

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

« ____ » _____ 2019 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»
(промежуточный)

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 № 0350-2016-0030

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

_____ А.Я. Медведев

Иркутск 2019

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР, д-р геолого-
минералогических наук

подпись, дата

А.Я. Медведев

(введение, заключение, раздел 1)

Ответственные исполнители:

Вед. науч. сотрудник, д-р
геолого-минералогических наук

подпись, дата

А.А. Воронцов

(раздел 2)

Ст. науч. сотрудник, канд.
геолого-минералогических наук

подпись, дата

А.С. Мехоношин

(раздел 3)

Вед. науч. сотрудник, д-р
геолого-минералогических наук

подпись, дата

М.А. Горнова

(раздел 4)

Вед. науч. сотрудник, д-р
геолого-минералогических наук

подпись, дата

С.И. Костровицкий

(раздел 5)

РЕФЕРАТ

Отчет 41 с., 10 рис., 55 источн.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ.

Основная цель исследования: выявление изотопно-геохимических характеристик источников первичных расплавов ультраосновных и основных магматических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления и создание петролого-геохимических моделей образования связанных с ними рудно-магматических систем. Одной из главных задач являлось выявление устойчивых геохимических характеристик ультраосновных и основных магматических пород, образованных в разных геодинамических обстановках и критериев их потенциальной рудоносности.

В результате проведенных исследований получены данные по изотопии Sr и Nd в кайнозойских вулканитах Дауро-Хэнтэйского хребта и определены P-T условия начальных этапов кристаллизации вулканитов. Определены индикаторные геологические характеристики непрерывных вулканических серий ордовика-раннего силура и раннего-среднего девона Минусинского прогиба и рассмотрена эволюция составов материнских расплавов во времени. Показано влияние плюмовых и субдукционных процессов, а также роль фракционирования и контаминации. Изучение петрографии, геохимии и минералогии пород ультраосновного состава Онотского блока Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона позволило сделать вывод, что ультрамафиты являются производными высокомагнезиальных магм с хондритовым Al_2O_3/TiO_2 отношением, слабо обогащенных легкими редкоземельными элементами. Источник ультраосновных магм относится к Al-недеплетированному типу. В результате проведенных изотопно-геохимических исследований установлено, что вулканиты (пикриты, толеитовые базальты и базальтовые андезиты), породы расслоенной серии (оливиновые вебстериты, вебстериты, габбро-нориты, габбро) и реститовые гарцбургиты офиолитов Адацагской зоны Монголо-Охотского пояса формировались в надсубдукционной зоне и представляют собой протоостроводужную океаническую кору Монголо-Охотского океана. На основе

представительной коллекции зерен клинопироксена из разных полей Якутской кимберлитовой провинции, выполнен, используя мономинеральный клинопироксеновый термобарометр, расчет P-T параметров кристаллизации мантийных Crx-содержащих пород. Построены P-T диаграммы для разрезов литосферной мантии под соответствующими полями.

СОДЕРЖАНИЕ

Перечень сокращений и обозначений.....	6
Введение.....	7
Раздел 1 Изучение кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (район р. Буркал, Забайкалье).....	8
Раздел 2 Выявление индикаторных геохимических характеристик непрерывных вулканических серий ордовика-раннего силура и раннего-среднего девона Минусинского прогиба и его горного обрамления, оценка закономерностей эволюции составов материнских расплавов во времени и механизмов образования разных семейств пород для каждой серии.....	11
Раздел 3 Изучение условий формирования, вещественного состава и рудного потенциала ультраосновных массивов Оротского блока Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона.....	16
Раздел 4 Изучение геохимических особенностей пород Адацагского офиолитового комплекса.....	21
Раздел 5 Сравнение литосферных разрезов в координатах Р-Т параметров при кристаллизации мантийных парагенезисов пород под разными кимберлитовыми полями Якутской провинции.....	28
Основные результаты проведённого исследования.....	32
Заключение.....	33
Список использованных источников.....	34
Приложение А.....	40

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

ϵNd – эpsilon неодима

ϵSr – эpsilon стронция

Cr_x – клинопироксен

$\text{Cr}\#=(\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}))$ ф.к.

DM – деплетированная мантия

DMM – деплетированная MORB мантия

EMI и EMII – обогащенная мантия

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

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

LILE – крупно-ионные литофильные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормального типа

PM – примитивная мантия

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

REE – редкоземельные элементы

Sp – шпинель

АССО – Алтае-Саянская складчатая область

ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область

ВВЕДЕНИЕ

Этап исследований 2018 года предполагал продолжение изотопно-геохимического и петрологического изучения структурно-вещественных комплексов в отдельных блоках коры Сибирского кратона и его складчатого обрамления с целью геохимического обоснования их формирования в связи со сменой геодинамических обстановок. Сюда входят доколлизийный (дометаморфический) этап развития (становление кратона и формирование коры Палеоазиатского океана), этап коллизии – аккреции складчатых блоков к кратону (синметаморфический) и этапы более позднего рифтогенеза и внутриплитного магматизма.

При выполнении научных исследований основное внимание уделялось выявлению закономерностей формирования и смены минеральных парагенезисов, определению условий их образования; выяснению характера эволюции базит-ультрабазитовых расплавов при становлении магматических тел; установлению возрастных этапов и масштабов проявления магматических комплексов в целом.

Раздел 1 Изучение кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (Дауро-Хэнтэйский хребет, Забайкалье)

Начиная со второй половины раннего кайнозоя, в южном обрамлении Сибирского кратона получили широкое распространение вулканиты, когда обширные пространства Центральной Азии были охвачены процессами внутриплитной магматической деятельности и тектонической активизации. Вулканические поля расположены на большой площади от Удокана и Витима на севере через Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) до вулканических районов Монголии (Хангай, Дариганга) [1]-[5]. Небольшие проявления подобных вулканитов отмечены в центральной части Дауро-Хэнтэйского свода. Фрагменты лавовых построек с возрастом 5,5–8 млн лет [6, 7] обнаружены по долине р. Буркал и в Бороздинском гольце на водоразделе р. Бороздина и Харчевка. Следует отметить, что во всех породах данных районов отмечены ксенолиты мантийных гранатовых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов [7].

Продолжено исследование вулканитов лавового плато р. Харчевка (правый приток р. Буркал). Выяснено, что составы пород попадают в поле базанитов (рисунок 1).

