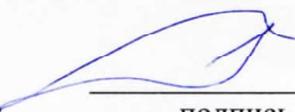
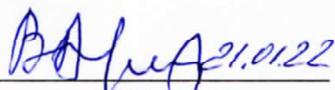


СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель проекта, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата А.Б. Перепелов
(введение, заключение)

Ответственные исполнители:

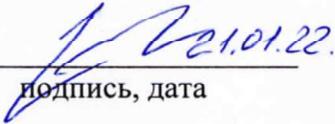
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата В.С. Антипин,
(раздел 1)

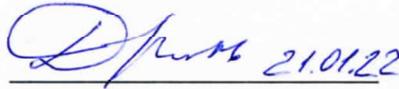
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата В.А. Макрыгина
(разделы 2)

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата Л.Г. Кузнецова
(раздел 3)

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата В.И. Левицкий
(раздел 4)

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата Е.А. Савина
(раздел 5)

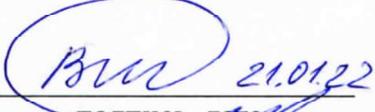
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата С.Ю. Скузоватов
(раздел 6)

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата С.И. Дриль
(раздел 7)

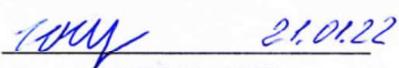
Заведующий лабораторией, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата А.Б. Перепелов
(раздел 8)

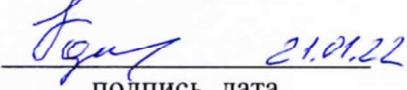
Старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата С.В. Ефремов
(раздел 9)

Исполнители:

Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата В.С. Шацкий
(раздел 6)

Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата И.В. Левицкий
(раздел 4)

Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата Ю.Д. Щербаков
(раздел 8)

Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук  21.01.22
подпись, дата Л.В. Куш
(раздел 1)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

 21.01.22
подпись, дата

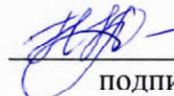
С.С. Цыпукова
(раздел 8)

Научный сотрудник, кандидат
геолого-минералогических наук

 21.01.22
подпись, дата

Н.В. Шептякова
(раздел 1)

Младший научный сотрудник

 - 21.01.22
подпись, дата

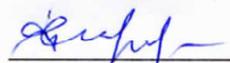
Ю.В. Носкова
(раздел 7)

Младший научный сотрудник

 21.01.22
подпись, дата

А.С. Дмитриева
(раздел 5)

Нормоконтролер

 - 21.01.22
подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Стр. 84, рис. 32, табл. 5, лит. 84, прилож. 1.

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

На примере модельных разновозрастных магматических и метаморфических комплексов пород складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона, а также других модельных комплексов пород палео- и современных геодинамических обстановок Центральной Азии и других районов России установлены главные закономерности их формирования, получены новые геохронологические, изотопно-геохимические и минералогические данные.

Установлено, что коллизионный гранитоидный магматизм в Ольхонском регионе Прибайкалья развивался в возрастном интервале 500-460 млн. лет. Показано, что продукты субщелочной гранитизации и магнезиального метасоматоза в Кутимском блоке Чуйской глыбы относятся к типу приразломных метасоматитов. Получены данные о составе и изотопных характеристиках интрузивных пород раннепалеозойской габбро-гранитоидной ассоциации Южно-Сангиленского пояса. Для пород раннедокембрийских метаморфических комплексов обрамления Сибирского кратона и Бадахшанского массива Памира установлено их формирование в сходных геодинамических обстановках. Впервые получены доказательства низкобарического инконгруэнтного плавления кальцита и силикатных минералов в породах пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия). Исследованы цирконы из эклогита участка Кумды-Коль Кокчетавского массива (Казахстан). Получены геохронологические доказательства того, что среди комплекса палеозойских олёкминских интрузивов Восточного Забайкалья присутствует значительный объем гранитоидов мезозойского возраста. Показано, что развитие позднекайнозойского вулканизма Дархатской впадины происходило на двух разобщенных позднеолигоценном и позднемиоцен-раннеплиоценовом этапах. В породах всех изученных позднекайнозойских вулканических арелов Северной Монголии установлены карбонатные фазы. Показано, что породы ТТГ ассоциации и калиевые гранитоиды Гарганской глыбы Восточного Саяна подверглись метаморфизму амфиболитовой фации и претерпели частичное плавление, вызвавшее трансформацию исходной геохимической характеристики.

Государственное задание по проекту в 2021 году выполнено в полном объеме. В 2021 году по теме проекта опубликовано 16 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 6 статей квинтиля WOS Q1, 1 путеводитель научной геологической экскурсии, представлено 25 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн форматах.

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ.....	7
ВВЕДЕНИЕ.....	9
Раздел 1 Результаты минералого-геохимической типизации редкометалльных гранитов и пегматитов коллизионного и внутриплитного магматизма в Прибайкалье, установление их генезиса и потенциальной рудоносности.....	11
Раздел 2 Результаты исследований магнезиальных метасоматитов в южной части Чуйской глыбы, установление причин и временной последовательности их формирования.....	17
Раздел 3 Результаты геологического и минералого-петрографического изучения магматических пород, в том числе габбро-гранитных ассоциаций, комагматичных формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем, образовавшихся в ЦАСП в ходе раннепалеозойского коллизионного орогенеза (на примере редкометалльных месторождений Южного Сангиленя).....	25
Раздел 4 Результаты геохимических и изотопно-геохронологических исследований метаморфических пород в гранулитовых и зеленокаменных комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира и Енисейского кряжа	31
Раздел 5 Изучение реликтов известняков с примесью пелитового вещества, в процессе низкобарического плавления которых образуется кальцитовый (карбонатитовый) расплав и мафические паралавы на примере пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия).....	38
Раздел 6 Исследование процессов трансформации и перераспределения ключевых некогерентных элементов в породах сиалической и базитовой коры при субдукционном и коллизионном метаморфизме в связи с минеральными реакциями и устойчивостью фаз.....	42
Раздел 7 Выявление источников вещества и определение геохронологических рубежей формирования коллизионных гранитоидов центрального сектора Монголо-Охотского орогенного пояса (Забайкалье) на рубеже позднего палеозоя - раннего мезозоя.....	47

Раздел 8 Результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований пород и карбонатного вещества в позднекайнозойских вулканических ареалах Прибайкалья и Монголии.....	53
8.1 Результаты геохронологических исследований.....	54
8.2. Карбонатное вещество.....	58
Раздел 9 Генетическая природа и источники вещества пород серогнейсового фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (на примере серых гнейсов Гарганской глыбы, Восточный Саян).....	64
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	67
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	71
ПРИЛОЖЕНИЕ А. Список основных публикаций по результатам проекта.....	79

