - V. 175. - № 3. - Art№ 25. (21.02.2020) DOI: 10.1007/s00410-020-1655-6

Список публикаций по проекту принятых в печать

1 Vorontsov A.A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. - 2021. – V. 89. – P. 193-219. DOI: doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.007.

2 Медведев А.Я., Демонтерова Е.И., Каримов А.А., Беляев В.А. Петрология базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта (РТ-параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // *Геология и геофизика*. - 2021. – Т. 62. - № 3.

3 Медведев А. Я., Каримов А.А., Беляев В.А. Элементы платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья (первые данные) // *Геология и геофизика*. - 2021. – Т. 62. - № 5.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Список конференций, в которых участвовали исполнители в 2017-2020 гг.

1 Воронцов А.А., Тарасюк А.С. Позднеордовикский щелочно-сиенитовый комплекс в центральной части Минусинского прогиба // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона «Современные направления развития геохимии». 18-23 сентября 2017 г. Материалы конференции. – Иркутск: изд-во “Оттиск”, 2017. - С. 18-19 (Устный доклад: Воронцов А.А.)

2 Воронцов А.А. Позднеордовикские и раннедевонские вулканические серии в Минусинском прогибе и его горном обрамлении // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона «Современные направления развития геохимии». 18-23 сентября 2017 г. Материалы конференции. – Иркутск: изд-во “Оттиск”, 2017. - С. 53-54. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

3 Горнова М. А., Каримов А. А., Беляев В. А., Медведев А. Я. Минералогия и геохимия Улан-Сарьдагского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона «Современные направления развития геохимии». 18-23 сентября 2017 г. Материалы конференции. – Иркутск: изд-во “Оттиск”, 2017. - С. 54-55. (Устный доклад: Горнова М.А.)

4 Медведев А. Я., Горнова М. А., Боролдоева В. В., Каримов А. А., Беляев В. А. Минералогия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтей, первые данные // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона «Современные направления развития геохимии». 18-23 сентября 2017 г. Материалы конференции. – Иркутск: изд-во “Оттиск”, 2017. - С. 65-66. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

5 Воронцов А.А., Тарасюк А. С. Редкоземельные элементы и изотопы кислорода в щелочных сиенитах Сайбарского массива (Минусинский прогиб) // XV Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 17–20 октября 2017 г. Материалы совещания. Вып. 15. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. - С. 44-45. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

6 Комарицына Т.Ю., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) свидетельства мантийно-корового взаимодействия при образовании мезозойских вулканитов Западного Забайкалья (удинский сектор) // XV Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 17–20 октября 2017 г. Материалы совещания. Вып. 15. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. - С. 133-134. (Устный доклад: Комарицына Т.Ю.)

7 Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б. Высокобарические породы чернорудской зоны Ольхонского террейна // XV Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 17–20 октября 2017 г. Материалы совещания. Вып. 15. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. - С. 189-190. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

8 Медведев А. Я., Горнова М. А., Каримов А. А., Беляев В. А. Минералогия базанитов Хэнтейского хребта (Южное Забайкалье) // XV Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 17–20 октября 2017 г. Материалы совещания. Вып. 15. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. - С.186-188. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

9 Дорошков А.А. Динамическая модель структуры данных геологических исследований // V Международная конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». г. Гремячинск. 2-6 сентября 2017 г. Материалы конференции. - Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. - С. 112-113. (Устный доклад: Дорошков А.А.)

10 Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Высоцкий С.В. Оценка роли ассимиляции ультраосновными расплавами вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд в массивах Восточного Саяна // V Международная конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». г. Гремячинск. 2-6 сентября 2017 г. Материалы конференции. - Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. - С. 160-162. (Устный доклад: Колотилина Т.Б.)

11 Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Модель рудообразования и геодинамический сценарий формирования платиноидно-медно-никелевых месторождений в структурах складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона // V Международная конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». г. Гремячинск. 2-6 сентября 2017 г. Материалы конференции. - Улан-

Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. - С. 189-191. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

12 Мехоношин А.С. Поведение элементов группы железа и платины при формировании ультрабазит-базитовых комплексов // Всероссийская конференция с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона «Современные направления развития геохимии». 18–23 сентября 2017 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017. - С. 65-66. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

13 Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Павлова Л.А. Сульфоарсениды Ni, Co и эпг в месторождениях центральной части Восточного Саяна // Всероссийская конференция с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона «Современные направления развития геохимии». 18–23 сентября 2017 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017. - С. 89-90. (Устный доклад: Колотилина Т.Б.)

14 Боролдоева В.В. Минералогия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтэй // XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика», посвященная 115-летию со дня рождения профессора, д.г.-м.н. В.Г.Ткачук. 22–28 мая 2017 г. Материалы конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – С. 41-43. (Устный доклад: Боролдоева В.В.)