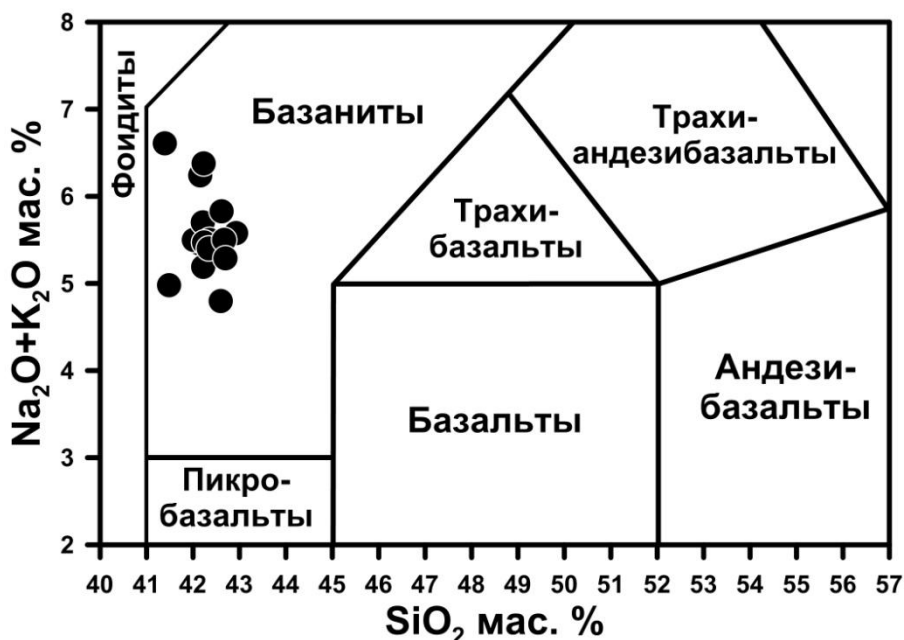
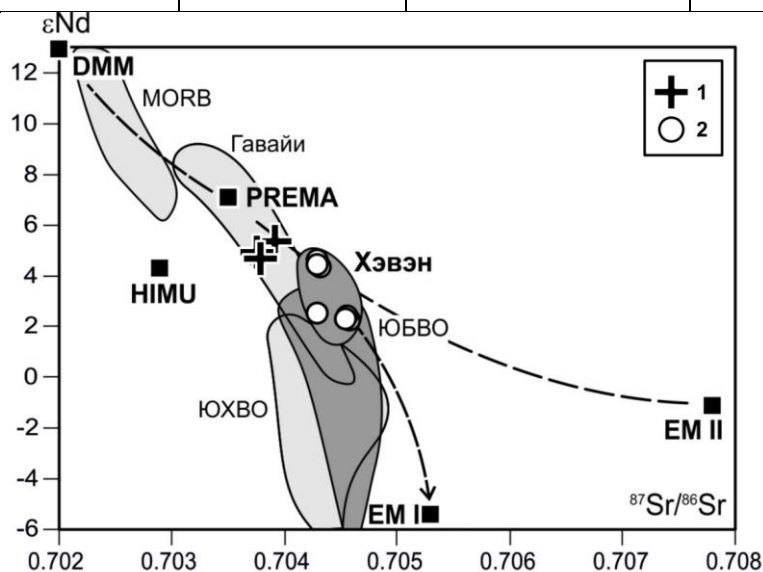


Рисунок 1 — Диаграмма щелочность-кремнекислотность для исследованных вулканитов по [8]

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°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°C, а давление 0.82-0.81 GPa. Получены первые данные по изотопному составу Sr и Nd. (таблица 1, рисунок 2).

Таблица 1 — Изотопные характеристики базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта

№	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	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 [9; 10], Южно-Хангайской вулканической области [11; 12], MORB и Гавайских островов [13]. Мантийные резервуары: DMM, EM I и EM II, HIMU [14], PREMA [15], 1 – наши данные, 2 – базальтоиды плато Хэвэн [16]. Штриховыми линиями показаны возможные направления взаимодействия вещества мантийных источников.

Рисунок 2 — Изотопные характеристики базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканических ареалов ЮБВО и ЮХВО

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

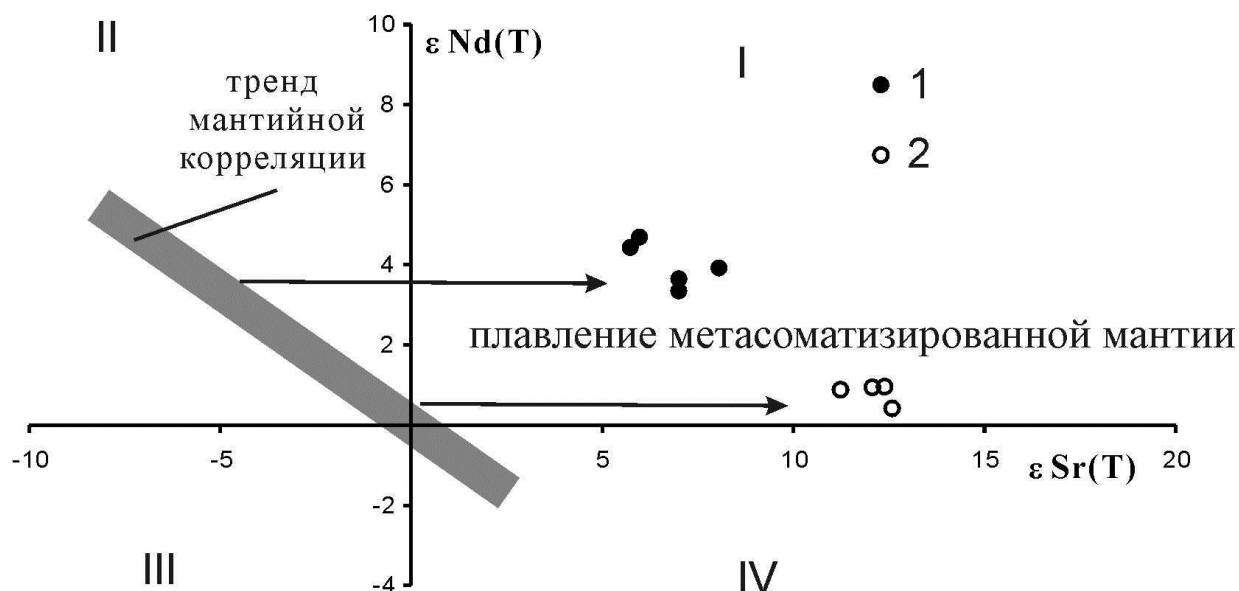
Раздел 2 Выявление индикаторных геохимических характеристик непрерывных вулканических серий ордовика-раннего силура и раннео-среднего девона Минусинского прогиба и его горного обрамления, оценка закономерностей эволюции составов материнских расплавов во времени и механизмов образования разных семейств пород для каждой серии

Индикаторные геохимические характеристики. Минусинский прогиб и его горное обрамление принадлежат к северной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Здесь непрерывные серии ордовика-раннего силура и раннео-среднего девона представлены породами, изливавшимися, как правило, в гомодромной последовательности: в основаниях разрезов сосредоточены трахибазальты и трахиандезибазальты, которые выше сменяются трахиандезитами, затем трахитами и трахидацитами-трахириолитами. Серии различаются геологическими условиями проявления. Ордовик-раннесилурийские вулканиты участвуют в строении вулкано-плутонических ареалов горного обрамления Минусинского прогиба и редко слагают небольшие палеовулканы в выступах фундамента внутри самого прогиба. Они пространственно совмещены с крупными сиенит-граносиенит-гранитными массивами. Типичным примером такого совмещения является Качинско-Шумихинский ареал. В отличие от них, ранне-среднедевонские вулканические серии занимают всю площадь Минусинского прогиба, вскрываясь из-под осадочного чехла как по его периферии, так и в антиклинальных складках во внутренних его сегментах. “Пределные” оценки показывают, что объем ордовик-раннесилурийских вулканитов как минимум на 2 порядка меньше объема ранне-среднедевонских вулканитов (не менее 20 000 км³ [17]) Минусинского прогиба.

Эволюция составов материнских расплавов во времени: влияние плюмовых и субдукционных процессов. Базальтоиды ордовикско-раннесилурийской и ранне-среднедевонской серий различаются по геохимическим и изотопным параметрам. Главная тенденция связана с уменьшением во времени степени фракционирования редких земель, что можно было бы объяснить разными степенями частичного плавления источника магм или разным составом источников. Второй вариант согласуется с различиями в характеристиках

изотопного состава пород, свидетельствующими о более радиогенном (в отношении Nd) составе источника девонских магм. В отличие от них, ордовик-раннесилурийские базальтовые расплавы несут характеристики более обогащенного редкоземельными элементами источника. Очевидно, эти различия отражают смену состава мантийных источников расплавов в основании вулканической области во времени. Накопленные в последние годы материалы по магматическим комплексам и истории развития АССО [18; 19; 20; 21; 22,23; 24; 25; 26] позволили установить, что в палеозое эта область была вовлечена в аккреционные и коллизионные процессы. Они сопровождались причленением островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов к юго-западному обрамлению Сибирского кратона и наращиванием континентальной литосферы с востока на запад. При этом особенностью ранне-среднедевонского магматического этапа является синхронное формирование вулканических серий, типичных для континентальных рифтов и конвергентных границ литосферных плит. Ранее [27] эти особенности объяснялись с позиций проявления плюмовой активности в пределах активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Подобная обстановка должна была привести к вовлечению в магмообразование мантии, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов. На это указывают повышенная щелочность базальтоидов, высокие содержания всех литофильных элементов, отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti, менее выраженные минимумы Rb, Th, Zr, Hf, избирательное обогащение Ba, Sr и отклонение изотопных составов Sr и Nd от тренда мантийной корреляции (рисунок 3).