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

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

ТТГ – трондъемит-тоналит-гранитная ассоциация

Ab – альбит

Alm – альмандин

Amph – амфибол

An – анортит

Ap – апатит

Bt – биотит

Cc – кальцит

CHUR – хондритовый изотопный резервуар

Cpx – клинопироксен

Di – диопсид

DM – деплетированная мантия

Dol – доломит

EMI, EMII – типы обогащенной мантии

En – энстатит

Ep – эпидот

Fa – фаялит

Fo – фоялит

Fs – ферросилит

GM – основная масса породы

Grt - гранат

Grs – гроссуляр

HFSE – высокочargedные элементы

IAB – базальты островных дуг

Ilm – ильменит

Jd – жадеит

Kfs – каликатровый полевой шпат

Kur – куратит

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

LOI – потери при прокаливании

LREE, HREE – редкоземельные элементы

Mg# - коэффициент магнезиальности

Mgs – магнезит
Mll – мелилит
MORB – базальты океанических хребтов
OIB – базальты океанических островов
Ol – оливин
Orx – ортопироксен
ORG – граниты океанических хребтов
Or - ортоклаз
P – давление
Pl – плагиоклаз
Po – пирротин
post-COLG – постколлизийные граниты
Pyр – пироп
Qtz – кварц
REE, PЗЭ – редкоземельные элементы
Sdr – сидерит
Spl, Sp – шпинелид
syn-COLG – синколлизийные граниты
T - температура
TDM2 – модельный изотопный возраст
Tf – тефроит
TiMgt – титаномагнетит
UR – однородный изотопный резервуар
VAG – граниты вулканических дуг
Wo – волластонит
WPG – внутриплитные граниты

ВВЕДЕНИЕ

Целью выполняемого проекта Государственного задания «Роль магматических, метаморфических и геодинамических процессов в рециклинге вещества и в формировании изотопно-геохимически неоднородной континентальной литосферы в складчатом обрамлении Сибирского кратона» является определение роли геодинамических, метаморфических и магмогенерирующих процессов в формировании изотопно и геохимически неоднородной континентальной литосферы и специализированных источников магматического и рудного вещества в докембрийско-фанерозойской истории развития Центрально-Азиатского орогенного пояса (САОВ) и перикратонных областей Сибирского кратона.

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

В 2021 году проводились и выполнены исследования в соответствии со следующими поставленными в проекте задачами:

- исследование процессов трансформации и перераспределения ключевых некогерентных элементов в породах сиалической и базитовой коры при субдукционном и коллизионном метаморфизме в связи с минеральными реакциями и устойчивостью фаз;
- выявление источников вещества и определение геохронологических рубежей формирования коллизионных гранитоидов центрального сектора Монголо-Охотского орогенного пояса (Забайкалье) на рубеже позднего палеозоя - раннего мезозоя;
- проведение минералого-геохимической типизации редкометалльных гранитов и пегматитов коллизионного и внутриплитного магматизма в Прибайкалье, установление их генезиса и потенциальной рудоносности;
- исследование магнезиальных метасоматитов в северной части Чуйской глыбы, установление причин и временной последовательности их формирования;
- проведение геохронологических исследований метаморфических пород в гранулитовых и зеленокаменных комплексах Восточной Сибири и Енисейского кряжа;

- проведение геологического и минералого-петрографического изучения магматических пород, в том числе габбро-гранитных ассоциаций, комагматичных формированию богатых Li, Nb, Ta, Be гранитных и гранитно-пегматитовых систем, образовавшихся в ЦАСП в ходе раннепалеозойского коллизионного орогенеза (на примере редкометалльных месторождений Южного Сангиленя);

- исследование возраста формирования и изотопно-геохимического состава пород и природы карбонатного вещества на примере позднекайнозойских вулканических ареалов Прибайкалья и Монголии;

- изучение реликтов известняков с примесью пелитового вещества, в процессе низкобарического плавления которых образуется кальцитовый (карбонатитовый) расплав и мафические паралавы на примере пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия);

- установление генетической природы и источников вещества пород серогнейсового фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (на примере серых гнейсов Гарганской глыбы, Восточный Саян).

В исследованиях участвовали научные коллективы лаборатории геохимии изотопов и лаборатории геохимии гранитоидного магматизма и метаморфизма Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. В их составе: 1 академик РАН, 5 докторов наук, 8 кандидатов наук, 2 молодых научных сотрудников без степени и 2 аспиранта очного обучения, инженерно-технический персонал в количестве 13 человек, в основном химики-аналитики и инженеры по обслуживанию научного оборудования.

В основной части представленного отчета содержатся главные результаты проведенных в 2021 году исследований, раскрывающих методы исследований, объем полученных данных и главные выводы.

Государственное задание по проекту в 2021 году выполнено в полном объеме. В 2021 году по теме проекта опубликовано 16 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 6 статей квартиля WOS Q1, 1 путеводитель научной геологической экскурсии, представлено 25 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн форматах.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

Раздел 1 Результаты минералого-геохимической типизации редкометалльных гранитов и пегматитов коллизионного и внутриплитного магматизма в Прибайкалье, установление их генезиса и потенциальной рудоносности

Коллизионный гранитоидный магматизм в Ольхонском регионе Прибайкалья развивался в возрастном интервале 500-460 млн. лет с образованием автохтонных мигматит-гранитных комплексов, а также многофазных массивов (шаранурский комплекс), внедрившихся в верхние горизонты континентальной коры. Раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона имеют коровое происхождение и унаследовали свой состав от вмещающих сланцево-гнейсовых толщ [1]. Пегматоидные граниты и пегматиты среди PZ_1 гнейсо-гранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту (455-458 млн. лет), минеральному и химическому составу, и имеют геохимическое сходство в распределении большинства редких элементов, что свидетельствует о генетической связи пегматоидных образований с коллизионным магматизмом. Сравнение изотопно-геохимических данных по раннепалеозойским гранитоидам шаранурского и хамардабанского комплексов Прибайкалья показало, что они близки по возрасту, составу и относятся к синколлизионным образованиям, сформированным при плавлении сланцево-гнейсового субстрата.

Наряду с коллизионными гранитоидами в Ольхонском регионе Прибайкалья исследованы редкометалльные граниты и пегматиты, которые относятся к различным минералого-геохимическим типам. На острове Ольхон (падь Ташкиней) изучена зональная с апофизами жила редкометалльных пегматоидных гранитов, в которой наряду с полевыми шпатами и кварцем встречаются зерна граната, биотита, мусковита и берилла. Редко отмечаются магнетит, титанит, апатит, монацит, ксенотим, эвксенит, циркон, тортвейтит, вольфрамит и касситерит. Пегматоидные граниты жилы Ташкиней относятся к Be-Nb-Ta минералого-геохимическому типу с высокими содержаниями W, U, Th, Sn, Sc, но с весьма низкими концентрациями Li и летучих компонентов (F и B). Эти граниты с шпировым пегматитом Ташкиней имеют среднепалеозойский возраст 390 ± 5 млн. лет (U-Pb метод датирования цирконов) и не связаны с формированием коллизионного каледонского шаранурского комплекса. В Приольхонье исследован жильный пегматит Иликсин с Li, Be, Nb, Ta минерализацией. По набору минерального парагенезиса часть пегматитового тела (Северный Иликсин) имеет значительное сходство с редкометалльным пегматитом Ташкиней (о. Ольхон). Оно выражается обогащением обоих пегматитовых жил Be, Cs, Rb, Nb, Ta, и одновременно наличием для них глубоких минимумов концентраций Ba, Sr, Eu и Zr (в соответствии с рисунком 1).