15 Каримов А.А., Беляев В.А. Пироксенитовые жилы в мантийных перидотитах – вопросы их формирования // XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика», посвященная 115-летию со дня рождения профессора, д.г.-м.н. В.Г.Ткачук. 22–28 мая 2017 г. Материалы конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – С. 115-117. (Устный доклад: Каримов А.А.)

16 Комарицына Т.Ю. Геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики позднемезозойских вулканических ассоциаций Удинской зоны Западно-Забайкальской рифтовой области // XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика», посвященная 115-летию со дня рождения профессора, д.г.-м.н. В.Г.Ткачук. 22–28 мая 2017 г. Материалы конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – С. 121-122. (Устный доклад: Комарицына Т.Ю.)

17 Тарасюк А.С., Комарицына Т.Ю. Редкоземельные элементы в сиенитах Сайбарского массива Минусинского прогиба (Алтае-Саянская рифтовая система) // XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран

«Строение литосферы и геодинамика», посвященная 115-летию со дня рождения профессора, д.г.-м.н. В.Г.Ткачук. 22–28 мая 2017 г. Материалы конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – С. 237-239. (Устный доклад: Тарасюк А. С.)

18 Belyaev V., Gornova M., Medvedev A., Dril S., Karimov A. Proterozoic Eastern Sayan ophiolites (Central Asian Orogenic Belt) record subduction initiation in vicinity of continental block // EGU General Assembly. 23–28 April 2017, г. Вена. – 2017. (Устный доклад: Беляев В.А.)

19 Боролдоева В.В. Геохимия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтэй // XXI Международный симпозиум имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М.И. Кучина. 03-07 апреля 2017 г. Материалы симпозиума. - Томск: Изд-во ТПУ, 2017. – С. 95-97. (Устный доклад: Боролдоева В.В.)

20 Комарицына Т.Ю., Сасим С.А. Изотопно-геохимическая характеристика вулканитов средней и поздней юры удинской и кайласской свит Забайкалья // V Международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского «Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа». 28 февраля–3 марта 2017 г. Материалы конференции. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. - С. 761-764 (Устный доклад: Комарицына Т.Ю.)

21 Боролдоева В.В. Минералогия кайнозойских щелочных вулканитов реки Буркал (Южное Забайкалье) // V Международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского «Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа». 28 февраля–3 марта 2017 г. Материалы конференции. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. - С.721-725 (Устный доклад: Боролдоева В.В.)

22 Калашникова Т.В. Флогопит-амфиболовый парагенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная как отражение древних метасоматических процессов // IV Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике 21 - 26 августа 2017 года г. Улан-Удэ, Геологический институт Сибирского отделения РАН (ГИН СО РАН). – 2017. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

23 Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Vladimirov A.G., Sokol'nikova Yu.V. Doroshkov A.A. First data on the concentrations and distribution of noble metals in Ni-Cu sulfide ores of the South Maksut deposit (East Kazakhstan) // Second Russia-China International Meeting on the

Central Asian Orogenic Belt. September 6-8th, 2017, Irkutsk Иркутск. ИЗК. (Устный доклад: Колотилина Т.Б.)

24 Медведев А. Я., Боролдоева В. В., Каримов А. А., Беляев В. А. Щелочные пикробазальты Дауро-Хэнтейского хребта // XVI Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 16–19 октября 2018 г. Материалы совещания. Вып. 16. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. - С.149-151. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

25 Кузьмин М. И., Дриль С. И., Медведев А. Я., Ставицкая М. В. Источники вещества пикритовых базальтов гудчихинской свиты Тунгусской синеклизы по Pb-Sr изотопным данным // XVI Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 16–19 октября 2018 г. Материалы совещания. Вып. 16. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. - С. 183-185. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

26 Воронцов А.А., В.В. Ярмолук В.В., С.И. Дриль С.И. Геохимические и изотопные (O, Sr, Nd, Pb) характеристики батеневской девонской трахибазальт-трахиандезит-трахит-риодацит-риолитовой ассоциации минусинского прогиба // XVI Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 16–19 октября 2018 г. Материалы совещания. Вып. 16. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. - С. 56-58. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

27 Беляев В.А., Горнова М.А., Каримов А.А., Медведев А.Я., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Белозерова О.Ю., Брянский Н.В., Энхбат Д. Геохимия и возраст амфибол-содержащих известково-щелочных базальтов и габбро Джидинского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 40-46. (Устный доклад: Беляев В.А.)

28 Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Гринев О.М. Вещественная эволюция базальтовых расплавов в континентальных рифтогенных условиях (на примере северной части Алтае-Саянской области) // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 83-89. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

29 Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. Геохимические характеристики ксенолитов трубки Обнаженная и их связь с перидотитами расслоенных

мафитовых комплексов // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 131-135. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

30 Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Медведев А.Я. Пироксенитовые жилы как индикатор модификации мантии просачивающимися расплавами на примере Эгийнгольского массива (Джидинская зона) // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 135-142. (Устный доклад: Каримов А.А.)