Аналогичные характеристики прослеживаются и для ордовик-раннесилурийских базальтоидов. Однако, если для раннего-среднего девона вулканизм может быть увязан с развитием тыловых рифтовых зон активной континентальной окраины, то для ордовика-раннего силура 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 базальтоидов с бесспорными внутриплитными геохимическими характеристиками, магматизм ордовика-раннего силура в



Тренд мантийной корреляции пересчитан на возраст 400 млн лет. I, II, III, IV – квадранты по [29]. 1 – ранне-среднедевонские породы, 2 – ордовик-раннесилурийские породы.

Рисунок 3 — Изотопный состав базальтов непрерывных вулканических серий на диаграммах $\epsilon\text{Sr}(T)$ - $\epsilon\text{Nd}(T)$ (а) и T - $\epsilon\text{Nd}(T)$ (б).

северной части АССО, скорее всего, так же, как и в раннем-среднем девоне, определялся активностью мантийного плюма. Этому выводу не противоречит вещественная специфика магматических пород, выраженная их обогащенностью 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 [25; 28], связанных с развитием Кузнецко-Алатауской и Алтае-Северосаянской островодужных систем.

Механизмы образования пород непрерывных серий: роль фракционирования и контаминации. Представленные геологические и петрогеохимические данные позволяют рассмотреть механизмы образования каждой непрерывной серии. Прежде всего, отметим, что гомодромный характер обеих серий и уменьшение объема пород с увеличением SiO_2 прямо свидетельствует о ведущей роли механизмов кристаллизационной дифференциации мантийных трахибазальтовых расплавов в образовании серий. Как было показано выше, систематическое

обогащение SiO_2 сопровождается последовательными изменениями других породообразующих окислов, связанным с фракционированием оливина, авгита, плагиоклаза в низкотитанистых магмах и оливина, плагиоклаза, титанавгита, титаномагнетита и апатита в умереннотитанистых магмах. В обеих сериях фракционирование реализуется вплоть до появления трахириодацитовых расплавов с содержанием SiO_2 около 69 мас. %. При этом тренды фракционирования в обеих сериях искажаются вследствие широкого разброса и снижения содержаний несовместимых элементов пропорционально росту SiO_2 . В каждой серии эволюция составов проявляется по-разному. В ордовик-раннесилурийской серии искажение тренда начинается уже на составах трахибазальтов, в то время как для ранне-среднедевонской только при достижении 65 мас. % SiO_2 . Эти характеристики отличают обе рассматриваемые серии от глубоко дифференцированных базальт-трахириолит-комендитовых серий Алтае-Саянской рифтовой области, которые характеризуются накоплением HFSE и REE вплоть до появления их рудных концентраций [30]. Они могут быть объяснены с позиции появления в магматической системе анатектических кислых магм, которые смешивались с фракционированными расплавами, образуют промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм подтверждаются нарушением прямой зональности плагиоклазов и существованием кристаллов щелочного полевого шпата оплавленной формы в трахитах и трахидацитах. Здесь следует подчеркнуть две важнейшие индикаторные особенности эволюции каждой серии. Во-первых, в максимальной степени приближены к составу коровых выплавов наиболее кремнекислые (риолитовые) магмы раннего-среднего девона. И, во-вторых, для ордовик-раннесилурийской серии намечается более широкий диапазон вариантов коровой контаминации. Вероятно, эти различия связаны с разной скоростью подъема мантийных магм и, соответственно, разным временем их задержки в промежуточных верхнекоровых магматических камерах. Так, для ранне-среднедевонских магм применима модель их “транзитного” движения сквозь литосферу при рифтогенезе. Можно предположить, что эти магмы поступали на поверхность с высокой скоростью и не задерживались надолго в коровых камерах.

В них расплавы дифференцировались до трахириодацитовых составов при одновременном своём тепловом воздействии на вышележащие вмещающие породы с появлением анатектических коровых магм, отвечающих составам риолитов. Последние успевали смешиваться только с трахит-трахириодацитовыми дифференциатами трахибазальтовых магм, сосредоточенными в надкровельных частях магматических камер, образуя переходные разновидности с содержанием SiO_2 от 65 до 77 мас. %.

Ордовик-раннесилурийские вулканы также формировались путём фракционирования мантийных магм и синхронного плавления верхнекорового вещества. Однако, в отличие от ранне-среднедевонского этапа, внутрикоровые камеры были долгоживущими, что позволяло анатектическим трахириолитовым магмам смешиваться с мантийными расплавами на каждой стадии их фракционирования. В результате сформировался тот спектр пород, в котором обнаруживаются разновидности с одинаковым содержанием SiO_2 , но с разными концентрациями несовместимых элементов. Длительный период существования промежуточных камер, в свою очередь, объясняет широкое развитие интрузивных комплексов ордовик-силурийского этапа, например, в Качинско-Шумихинском вулканно-плутоническом ареале.

Раздел 3 Изучение условий формирования, вещественного состава и рудного потенциала ультраосновных массивов Онотского блока Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона

Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона подразделяется на четыре зоны: южную – Иркутно-Китойскую, располагающуюся от реки Китой до побережья оз. Байкал, Онотско-Китойскую и Онотскую, расположенные в междуречье Китой-Белая, и Булунскую, расположенную в междуречье Белая – Ока.

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.

Одним из таких тел является ультраосновной массив, расположенный в вершине реки Кундуй. Он имеет пластинообразную форму, мощностью 200 м и протяженностью 1,5 км. Юго-восточная часть массива хорошо обнажена. Несмотря на интенсивность вторичных изменений, во внешне однородном массиве удалось выявить скрытую расслоенность, выраженную в некотором обогащении оливином нижних горизонтов. От висячего бока к лежащему первичные породы постепенно изменяют состав от гарцбургитов до оливиновых ортопироксенитов. В настоящее время это можно фиксировать по реликтовым структурам и парагенезисам, характерным для интрузивных пород. Наблюдаются гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, реже панидиоморфнозернистые первичные структуры среди петельчатых, гранонематобластовых и порфиробластовых.