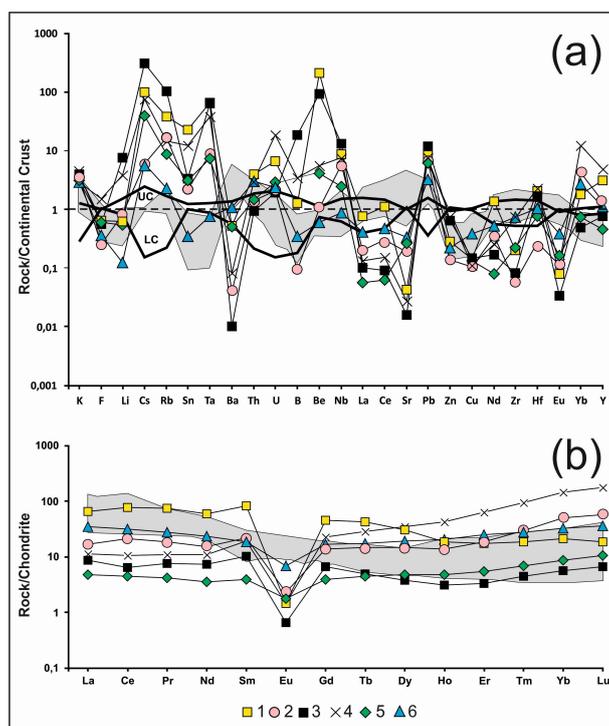


Рисунок 1 – Диаграммы распределения редких (а) и редкоземельных элементов (б) в гранитоидах шаранурского комплекса и редкометалльных пегматитах Ольхонского региона

Условные обозначения: 1 – редкометалльные пегматоидные граниты с Ве-минерализацией (падь Ташкиней), 2 – пегматиты Иликсин, 3 – амазонитовые пегматиты Аинского массива, 4 – пегматиты Улан-Нура, 5 – граниты Улан-Нура, 6 – средний состав шаранурского пегматита. Поле на диаграмме – гранитоиды шаранурского комплекса. Содержания элементов (а) нормированы на средний состав континентальной коры [2], редкоземельных элементов (б) на состав углистого хондрита [3]. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры [2].

На основе U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода датирования цирконов из графического пегматита южной части жилы (Южный Иликсин) получено значение возраста 458.5 ± 2.0 млн. лет, что практически совпадает с возрастом коллизионных гранитов шаранурского комплекса Приольхонья. Для циркона из северной части пегматита (Северный Иликсин) получено значение 430.1 ± 2.2 млн. лет, что свидетельствует о формировании редкометалльной части жильного пегматита на позднем постколлизионном этапе. Среди исследованных редкометалльных пегматитов в Приольхонье жильные тела с амазонитом, прорывающие граниты Аинского массива, а также жила Улан-Нур, по минералогическим характеристикам в полной мере соответствуют Li-F типу, что отличает их от пегматитов Ташкиней и Иликсин.

Таким образом, с применением различных геологических, геохронологических, минералогических и изотопно-геохимических исследований установлено, что в Ольхонском

регионе Прибайкалья пегматоидные граниты и пегматиты формировались в широком возрастном интервале (458–390 млн. лет), образуют разнообразные по морфологии тела (шлировидные, линзовидные и жильные) и представлены различными минералогическими типами. В Хамар-Дабанской провинции редкометалльный магматизм проявлен в виде многофазных малых интрузий и жильных серий пегматоидных гранитов, входящих в состав позднепалеозойского ареала магматизма. В практическом отношении редкометалльная минерализация, очевидно, имеет генетическую связь с развитием и эволюцией гранитно-пегматитовых серий Be-Nb-Ta и Li-F типов в Ольхонском и Хамар-Дабанском регионах Прибайкалья. На примере эталонных массивов получены новые данные о главных типах гранитоидов и жильных пегматитов, включая их редкометалльные разновидности, и выявлены тренды их вещественной эволюции, позволяющие различать индикаторные характеристики гранитов и пегматитов, формирующихся в условиях различных геодинамических режимов Прибайкалья.

По мере постепенного закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна на территории Восточной Монголии и Забайкалья интенсивно формировались гранитоиды раннемезозойского магматического ареала с крупным Бага-Хэнтэйским плутоном в составе Дауро-Хэнтэйского батолита. Для них предполагается связь с процессами воздействия Монгольского мантийного плюма на нижние горизонты континентальной коры [4]. Батолиты формируются в центре зональных ареалов, где происходит коллизия блоков континентальной земной коры и обрамляющих структур. В результате этих процессов образовывались крупные плутоны, принадлежащие геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, которые формировались в низах континентальной коры под воздействием мантийных щелочных и базальтоидных магм и связанных с ними сквозьмагматических растворов.

Редкометалльные граниты и пегматиты широкое развитие получили во внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии (Прибайкалье, Забайкалье, Монголия), где по геохимическим характеристикам они резко отличаются от раннепалеозойских коллизионных гранитоидов. Образование гранитной магмы, обогащенной редкими металлами, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата. Становление редкометалльных многофазных массивов и малых интрузий, включая пегматиты, определяется их формированием в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы ее дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены, альбититы и др.), продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Be, Ta, Nb). В связи с процессами

формирования редкометалльных гранитов и пегматитов на огромных территориях в пределах разновозрастных ареалов магматизма важным является вопрос о геодинамических условиях их образования.

На диаграммах по [5] (в соответствии с рисунком 2) практически все фигуративные точки составов исследуемых редкометалльных гранитов и пегматитов расположены в поле внутриплитных гранитов (WPG) или вдоль границы полей WPG и VAG, не зависимо от их возраста и геологического положения.