31 Ковалёва С.А., Костровицкий С.И. Вещественный состав кимберлитов Куойкского поля (Якутская кимберлитовая провинция) // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 159-162. (Устный доклад: Ковалёва С.А.)

32 Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С. Гарцбургитовые коматииты Восточного Саяна // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. (Устный доклад: Колотилина Т.Б.)

33 Костровицкий С.И., Яковлев Д. Карбонатная или карбонатитовая компонента в кимберлитах Якутской провинции? // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 162-169. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

34 Медведев А.Я., Каримов А.А., Беляев В.А., Шаралдаева В.В. Минералогия щелочных базальтоидов р. Жарничиха (Южное Забайкалье) // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - С. 198-202. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

35 Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Ni-Cu-ЭПГ месторождения юга Сибири: геодинамический контроль и источники вещества // VI Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». 16-20 сентября 2019 г. Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

36 Belyaev V.A., Gornova M.A., Karimov A.A., Medvedev A.Ya. Geochemistry of supra-subduction, MORB and OIB magmatism in ophiolitic fragments of the Dhida terrain (Northern Mongolia and Southern Siberia) // 7-th International Conference «Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues» 28–th August – 8–th September. - Tomsk: CSTI Publishing house, 2019 - P. 17-18. (Устный доклад: Belyaev V.A.)

37 Karimov A., Gornova M., Belyaev V., Medvedev A. Pyroxenite veins in forearc peridotites: evidence of boninite melts percolating (Egiingol massif, CAOБ) // The 21th Kerulien International Conference on Geology and 2019 High-Level Forum on Synergetic Development of Beijing-Tianjin-Hebei in Ecological and Geological Environment. October 25-26, 2019 Beijing-Tianjin-Hebei. - 2019. - P. 12. (Устный доклад: Karimov A.)

38 Кузьмин М.И., Дриль С.И., Медведев А.Я., Ставицкая М.В. Источники вещества пикритовых базальтов гудчихинской свиты Тунгусской синеклизы по Pb-Sr изотопным данным // XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. 29 – 31 октября 2019 г. - Москва. – 2019. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

39 М.А. Горнова, А.А. Каримов, С.Ю. Скузоватов, В.А. Беляев. Петрология перидотитов аккреционного комплекса Алаг-Хадни (Юго-Западная Монголия): от декомпрессионного плавления до рефертилизации и метаморфизма в мантийном клине // XVIII Всероссийское научное совещание с международным участием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 20-23 октября 2020 г. Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. - С. 80-81. (Устный доклад: Горнова М.А.)

40 Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. Эклогиты и клинопироксениты из кимберлитовых трубок – возможная роль субдукции в формировании литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона // XVIII Всероссийское научное совещание с международным участием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 20–23 октября 2020 г. Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. - С. 145-146. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

41 Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Дискуссионные вопросы происхождения кимберлитовых пород // XVIII Всероссийское научное совещание с международным участием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 20–23 октября 2020 г. Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. – С. 168-170. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

42 Беляев В. А., Горнова М. А., Гордиенко И. В., Каримов А. А., Медведев А. Я., Иванов А. В., Дриль С. И. Геохимия позднекембрийских известково-щелочных лампрофиров, долеритов и габбро Джидинского террейна (Северная Монголия): переход от надсубдукционного к аккреционно-коллизионному магматизму? // XVIII Всероссийское научное совещание с международным участием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 20–23 октября 2020 г. Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. – С. 32-34. (Устный доклад: Беляев В. А.)

43 Медведев А. Я., Дриль С. И., Горнова М. А., Каримов А. А., Беляев В. А. Кайнозойские вулканиты Бороздинского гольца (Южное Забайкалье) // XVIII Всероссийское научное совещание с международным участием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 20–23 октября 2020 г. Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. – С.238-241. (Устный доклад: Медведев А. Я.)

Список диссертаций и научно-квалификационных работ за 2017-2020 гг

1 Калашникова Т.В. Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция): Автореф... дис. канд. геол-мин. наук: 25.00.09 – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2017. – 24 с.

2 Комарицына Т.Ю. Эволюция мезозойского магматизма Удино-Еравнинской зоны (Западное Забайкалье): Автореф... дис. канд. геол-мин. наук: 25.00.09 – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2020. – 23 с.

3 Тарасюк А. С. Геология и геохимия ордовикских щелочных магматических ассоциаций центральной части Минусинского прогиба // Научно-квалификационная работа по направлению 25.00.09 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых, направления 25.06.01 Науки о Земле. – 2019 г. (Научный руководитель – Воронцов А.А.)

4 Шаралдаева В.В. Кайнозойские вулканиты Хэнтгейского хребта (Южное Забайкалье), минералогия, петрография и геохимия // Научно-квалификационная работа по направлению 25.00.09 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых, направления 25.06.01 Науки о Земле. – 2020 г. (Научный руководитель – Медведев А.Я.)