Оливин в слабо измененных породах представлен идиоморфными, недеформированными зернами, размером до 1 мм. В сильно измененных породах они деформированы, разбиты многочисленными трещинами и являются

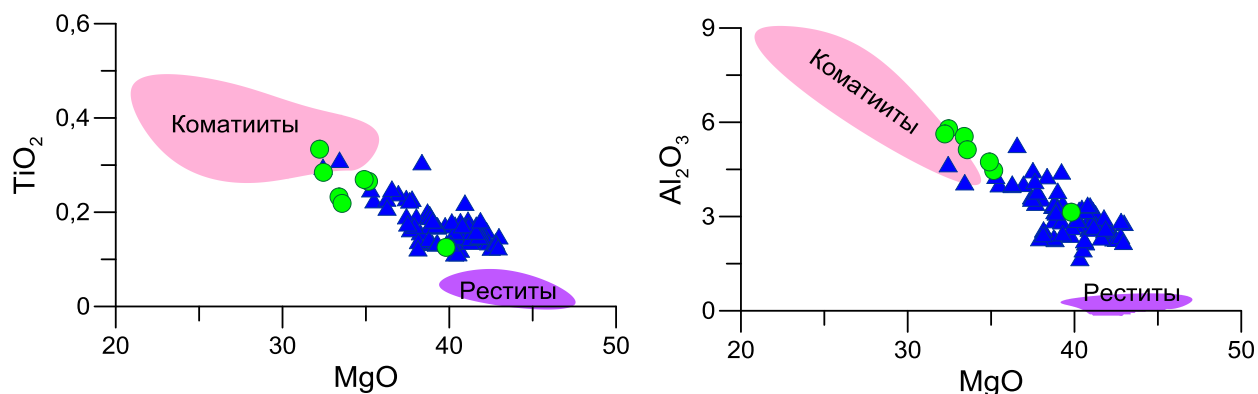
порфиорокластами в актинолит-тальковой массе породы. Ромбический пироксен - более поздний по отношению к оливину, размер зерен достигает 2-3 мм, в породах массива неизменным встречается довольно редко, а, в основном, псевдоморфно замещается тремолитом. Кроме того, из первичных минералов присутствует хромшпинелид, изменяющий свой состав от алюмохромита к хроммагнетиту, и ильменит, ксеноморфные зерна которого располагаются между силикатными минералами. Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, хлоритом и актинолитом. Причем тальк-актинолитовые парагенезисы замещаются серпентин-хлоритовыми.

Ультраосновные тела в районе горы Арбан обладают имеют мощность до 100 м при протяженности до 500 м. Так же как и Кундуйский массив эти тела занимают согласное положение среди толщи амфиболитов малоиретской свиты. Породы в меньшей степени затронуты вторичными процессами и кроме оливина и ромбического пироксена в них сохранился моноклинный пироксен. Соотношение первичных минералов дает основание отнести породы массива к лерцолитам с четко выраженной пойкилитовой структурой, где можно наблюдать ромбовидные кристаллы оливина в зернах орто- или клинопироксена.

Реликты полнокристаллических, пойкилитовых структур, отсутствие порфировых и структур спинифекс могут свидетельствовать об интрузивной природе ультрамафитов.

Химический состав оливина (Fa_{13-16}) характеризуется высокими содержаниями NiO (до 0.52 %) и низкими кальция (< 0.01 %). Установлено закономерное изменение величины железистости и содержаний никеля от кровли к подошве массивов. Ортопироксен - бронзит (Fs - 13-15 %), содержания алюминия достигают 1.77 %, никеля - 0.12 %, хрома - 0.21 %. Хромшпинелид по составу отвечает хроммагнетиту в ультрамафитах Кундуйского массива и алюмохромиту в ультрамафитах участка Арбан. Отмечается достаточно высокое в первых титана (до 2.5 %) и наличие примеси цинка (до 0.4 %) во всех хромитах.

В Кундуйском массиве рудные минералы представлены, с одной стороны, ильменит-хромшпинелидовым парагенезисом с содержанием хромита в породе до 5 % и сульфидным пирротин-пентландитовым. Количество сульфидов в породе не



Поля составов коматиитов по [31], реститовых гарцбургитов по [32].

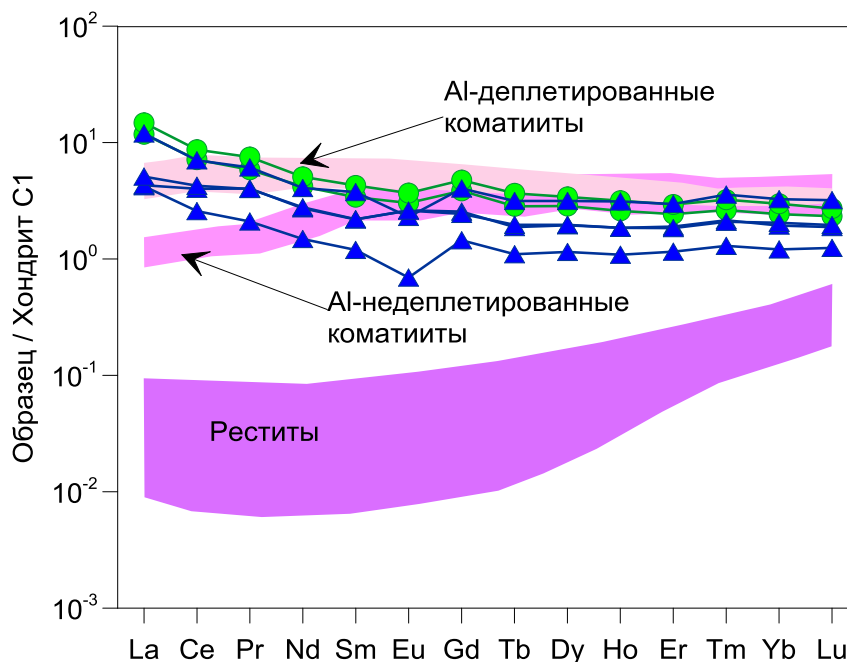
Рисунок 4 — Вариационные диаграммы состава пород Кундуйского (треугольник) и массивов горы Арбан (круг)

превышает 0,5 %; они образуют мельчайшую равномерно рассеянную по всей массе породы сыпь. Значительных скоплений сульфидов не обнаружено. В массивах горы Арбан известно около 8 точек сульфидной минерализации с содержаниями никеля 0,1 – 0,3 %, и платины до 0,1 %. Сульфиды представлены в основном пирротин-пентландитовыми агрегатами.

В целом, ультрамафиты различных участков имеют близкий 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 (рисунок 4) поля составов пород образуют композиционные тренды, отличные от таковых коматиитов и реститовых гарцбургитов Омана [32]. Внутри отдельного тела четко прослеживается скрытая дифференциации, заключающаяся в увеличении содержаний от висячего 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.

Сравнивая ультрамафиты Онотского блока с подобными образованиями различных формаций следует отметить, что от гарцбургитов офиолитовых поясов, имеющих реститовую природу [31], их отличают более высокие концентрации титана, щелочей, стронция, циркония и редких земель. От производных коматиитовых магм ультрамафиты Онотского зеленокаменного пояса отличаются более высокими содержаниями магния, циркония и редких земель. Редкоземельные элементы в рассматриваемых ультрамафитах, по сравнению с типичными

коматиитами [32], имеют более высокий уровень содержаний элементов цериевой группы и небольшие европиевые минимумы (рисунок 5). 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, как предполагает И. С. Пухтель [34], в данном случае маловероятно, так как для пород характерно низкое содержание щелочей, циркония и ниобия. Высокое отношение Al_2O_3/TiO_2 и близкое к хондритовому Gd/Yb говорит о зарождении магмы в Al-недеплетированном источнике. Приведенные данные свидетельствуют о том, что ультрамафиты являются производными не коматиитовой, а пикритовой магмы.



Поля составов Al-недеплетированных коматиитов по [31], Al-недеплетированных коматиитов по [33], реститовых гарцбургитов по [32].

Рисунок 5 — Распределение редкоземельных элементов в породах Кундуйского (треугольник) и массивов горы Арбан (круг)

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.

Раздел 4 Изучение геохимических особенностей пород Адацагского офиолитового комплекса

Проведено геохимическое изучение пород офиолитового комплекса Адацагской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Офиолитовая ассоциация Адацагской зоны представляет собой наиболее полно представленную океаническую кору в пределах Монголо-Охотского пояса, формирование которого связано с закрытием существовавшего на его месте океанического бассейна и субдукцией океанической коры под смежные континентальные окраины. Единый разрез офиолитового комплекса не сохранился. Он 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.