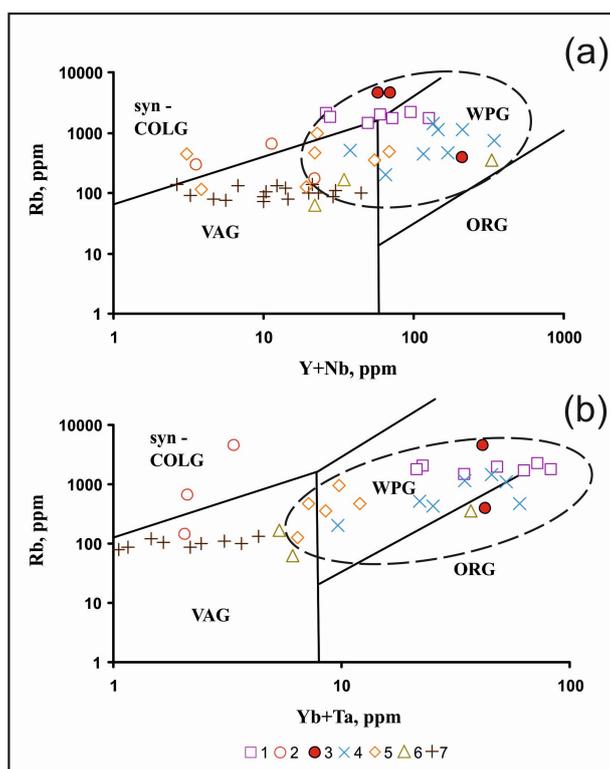


Рисунок 2 – Дискриминационные диаграммы Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta) (г/т) [5] для гранитоидов шаранурского комплекса и пегматитов различных типов Ольхонского региона

Условные обозначения: 1 – редкометалльные пегматиты с Be-минерализацией (п. Ташкиней), 2 – пегматиты жилы Иликсин (Южный), 3 – пегматиты жилы Иликсин (Северный), 4 – пегматиты Аинского массива, 5 – пегматиты жилы Улан-Нур, 6 – шпировые пегматиты (шаранурский комплекс, остров Ольхон), 7 – K-Na граниты и лейкограниты (шаранурский комплекс, Ольхонский регион).

Большинство этих редкометалльных пород характеризуется геохимическими особенностями, свойственными внутриплитным образованиям. В то же время, гранитоиды и пегматиты PZ₁ на дискриминационной диаграмме занимают преимущественно поля syn-COLG и VAG. Это может свидетельствовать о значительной роли коллизионных процессов при гранитообразовании до начала проявления внутриплитного магматизма, когда в рифтогенных структурах формировались многофазные массивы и малые интрузии редкометалльных гранитов и пегматитов.

Наряду с установленными ранее закономерностями геохимической эволюции магм Li-F гранитов и пегматитов, связанными с обогащением их фтором и характерными литофильными элементами [6, 7], новые детальные исследования дают возможность выявлять отдельные малые интрузии, обогащенные высоkozарядными элементами, что характерно для гранитов повышенной щелочности. Сначала это было показано на примере Хэнтэйской интрузии пегматоидных гранитов (Северная Монголия) в центральной части раннемезозойского ареала, где амазонит-альбитовые граниты в большей мере обогащены HFSE элементами (Zr, Hf, Nb, Th, U) по сравнению с ранними лейкогранитами [8]. Эта же геохимическая особенность Li-F гранитов установлена на примере позднемезозойского Тургинского массива в Забайкалье, где амазонит-альбитовые граниты обогащены высоkozарядными элементами. Эти Li-F граниты выделены в отдельный подтип [9]. Таким образом, среди редкометалльных гранитов Li-F типа развиты породы с различной геохимической специализацией. Крупные мезозойские многофазные массивы и зональные малые интрузии с пегматоидными шлирами, представлены типичными Li-F гранитами с Li, Ta, Sn, W минерализацией. При сравнительном исследовании в различных редкометалльных провинциях Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) установлено, что отдельные интрузии позднепалеозойского ареала (Харагул, Уругудей, Безымянка) наряду с литофильными элементами существенно обогащены также REE, Zr, Hf, Nb и Th, свойственными породам повышенной щелочности. Таким образом, среди редкометалльных гранитов Li-F типа развиты породы с различными геохимическими характеристиками.

В настоящее время при образовании редкометалльных магм важное значение придается процессам мантийно-корового взаимодействия, когда глубинные CO₂-H₂O-F-содержащие мантийные флюиды воздействуют на породы нижних горизонтов континентальной коры при участии коровых компонентов в источнике магм [7, 10, 11]. Процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации могут быть также обусловлены взаимодействием ювенильных флюидов с веществом корового материала и последующей дифференциации гранитных магм. Эти процессы наиболее интенсивно проявлены в периферических зонах ареалов гранитоидного магматизма, сопряженных с рифтогенными структурами, где более часто проявлена редкометалльная минерализация. Это подтверждает большую перспективность рифтового обрамления батолитов в отношении генетической связи редкометалльного оруденения и магматизма. Многофазные массивы, малые интрузии редкометалльных гранитов и пегматитов в периферических зонах ареалов разновозрастного магматизма характеризуются широкими вариациями геохимических особенностей пород, являются важным индикатором процессов мантийно-корового взаимодействия, дифференциации гранитоидных магм и могут определять природу зональных ареалов при

развитии внутриплитного магматизма ЦАСП. Исследованные гранитно-пегматитовые редкометалльные серии пород различных минералого-геохимических типов Южной Сибири и Монголии могут быть также индикаторами развития рудно-магматических систем, в которых генерируется сопутствующая редкометалльная минерализация.

Новые данные о возрасте, тектоническом положении, редкоэлементном составе гранитов и пегматитов коллизионного и внутриплитного палеозойского магматизма в Прибайкалье имеют значение для анализа условий петрогенезиса и геодинамического положения магматических пород. Являясь продуктами раннепалеозойского магматизма, связанного с коллизионными процессами, пегматиты имеют сходство с гранитами с точки зрения распределения редких элементов. Постколлизионные палеозойские пегматитовые тела в форме жил (Ташкиней, Иликсин, Ая, Улан-Нур и др.), контролируемые субмеридиональными зонами разломов, можно отнести к редкометалльным пегматитам, поскольку они содержат различную минерализацию редких металлов. Изученные редкометаллические пегматиты Ольхонского региона можно отнести к минералого-геохимическому типу Be-Rb-Nb-Ta, а амазонитсодержащие пегматиты (Ая, Улан-Нур), по своим минералогическим и геохимическим характеристикам близки к редкометалльным гранитам Li-F типа, обнаруженным и изученным ранее в Монголии и Забайкалье. Внутриплитный магматизм этих провинций Центральной Азии имеет важное практическое значение, так как с редкометалльными гранитами и пегматитами связаны месторождения и проявления различных типов минерализации (Sn, W, Be, Li, Cs, Nb, Ta). Процессы гранито- и пегматитообразования с ассоциирующей редкометалльной минерализацией могут быть обусловлены взаимодействием ювенильных флюидов с веществом корового материала и последующей дифференциации гранитных магм.

ВЫВОДЫ

1. Коллизионный гранитоидный магматизм в Ольхонском регионе Прибайкалья развивался в возрастном интервале 500-460 млн. лет с образованием автохтонных мигматит-гранитных комплексов, а также многофазных массивов, внедрившихся в верхние горизонты континентальной коры. Раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона имеют коровое происхождение и унаследовали свой состав от вмещающих сланцево-гнейсовых толщ.

2. Наряду с коллизионными гранитоидами в Ольхонском регионе Прибайкалья исследованы редкометалльные граниты и пегматиты, которые относятся к различным минералого-геохимическим типам. Эти граниты имеют среднепалеозойский возраст 390 ± 5 млн. лет (U-Pb метод датирования цирконов), не связаны с формированием коллизионного каледонского шаранурского комплекса и являются постколлизионными.