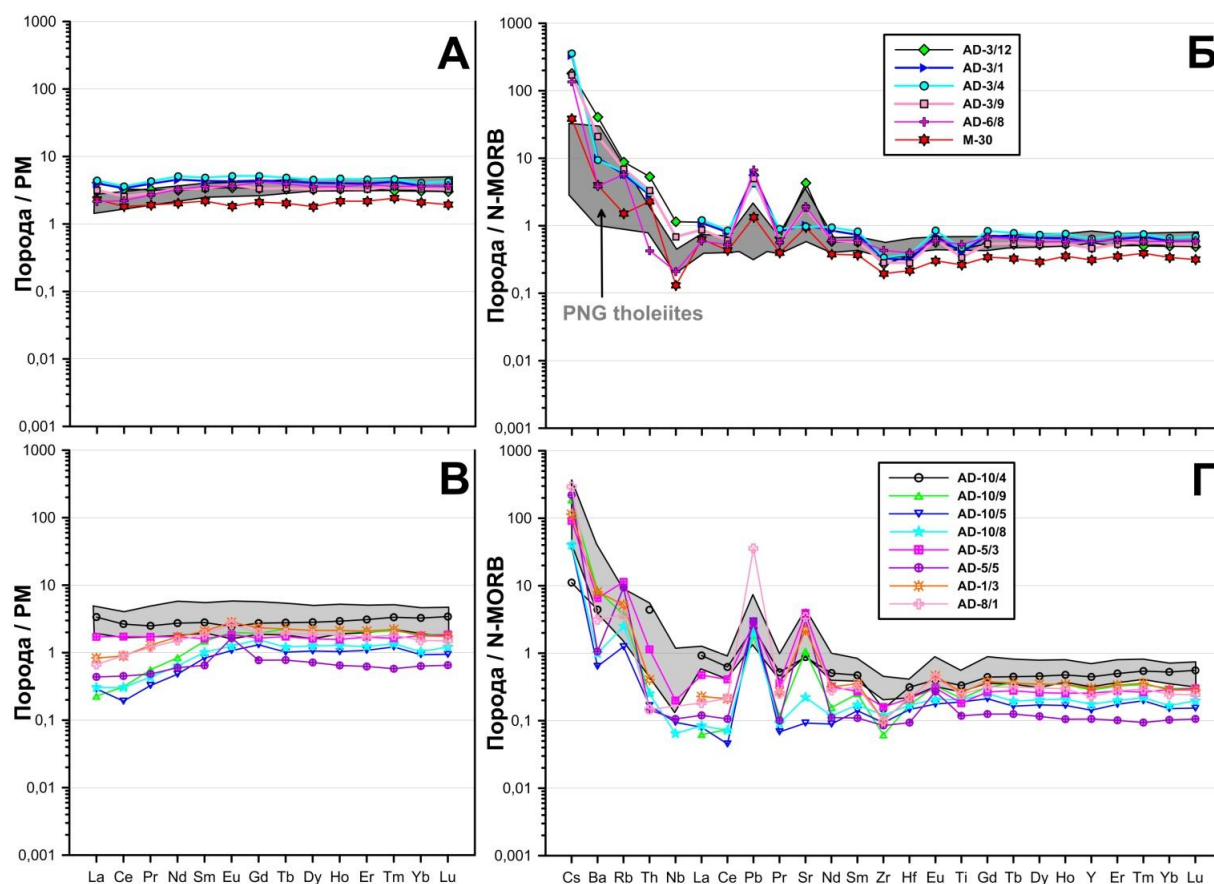
Вулканисты представлены пикритами, базальтами и базальтовыми андезитами с пофировыми структурами. В пикритах присутствуют крупные (до 1 см) вкрапленники клино- и ортопироксена в количестве до 40 об. %, более редкие и мелкие вкрапленники плагиоклаза, шпинели и ильменита. Вкрапленники оливина встречаются в единичных зернах, они замещены карбонатами. По вкрапленникам пироксенов развиваются амфиболы, хлориты, 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 [35] попадают в поле пикритов. Базальты содержат вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, базальтовые андезиты – в основном плагиоклаза, причем в части пород их количество составляет ~ 15 об. %. Из оксидов в этих породах присутствуют магнетит и ильменит. Степень метаморфического преобразования такая же, как в пикритах. На классификационной диаграмме SiO₂ – Na₂O+K₂O 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 [36]. На всех вариационных диаграммах точки состава пикритов лежат на линии смешения наиболее магнизальных базальтов с ортопироксеном. Более вероятно, что 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.

Пикриты, базальты и базальтовые андезиты имеют близкое ровное распределение редкоземельных элементов в 2-4 раза выше, чем в примитивной мантии (рисунок 6А).

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 6Б). Вышеописанные особенности редкоэлементного состава эффузивов характерны для толеитов, ассоциирующих с бонинитами, например, Papua New Guinea (рисунок 6А, Б).

Породы расслоенного комплекса состоят из оливинового вебстерита, вебстерита, габбро-норита и габбро. Они интенсивно изменены. В оливиновых 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 TiO₂, P₂O₅, щелочей. Широкие вариации содержаний MgO, ΣFeO, CaO и Al₂O₃ обусловлены фракционированием оливина, шпинелида, пироксенов и плагиоклаза. Ранние кумулаты обогащены Ni (~ 1400 г/т) и Cr (~3600



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 Париа New Guinea, по [37]; В, Г: AD-10/5, AD-10/8, – оливиновый вебстерит, AD-10/9, AD-10/4 – вебстерит, AD-5/3, AD-1/3, AD-8/1 – габбро, AD-5/5 – лейкогаббро, серое поле – эффузивы Адацагского офиолитового комплекса.

Рисунок 6 — Распределение REE и редких элементов в эффузивах, долеритах (А, В) и породах расслоенной серии (Б, Г) Адацагского офиолитового комплекса

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).

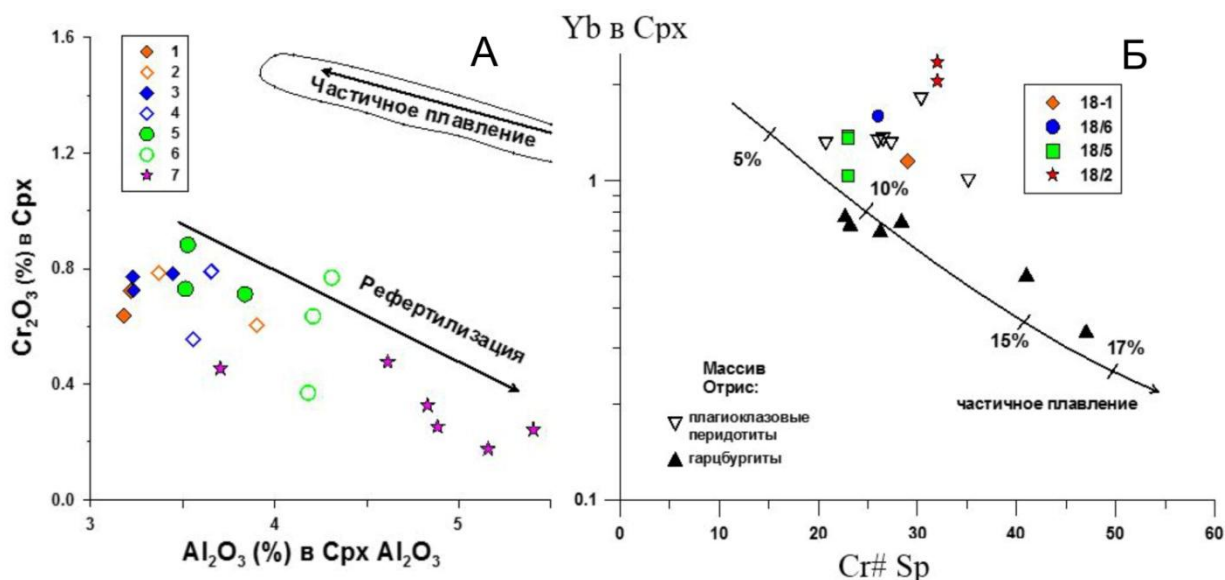
В пироксенитах нормированное содержание редких земель составляет 0.8-2 уровня примитивной мантии (рисунок 6В). Кривые распределения REE в породах определяются их содержанием в клинопироксене и, соответственно, имеют «пироксеновую» форму с $(Yb/Gd)_N \sim 1$ и $(Gd/La)_N \sim 4-8$. Уровень содержаний 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 6Г). 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 [38; 39]. Так, от центра к краю крупных зёрен клинопироксена наблюдается увеличение содержания Al_2O_3 и уменьшение – Cr_2O_3 (рисунок 7А). 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



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 [38]. Поле – составы клинопироксенов абиссальных перидотитов, по [40].

Рисунок 7 — Диаграмма Al_2O_3 – Cr_2O_3 в Crx (А) и Cr# Sp – Yb в Crx (Б) для минералов плагноклазовых лерцолитов Адацагского офиолитового комплекса.

происходит уменьшение содержаний алюминия и хрома. В результате перекристаллизации шпинелевых перидотитов в плагноклазовой 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 плагноклаза. Наблюдаемые особенности состава клинопироксена могут быть обусловлены импрегнацией расплава. Содержание Al_2O_3 в центральных частях крупных порфировкластов клинопироксена меньше, чем в клинопироксенах наиболее деплетированных абиссальных гарцбургитов, что хорошо видно на рисунке 7А, где показано поле составов клинопироксенов из них [40]. 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 $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 3,2$ мас. % в центре крупных порфировкластов клинопироксена отражает высокие степени плавления при образовании протолитов

рассматриваемых пород. При таких степенях плавления это должны были быть гарцбургиты.

На рисунке 7Б 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 ($\epsilon\text{Nd} = +6.7\dots+11$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7028-0.7050$) [41]. 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 [41; 42]. Эта же ассоциация характерна для офиолитовых комплексов надсубдукционного типа [43]. 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 [44; 45, 46; 47; 48]. 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 сформировавшимся в надсубдукционной зоне единым комплексом, который представляет собой протоостроводужную океаническую кору Монголо-Охотского океана.

Раздел 5 Сравнение литосферных разрезов в координатах P-T параметров при кристаллизации мантийных парагенезисов пород под разными кимберлитовыми полями Якутской провинции

Исследования проведены на базе представительных коллекций барофильных минералов, в основном, клинопироксена, отобранных из тяжелой фракции кимберлитов разных полей Якутской провинции, а также коллекций мантийных ксенолитов, отобранных из трубок Удачная, Обнаженная. Была использована база данных, насчитывающая составы более 1000 зерен клинопироксена. В исследовании дополнительно были использованы литературные данные из работ Соболева [49], Соловьевой и др. [50] и Уханова [51]. Для расчета был использован мономинеральный клинопироксеновый термобарометр [52]. Программа использует метод итерации для достижения P-T параметров равновесной кристаллизации минерала. Результаты расчета отражены в построенных P-T диаграммах, демонстрируемых рисунками 8 и 9.

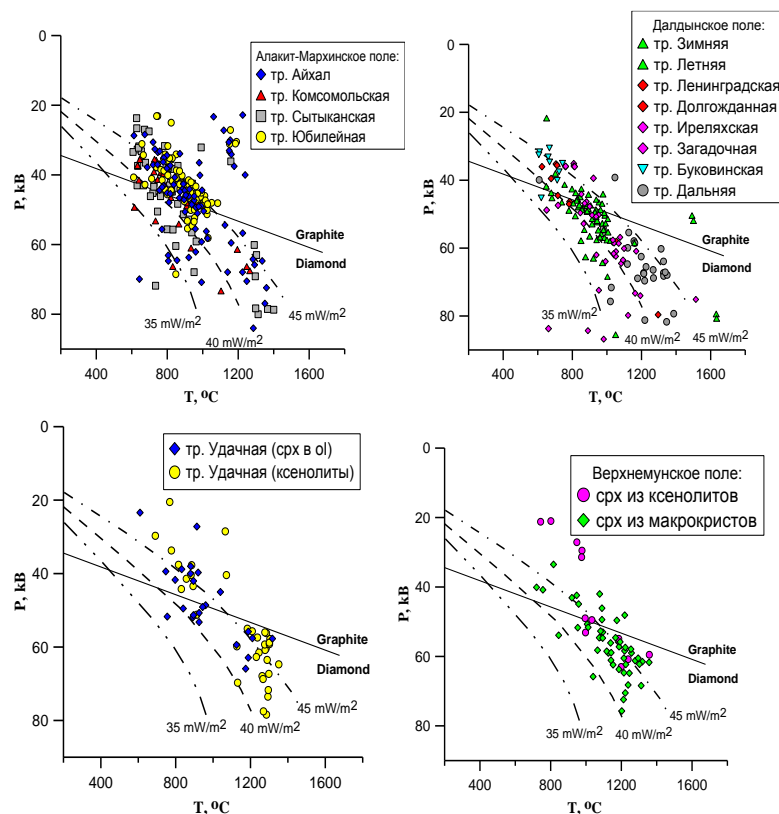


Рисунок 8 — P-T диаграммы, построенные по мономинеральному клинопироксеновому термобарометру [52] для южных кимберлитовых полей. Линии геотерм на диаграммах показаны по [53].

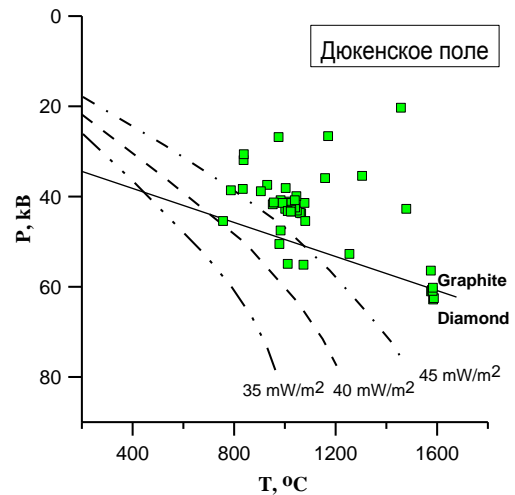
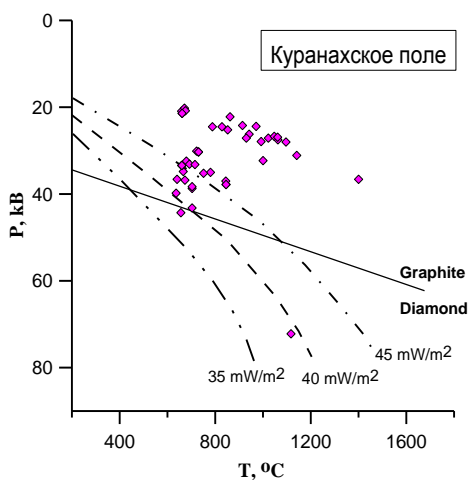
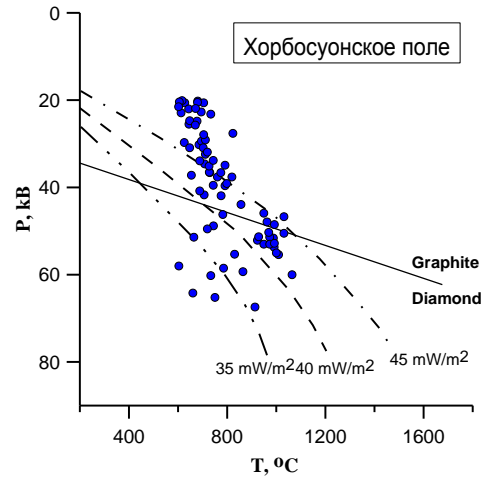
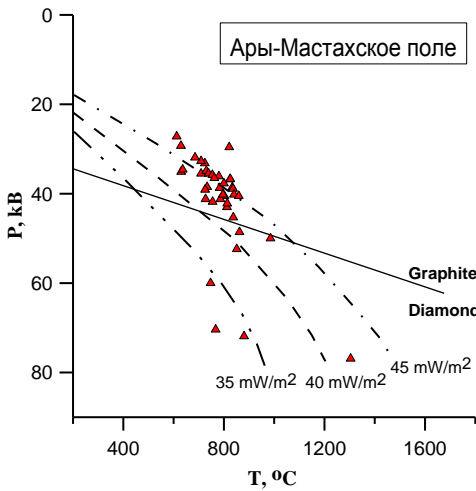
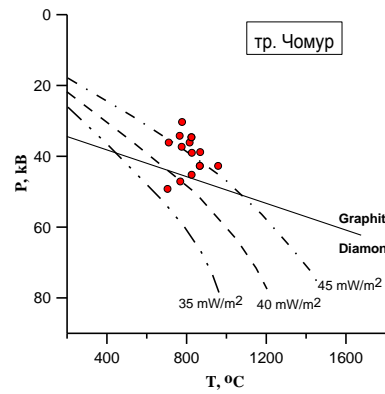
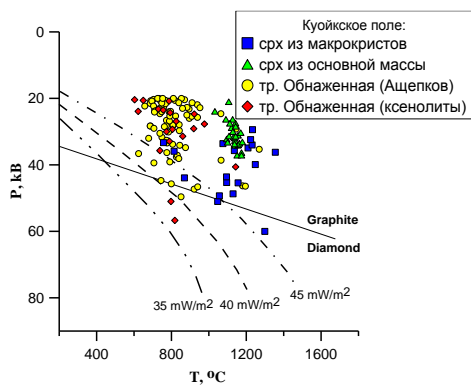