Раздел 2 Результаты исследований магнезиальных метасоматитов в южной части Чуйской глыбы, установление причин и временной последовательности их формирования

Ранее были изучены геохимические особенности метаморфизма пород северной части Чуйской глыбы и затем исследована юго-западная часть этой структуры [12]. Выяснено, что процессы их протерозойских преобразований протекали в этих районах по-разному.

Северное Прибайкалье имеет сложную историю геологического развития. Еще в архее юго-восточная окраина Сибирского кратона, по геохимическим реконструкциям составов пород, представляла активную окраину континента (в соответствии с рисунком 3). Породы представлены вулканитами среднего и основного состава с малым количеством метаграувакк и редкими глиноземистыми метапелитами [13]. 2.2 млрд. лет назад в результате раскола кратона на несколько блоков Чуйская глыба отделилась от него крупным Аkitканским (Левоминьским) разломом. В результате этих событий глыба претерпела метаморфизм от амфиболитовой до гранулитовой фации с формированием на севере чуйского комплекса гранитоидов известково-щелочного типа. Несколько позже ($1910 \pm 30 - 1.866 \pm 6$ млн. лет) [14, 15] вдоль Аkitканского разлома начал формироваться Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс субщелочного состава, сложенный дацитами, трахириолитами и массивами граносиенитов.

В результате продолжающихся движений вдоль разлома в породы Чуйской глыбы стали поступать щелочные растворы, которые обусловили развитие в ее южной части - Кутимском блоке – метасоматической субщелочной гранитизации с возрастом 1860 ± 30 млн. лет [15]. Здесь широко проявлена микроклинизация пород – теньевые мигматиты содержат до 50-65 % калишпата (в соответствии с рисунком 4, А) [13]. Для мигматитов характерно развитие высокожелезистых лепидомеланов, гастингситов и ферригастингситов, эгирина. Вблизи Абчадского разлома этот процесс достигает максимума вплоть до выплавления граносиенитовых расплавов, иногда с формированием гранофировых гранитов. Появление таких структур возможно только при низких давлениях.

Последующие тектонические события привели к образованию многочисленных зон расланцевания внутри Кутимского блока, которые имеют преобладающее СВ простирание и падение на СЗ и сгущаются по мере приближения к Аkitканскому и Абчадскому разломам. Вдоль них развиты экзотические породы - магнезиальные метасоматиты. По данным [16] считается, что эти породы являются продуктами метаморфизма монтмориллонитовых глин.

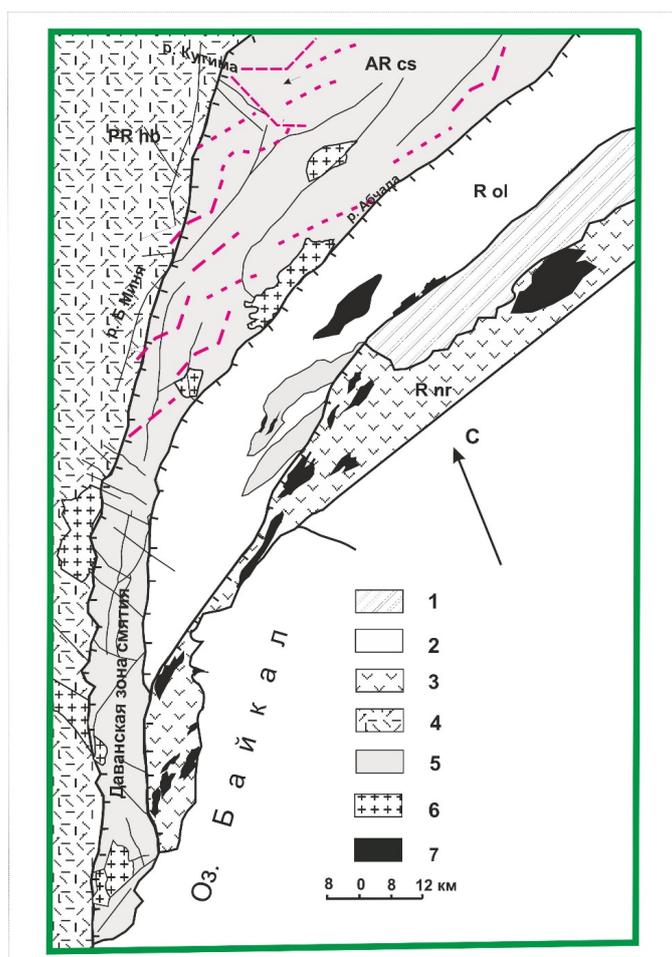


Рисунок 3 – Схематическая геологическая карта Северного Прибайкалья

Условные обозначения: 1 – покров холодненской свиты (ϵ_{hl}), 2 – олокитская толща метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород (R_{ol}), 3 – нюрундуканская свита основных метавулканитов (R_{nr}), 4 – граносиениты и кислые вулканиты хибеленской серии СБВП (PR_{hb}), 5 – чуйская серия высоко метаморфизованных гнейсов (AR_{cs}), 6 – выплавки граносиенитов в чуйской серии, 7 – массивы основных пород в олокитской серии. Красный штрих – зоны рассланцевания в породах чуйской серии. С северо-запада на юго-восток – разломы надвигового типа: Аkitканский (Лево-Миньский), Абчадский и Нюрундуканский.

Установлено, что магнезиальные метасоматиты пересекают все породы укучиктинской серии от гнейсов, мигматитов до граносиенитов, пегматитов и даек основного состава. По этим породам развиваются грубозональные метасоматиты с внешними зонами хлорит-мусковит-гематит-кварцевого состава, иногда с жедритом, до флогопит-силлиманит-кордиеритового кварцевого, иногда с кварцевыми ядрами. В их составе резко снижаются содержания CaO и Na_2O , но возрастают концентрации MgO (в соответствии с таблицей 1). Калишпат и биотит замещаются флогопитом, щелочные амфиболы - прохлоритом. Магнезиальность слюд и темноцветов повышается до 90-99%.

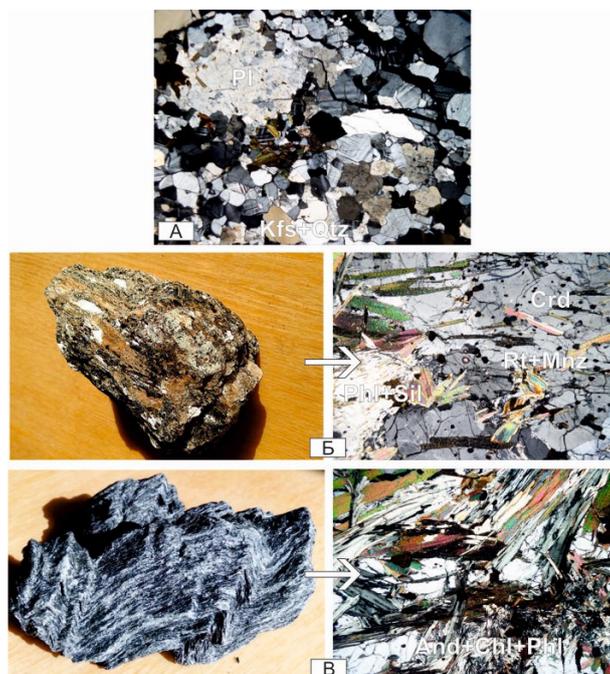


Рисунок 4 – А – микроклинизированный катаклазит гнейса, граносиенит с кварцем (Qtz) и реликтом плагиоклаза (Pl); Б – кордиерит-флогопитовый (Crd-Phl) метасоматит с силлиманитом (Sil), рутилом (Rt) и монцитом (Mnz); В – хлорит-гематитовый метасоматит (Chl-Hem) с андалузитом (And) и флогопитом. Шлифы – увеличение x40, николи скрещенные

Таблица 1 – Состав двух зон расланцевания (вес.%)

№ обр.	Парагенезис	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	ппп	Сумма
АБ90	Kfs-Pl-Qtz-Bt-Mgt	72.22	0.31	11.90	1.80	1.80	0.00	0.15	1.00	4.35	5.76	0.23	0.31	99.83
АБ89	Kfs-Qtz-Crd-Phl-Rt	66.90	0.36	13.08	1.37	4.31	0.08	3.66	0.15	1.00	6.00	0.21	1.77	98.83
АБ88	Phl-Ms-Qtz-Rt	71.88	0.35	12.72	0.26	1.71	0.02	4.75	0.12	0.19	5.02	0.02	2.15	99.54
АБ87	Ms-Phl-Qtz	73.00	0.33	11.52	1.40	0.36	0.00	6.33	0.02	0.27	2.72	0.09	4.10	100.05
АБ412	Phl-Crd-Ged-Qtz-Hem	51.05	0.39	17.17	13.92	1.53	0.01	9.34	0.07	0.28	2.33	0.18	3.42	99.69
АБ419	Chl-Hem	46.00	1.04	12.39	7.09	6.11	0.21	16.24	4.54	0.49	0.43	0.18	4.69	99.51

Примечание к таблице 1 – Образцы: АБ90 - граносиенит, АБ89-87 – зоны магнизиальных метасоматитов по граносиениту, АБ412-419 – метасоматиты по амфиболитам. Сокращения названий минералов: Bt – биотит, Mgt – магнетит, Ms – мусковит, Ged – жедрит. Другие обозначения минералов см. на Рисунке 4.

Проявление такого типа метасоматоза на больших площадях явление редкое. Поэтому петрографическое и изотопно-геохимическое изучение зон магнизиального метасоматоза продолжено нами, чтобы новыми методами, а также с помощью физико-химического моделирования определить возраст магнизиальных метасоматитов, РТ-условия их

образования, источник растворов и доказать или опровергнуть сделанное ранее предположение о связи их с процессом метасоматической гранитизации. Для этой цели сделаны новые микронзондовые анализы минералов, сданы монациты и цирконы для определения возраста метасоматитов, изучаются особенности структуры кордиеритов.

Линзы магнезиальных метасоматитов имеют длину от 20 до 800 и более метров при мощности от 2-3 до 200 м и часто зональны. Их состав зависит от того, какие породы они пересекают. При пересечении метасоматитами гнейсов и мигматитов повышенной глиноземистости от внешних зон флогопит-кордиерит-плаггиоклаз-кварцевого состава следуют зоны флогопит-кордиерит-андалузит-кварцевого, флогопит-андалузит-мусковит-кварцевого состава и иногда кварцевое ядро. В гранитах метасоматиты состоят из флогопит-мусковит-андалузит-кварцевого агрегата. Когда исходными являются основные дайки или амфиболиты, метасоматиты представлены жедрит-антофиллит-гематитовыми сланцами. Внешняя зона метасоматита в этих случаях представлена хлоритовым сланцем (в соответствии с рисунком 4, В). При контакте с кислыми породами двуслюдяные метасоматиты часто имеют крупночешуйчатое строение (в соответствии с рисунком 4, Б), что свидетельствует о богатстве растворов летучими компонентами.

Эти образования содержат много акцессорных минералов: монацита, алланита, циркона, апатита, рутила, а из рудных преобладает гематит, иногда до 1-2 об.%, реже магнетит. Еще реже встречается берилл, когда метасоматиты пересекают пегматиты. На севере блока, на р. Кутиме открыта Супруновская заявка, где половина кварцевого ядра крупной линзы метасоматитов сложена голубыми бериллами длиной до 60 см при толщине кристаллов до 15 см. В пегматитах, пересеченных этим метасоматитом, изредка встречаются зеленые мелкие аквамарины. В кварцевых ядрах линз метасоматитов часто образуются крупные кристаллы полудрагоценного сине-фиолетового прозрачного кордиерита, содержащего до 440 ppm бериллия. На контакте пегматитового тела с метасоматитом мы обнаружили бесцветные кристаллы кордиерита, пронизанные тонкими параллельными кристалликами берилла, что наводит на мысль о возможности распада твердого раствора Ве-кордиерита (индиалита) и обусловленности фиолетовой окраски кордиерита в кварцевой зоне повышенным содержанием в нем Ве.

Анализ состава метасоматитов показал их сильную обогащенность магнием – от 4,5-5 мас. % MgO в флогопит-мусковит-кварцевых зонах до 12-17 мас. % во флогопит-кордиеритовых и 26 мас. % в хлоритовой зоне (в соответствии с рисунком 5). Магнезиальность кордиеритов, флогопитов и хлоритов имеет диапазон 90-99 %.

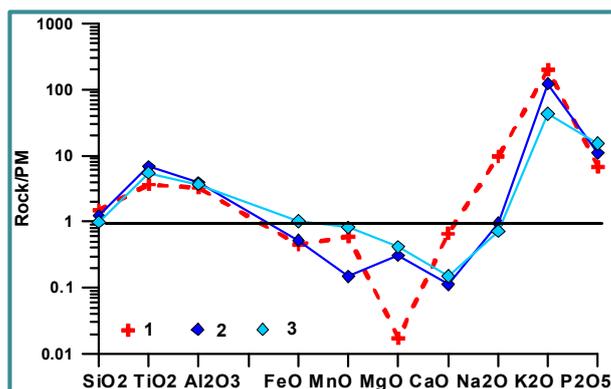


Рисунок 5 – Составы граносиенитов (1), флогопит-кордиеритовых (2) и хлорит-гематитовых (3) метасоматитов

Составы пород нормированы на примитивную мантию (PM) [3].

В то же время эти породы богаты K_2O из-за высокого содержания слюд. Редкоэлементный состав метасоматитов характеризуется высокими концентрациями Rb, Cs, REE (в соответствии с рисунком 6). Сумма последних колеблется от 499 до 800 ppm, а в одном флогопит-кордиеритовом сланце достигает 2395 ppm. Преобладает группа LREE. Эти данные отражают обогащенность пород слюдами, монацитом и алланитом. При пересечении зоной метасоматита основных пород в нем несколько повышены содержания Cr и V.