Рисунок 9 — P-T диаграммы, построенные по мономинеральному клинопироксеновому термобарометру [52] для северных кимберлитовых полей. Линии геотерм на диаграммах показаны по [53].

Существенные различия между P-T диаграммами, построенными для южных алмазоносных и северных с убогой алмазоносностью полей, заключаются в том, что значительная часть, а иногда большинство фигуративных точек P-T параметров расположены в поле устойчивости кристаллизации алмазов, в то время как для

северных полей типична противоположная картина,- доминирующая часть точек Р-Т параметров попадает в поле устойчивости графита. 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 Р-Т 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 Р-Т параметров. Р-Т параметры для клинопироксенов из Верхнемунского поля соответствуют области более высоких значений геотермы, рассчитанной по модели [53] – примерно от 40 mW/m² и выше, в то время, как для Далдынского и Алакит-Мархинского полей значения Р-Т параметров захватывают более широкую область, начинающуюся от 35 mW/m² и выше. Р-Т параметры для литосферы под Далдынским полем по сравнению с Алакит-Мархинским оказываются в целом более высокобарными.

Общей особенностью Р-Т параметров в диаграммах для литосферы под северными полями является их приуроченность к более горячим геотермам – от 40 mW/m² и выше. Судя по рисунку 9, каждая из диаграмм для северных полей имеет свои особенности расположения точек Р-Т параметров.

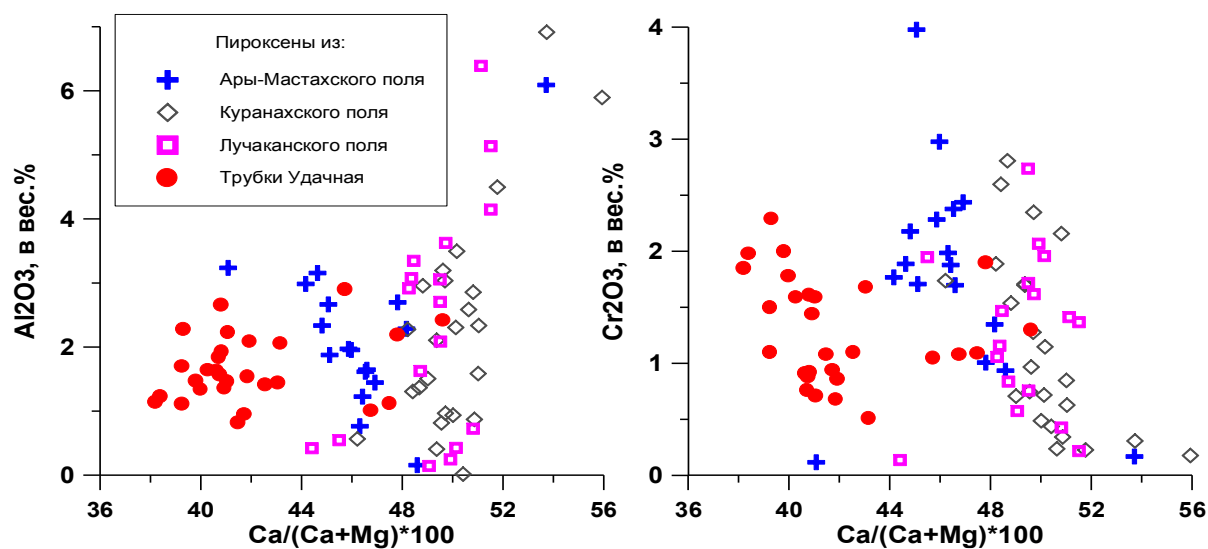
Как показывают диаграммы для Далдынского и Алакит-Мархинского полей, Р-Т параметры для литосферы под разными трубками, кустами трубок одного и того же поля, характеризуются заметными отличиями, что свидетельствует или о локальной неоднородности литосферы в пределах каждого из этих полей, или о не представительности данных, получаемых только с одной трубки для заключения о составе литосферы.

Более горячая геотерма под северными полями мезозойского возраста объясняется [54] тем, что на севере Сибирского кратона литосферная мантия была разогрета пермь-триасовым плюмом, при этом произошла эрозия литосферной

мантии. Возможно и другое объяснение. Утоненная литосфера на краю кратона является типичной для всех кратонов и соответственно горячая геотерма обусловлена близостью разгоряченной астеносферы.

Локальная неоднородность литосферной мантии под разными кимберлитовыми полями Прианабарья (Куранахским, Ары-Мастахским, и Лучаканским), оцененная по параметру коэффициента кальциевости S_{rx} , демонстрируется рисунок 10. Поскольку параметр кальциевости $(Ca/(Ca+Mg) \times 100)$ отражает температуру кристаллизации S_{rx} [55] из приведенного графика видно, что кристаллизация S_{rx} из разных полей происходила при разных температурных режимах.

P-T параметры формирования пород литосферной мантии, рассчитанные по термобарометру Нимиса, Тэйлора [52] для всех южных алмазонасных полей, значительно 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. Локальная неоднородность литосферной мантии заключается в установленном своеобразии P-T параметров формирования мантийных пород под каждым из исследованных кимберлитовых полей, что обусловлено особенностями их состава.



Для трубки Удачная составы клинопироксена заимствованы из работы Н.В. Соболева [49].

Рисунок 10 — Корреляционные графики состава S_{rx} из тяжелой фракции кимберлитовых пород из разных полей Прианабарья.