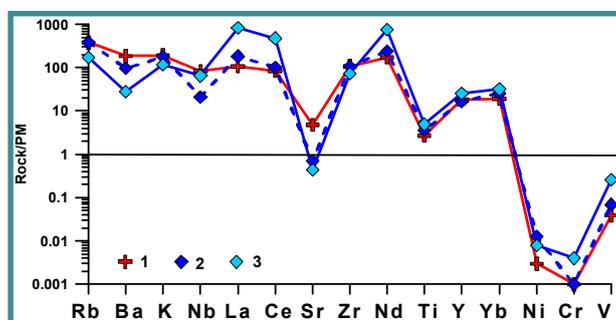


Рисунок 6 – Редкоэлементный состав граносиенитов (1) и метасоматитов (2, 3)

Составы пород нормированы на примитивную мантию (PM) [3].

Из приведенных данных следует наложенный характер этих экзотических образований с приуроченностью к зонам расщеливания и пересечением ими всех разновидностей пород, включая граносиениты и пегматиты. Наблюдается явная зависимость состава метасоматитов от протолита, по которому они развиваются, при этом однообразно нарастающая магнезиальность говорит об едином источнике растворов, осуществляющих преобразование протолита. Более того, близкий к постоянному состав кордиерита в зоне метасоматической линзы свидетельствует об инфильтрационном характере процесса (в соответствии с таблицей 2).

Таблица 2 – Состав кордиеритов из двух зон расланцевания

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
АБ9	48.3 8	0.01	31.79	4.37	0.08	10.7 8	0	0.16	0	0.0 1	95.58
	48.0 6	0.01	31.77	4.55	0.07	10.5 1	0	0.18	0.01	0.1 3	95.29
	48.4 5	0	31.94	4.75	0.11	10.6 8	0.01	0.23	0	0	96.17
АБ71	49.1 2	0.05	32.12	3.48	0.11	11.2	0.01	0.21	0	0.0 1	96.31
	49.4 2	0	32.1	3.69	0.11	11.4 7	0	0.13	0.02	0.0 2	96.96

Примечание к таблице 2. Образцы: АБ9 – кордиерит-флогопит-хлоритовая зона по диоритовому сиениту, АБ71 – кордиерит-двуслюдная зона по гранитогнейсу.

В сумме с зональным строением тел налицо все признаки регионального магнезиального метасоматоза. По площади Кутимского блока метасоматиты распределены неравномерно, образуя некоторую температурную зональность со сгущением тел к разломам Ачитканскому и Абчадскому, в то же время на севере блока в ряде линз метасоматитов присутствует силлиманит, у Абчадского разлома на юге блока образуется андалузит. Это свидетельствует, с одной стороны, о снижении к югу температур образования метасоматитов, с другой стороны, о низких давлениях при их образовании. А так как и процесс субщелочной гранитизации пород блока протекал при низких давлениях, о чем говорит кристаллизация выплавов в виде гранофировых граносиенит-порфиоров, то можно предположить небольшой разрыв во времени процессов гранитизации и метасоматоза. Судя по развитию в метасоматитах гематита, магнетита и рутила вместо титанита, процесс протекал в окислительных условиях.

Что касается температур метасоматического процесса, то по ассоциациям минералов можно предположить, что они были невысокими – порядка 550-580°C. При таком экзотическом составе минералов биминеральные геотермометры не годятся, а расчеты с использованием программного комплекса Селектор-1 еще только предстоят, так же как определение возраста по цирконам и монацитам.

Об источнике богатых магнием растворов можно предположить следующее. Гранитизация пород протекает в несколько стадий. На стадии прогрессивного метаморфизма при достижении амфиболитовой фации и пластичного состояния пород в условиях

деформаций происходит метаморфическая их дифференциация с образованием полосчатых плагиомигматитов. Дальнейший рост температуры приводит к анатексису с появлением гранитных выплавок и переходу к метасоматической гранитизации с удалением Mg, Fe, Ca и привнесом щелочей. В случае с Кутимским блоком мы имеем дело с оторванным во времени протерозойским повторным метаморфизмом и метасоматической субщелочной гранитизацией, где еще более интенсивно привносится калий и выносится магний, а железо обогащает темноцветные минералы. Остаточные растворы должны обогащаться магнием и могут быть при последующих дислокациях инициаторами магниального метасоматоза. Это явление проявляется редко, но в данном случае вполне может быть принято для построения модели формирования метасоматитов Миня-Абчадского междуречья.

И продукты субщелочной гранитизации, и зоны последующего магниального метасоматоза в Кутимском блоке относятся к приразломным метасоматитам. Первые известны во многих докембрийских кратонах мира (Канадский, Индийский, Украинский щиты и др.). Они характеризуются рядом черт, присущих только этим образованиям: приуроченностью к зонам глубинных разломов в краевых частях платформ, протерозойским возрастом проявлений щелочного метасоматоза и сопряженностью с ними крупных месторождений редких металлов. Это полевошпатовые щелочные метасоматиты гранитовидного облика, с которыми связано Be, Sn, Ta, Nb, Zr, U и РЗЭ-оруденение. Основные характеристики приразломных метасоматитов описаны в работах [16-20]. В Миня-Абчадском междуречьи выявлены только небольшие проявления бериллиевого и оловянного оруденения, связанного в основном с пегматитами.

Но только в этом блоке Чуйской глыбы ярко проявился последующий этап эволюции растворов с замещением вдоль зон расщепления субщелочных мигматитов чуйской серии магниальными метасоматитами. Они представлены флогопит-кордиерит-хлорит-кварцевыми ассоциациями, то есть по сути это кислотная стадия метасоматоза. Мы предполагаем, что это зоны осаждения магния, освобождающегося при субщелочной гранитизации пород. Местное его происхождение подтверждается тем, что валовый состав пород меняется не сильно, снижаются лишь SiO_2 , CaO, Na_2O с исчезновением плагиоклаза, калишпаты замещаются слюдами. TiO_2 , Fe_2O_3 , Ce, Zr и другие редкие элементы переходят в аксессуарные минералы с крайне неравномерным распределением в новообразованных сланцах рутила, циркона, монацита и гематита, иногда берилла. Более глубокое изучение формирования Mg-метасоматитов имеет целью не только определение их точного возраста и других изотопных характеристик, но и построение физико-химической модели процесса, что является темой работы аспиранта А.Ф.Ремизовой.

ВЫВОДЫ

1. Продукты субщелочной гранитизации и зоны последующего магнезиального метасоматоза в Кутимском блоке Чуйской глыбы относятся к приразломным метасоматитам. Первые известны во многих докембрийских кратонах мира (Канадский, Индийский, Украинский щиты и др.). Они характеризуются рядом черт, присущих только этим образованиям: приуроченностью к зонам глубинных разломов в краевых частях платформ, протерозойским возрастом проявлений щелочного метасоматоза и сопряженностью с ними крупных месторождений редких металлов. Это щелочные метасоматиты гранитовидного облика, с которыми связано Be, Sn, Ta, Nb, Zr, U и РЗЭ-оруденение.