Основные результаты проведённого исследования

Определены P-T условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато устья р. Харчевка. Получены первые данные по изотопному составу Sr и Nd. Источниками базанитовых магм Буркала являлось вещество с изотопными характеристиками PREMA и EMI. При этом вклад материала PREMA превышает вклад EMI. Определены индикаторные геохимические характеристики непрерывных вулканических серий ордовика-раннего силура и раннего-среднего девона Минусинского прогиба и рассмотрена эволюция составов материнских расплавов во времени. Показано влияние плюмовых и субдукционных процессов, а также роль фракционирования и контаминации. Выяснено, что породы ультраосновного состава Онотского блока Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона являются производными высокомагнезиальных магм с хондритовым Al_2O_3/TiO_2 отношением, слабо обогащенных легкими редкоземельными элементами. Источник ультраосновных магм относится к Al-недеплементированному типу. В результате проведённых изотопно-геохимических исследований установлено, что вулканы (пикриты, толеитовые базальты и базальтовые андезиты), породы расслоенной серии (оливиновые вебстериты, вебстериты, габбро-нориты, габбро) и реститовые гарцбургиты офиолитов Адацагской зоны Монгола-Охотского пояса формировались в надсубдукционной зоне и представляют собой протоостроводужную океаническую кору Монголо-Охотского океана. На основе представительной коллекции зерен клинопироксена выполнен, используя мономинеральный клинопироксеновый термобарометр, расчет P-T параметров кристаллизации мантийных Srх-содержащих пород. Построены P-T диаграммы для разрезов литосферной мантии под соответствующими полями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе проведенных исследований выяснено, что источниками базанитовых магм Дауро-Хэнтейского хребта (Южное Забайкалье) являлось вещество с изотопными характеристиками PREMA и EMI. Рассмотрена эволюция составов материнских расплавов вулканических серий ордовика-раннего силура и раннего-среднего девона Минусинского прогиба во времени. Среди ультраосновных массивов Онотского блока наибольшим рудным потенциалом обладают ультраосновные тела района горы Арбан, которые представляют поисковый интерес на никель и элементы платиновой группы. Установлено, что вулканыты (пикриты, толеитовые базальты и базальтовые андезиты), породы расслоенной серии (оливиновые вебстериты, вебстериты, габбро-нориты, габбро) и реститовые гарцбургиты офиолитов Адацагской зоны Монгола-Охотского пояса формировались в надсубдукционной зоне и представляют собой протоостроводужную океаническую кору Монголо-Охотского океана. На основе представительной коллекции зерен клинопироксена выполнен, используя мономинеральный клинопироксеновый термобарометр, расчет P-T параметров кристаллизации мантийных Crx-содержащих пород. Построены P-T диаграммы для разрезов литосферной мантии под соответствующими полями.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. – 2004. – № 3. – С. 17– 32.
- 2 Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. – 2009. – № 5. – С. 3–24.
- 3 Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. – Новосибирск. – Наука. – 1979 – 197 с.
- 4 Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – (5). – С. 391– 406.
- 5 Буслов М. М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мелкайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – (9). – С. 1245– 1255.
- 6 Поляков А. И., Багдасарян Г. П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // Геохимия. – 1986 – № 3. – С. 311–317.
- 7 Litasov K., Tiniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. // CHEAS Monograph Series. – 2002. – No 5. – 221 p.
- 8 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.
- 9 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.
- 10 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.

11 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.

12 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.

13 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.

14 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.

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

16 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.

17 Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба.– М.: - Изд-во АН СССР. – 1960. – 276 с.

18 Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. – 2003. – Т. 389. – (3). – С. 354– 359.

19 Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально – Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – (12). – С. 1280–1293.

- 20 Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – (1). – С. 93– 108.
- 21 Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – (1). – С. 66– 90.
- 22 Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – (1-2). – С. 5– 27.
- 23 Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – (12). – С. 1957– 1973.
- 24 Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – (1). – С. 53– 70.
- 25 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.
- 26 Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – (8). – С. 1403– 1423.
- 27 Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. – 2015. – Т. 23. – (4). – С. 386– 409.
- 28 Владимиров А. Г., Изох А. Э., Поляков Г. В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н. Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их

индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. – 2013. – Т. 21. – (2). – С. 177–201.

29 Фор Г. Основы изотопной геохимии. – М.: – Мир. – 1989. – 590 с.

30 Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. – 2004. – Т. 12. – (6). – С. 563–585

31 Fan J., Kerrich R. Geochemical characteristics of aluminum depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume-convergent margin environment // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1997. – V. 61. – P. 4723–4744.

32 Godart M., Jousselin D., Bodinier J.-L. Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 2000. – V. 108. – P. 133–148.

33 Lahaye Y., Arndt N.T., Byerly G., Chauvel C., Fourcade S., Gruau G. The influence of alteration on the trace element and Nd isotopic compositions of komatiites // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 126. – P. 43–64.

34 Пухтель И. С., Богатиков О. А., Симон А. К. Раннедокембрийская эволюция системы кора-мантия Олекминской гнейс-зеленокаменной области (Алданский щит) // Петрология. – 1993. – Т. 1. – (5). – С. 499–523.

35 Le Bas M. J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *Journal of Petrology.* – 2000. – Vol. 41, №. 10. – P. 1467–1470.

36 Sisson T. W., Grove T. L. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1993. – V. 113. – No 2. – P. 167–184.

37 König S., Münker C., Schuth S., Luguet A., Hoffman J.E., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2010. – V. 74. – P. 684–704.

- 38 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. – V. 44. – P. 1759–1785.
- 39 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.
- 40 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. – V. 4. DOI: 10.1029/2002GC000305.
- 41 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. – V. 11. DOI:10.1029/2009GC002871.
- 42 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. – V. 59. P. 1439–1450. DOI:10.1080/00206814.2016.1276482
- 43 Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geological Society of America Bulletin*. – 2011. – V. 123. – P. 387–411.
- 44 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. – V. 104. – P. 1621–1636.

- 45 Hall C.E., Gurnis M., Sdrolias M., Lavier L.L., Müller R.D. Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 212. – P. 15–30.
- 46 Gurnis M., Hall C., Lavier L. Evolving force balance during incipient subduction // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. – V. 5. DOI: 10.1029/2003GC000681.
- 47 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. – V. 100 (1–4). – P. 234–254.
- 48 Pagé P., Bédard J.H., Tremblay A. Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: The Ordovician Thetford Mines Ophiolite // *Lithos*. – 2009. – V. 113. – P. 21–47.
- 49 Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: – Наука. – 1974. 263 с.
- 50 Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: – Наука. – 1994. – 256 с.
- 51 Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: – Наука. – 1988. – 286 с.
- 52 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 // *Contr. Mineral. Petrol.* – 2000. – V.139. – P. 541–554.
- 53 Pollack, H.N., Chapman, D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness // *Tectonophysics*. – 1977. – V.38. – P. 279–296.
- 54 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// *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference, 1999. – The P.H. Nixon volume.* – P. 690–707.
- 55 Davis B.T.C., Boyd P.R. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kbar pressure and its application to pyroxenes from kimberlites// – *J. Geophys. Res.*–1966. – V. – 71. P. 3567–3576.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных статей, опубликованных по тематике проекта в 2018 г. в соответствии с государственным заданием:

1. 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.(1). – С. 66–78. – DOI: 10.21285/2541-9455-2018-41-1-66-78

2. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н. Геология и состав непрерывных трахибазальт-трахиандезит-риолитовых серий северной части Алтае-Саянской области: роль коромантийного взаимодействия в континентальном магмообразовании // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – (12). – С. – DOI: 10/15372/GiG20181206

3. 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.

4. Комарицына Т.Ю., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Магматизм Удино-Еравнинского сектора Западно-Забайкальской позднемезозойской – раннекайнозойской рифтовой области и его источники // Доклады Академии Наук. – 2018. – Т. 481. – (3). – С. DOI: 10.31857/S086956520001384-5

5. 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 (ИФ = 1,323 Q3) (WOS)

6. 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. – Т. 59. – (5). – С. 589–605. DOI: 10.15372/GiG20180502 (ИФ = 1,323 Q3) (WOS)

7. 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/GiG20181206 (ИФ = 1,323 Q3) (WOS)

8. Kostrovitsky S. Deciphering kimberlite field structure using Mg-ilmenite composition: example of Daldyn field (Yakutia)//European Journal of Mineralogy. – 2018. – V. 30. – No 6. – P. – DOI: 10.1127/ejm/2018/0030-27839.

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