2. В структуре Чуйской глыбы ярко проявился этап эволюции растворов с замещением вдоль зон расланцевания субщелочных мигматитов чуйской серии магнезиальными метасоматитами. Они представлены флогопит-кордиерит-хлорит-кварцевыми ассоциациями, то есть по сути это кислотная стадия метасоматоза. Предполагается, что это зоны осаждения магния, освобождающегося при субщелочной гранитизации пород. Местное его происхождение подтверждается тем, что валовый состав пород меняется не сильно, с исчезновением плагиоклаза, калишпаты замещаются слюдами. TiO_2 , Fe_2O_3 , Se_{REE} , Zr переходят в акцессорные минералы с крайне неравномерным распределением в новообразованных сланцах рутила, циркона, монацита и гематита, иногда берилла.

Раздел 3 Результаты геологического и минералого-петрографического изучения магматических пород, в том числе габбро-гранитных ассоциаций, комагматичных формированию богатых Li, Nb, Ta, Ве гранитных и гранитно-пегматитовых систем, образовавшихся в ЦАСП в ходе раннепалеозойского коллизионного орогенеза (на примере редкометальных месторождений Южного Сангилен)

В 2021 г. получены новые данные о составе и изотопных характеристиках интрузивных пород раннепалеозойской габбро-гранитоидной ассоциации, предшествовавшей образованию Южно-Сангиленского пояса (ЮСП) редкометальных пегматитов и контролировавшейся теми же глубинными разломами. Исследования проведены в нескольких рудно-магматических узлах ЮСП (Арабулакском, Качикском, Церигийнгольско-Бурчинском, Дзос-Хусуингольском), что позволило обобщить результаты на более обширном материале. Установленный (SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам) раннекембрийский возраст гранодиоритов (517 ± 7 млн. лет), принадлежащих к данной ассоциации, коррелирует с началом периода коллизионного орогенеза (520-480 млн. лет), согласно его оценкам в сопредельном регионе Западного Сангилен [21, 22]. Исследования этих пород позволяют создать целостную модель эволюции магматизма, предшествовавшего формированию редкометального пегматитового пояса, а также лучше понять особенности глубинного строения и степень зрелости континентальной коры в центральной части Тувино-Монгольского микроконтинента.

Ареал проявления интрузий наиболее ранней габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой ассоциации (церигийнгольского комплекса) охватывает весь пегматитовый пояс от Арабулакского поля на западе до Хусуингольского на востоке. В средней части ЮСП они слагают несколько более крупных многофазных интрузивов – Качикский, Таргинский и самый крупный Верхне-Церигийнгольский (ВЦР) площадью 25-30 км², вдоль контактов которых расположены проявления сподуменовых пегматитов. В массиве ВЦР наиболее полно представлены все разновидности пород ассоциации, формировавшиеся в гомодромной последовательности: 1-я интрузивная фаза – габбро, 2-я фаза – диориты, 3-я (главная) фаза – кварцевые диориты и гранодиориты, 4-я фаза – биотитовые граниты. Все перечисленные разновидности пород образуют также синплутонические дайки, окружающие массив.

Изучение вещественного состава пород церигийнгольского комплекса в разных интрузивных телах показало, что на всем протяжении ЮСП их основные петрохимические характеристики неизменны: высокомагниевого и низкотитанистые базиты ассоциируют с метаглиноземистыми гранитоидами нормальной щелочности, относящимися к известково-щелочной серии и магнезиальному типу по [23] (в соответствии с рисунком 7, а-в).

Последние на дискриминационной диаграмме $(Zr+Nb+Ce+Y) - FeO^*/MgO$ по [24] находятся в поле нефракционированных гранитов М-, I- и S-типов. По характеру распределения редких элементов габброиды из данной ассоциации сопоставимы с “примитивными” островодужными базальтами [25, 26], а гранитоиды – с гранитами I-типа [27], унаследовавшими свои геохимические особенности от источников субдукционного происхождения) (в соответствии с рисунком 7, г) [28].

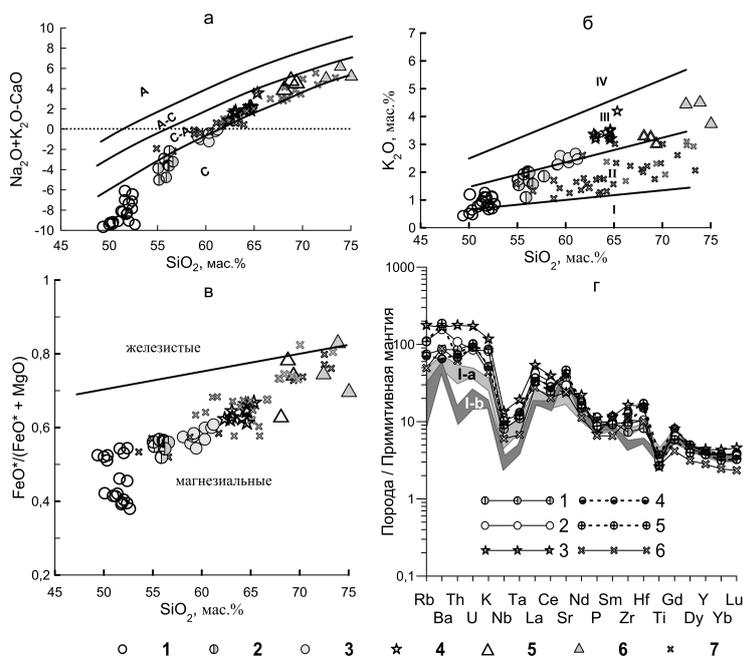


Рисунок 7 – Петрохимические классификационные диаграммы и спектры содержаний редких элементов для состава пород габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнгольского комплекса) в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе

Условные обозначения. (а) $SiO_2 - MAlI (Na_2O + K_2O - CaO)$ [23]; (б) $SiO_2 - FeO^*/(FeO^*+MgO)$ [23]; (в) $SiO_2 - K_2O$ (границы полей приведены в соответствии с [29]: I – низкокалевая, II – известково-щелочная, III – высококалевая и IV – шощонитовая серии пород); (г) спектрограммы содержаний редких элементов, нормированные к составу примитивной мантии по [30]. а-в: 1- 6 – породы крупного Верхне-Церигийнгольского массива (ВЦР) (1 - габбро, 2 – диориты, 3 - кварцевые диориты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты, 6 - лейкограниты); 7 – гранитоиды из других интрузий церигийнгольского комплекса в ЮСП; г: 1-3 – спектры состава пород ВЦР (1 - диорит, 2 – кварцевый диорит, 3 – гранодиорит); 4-6 – спектры состава пород из массивов на р. Качик (4 - диорит, 5 – кварцевый диорит, 6 – гранодиорит); I-а и I-б – поля составов двух разновидностей габбро из интрузивов церигийнгольского комплекса в разных пегматитовых полях ЮСП.

Изотопно-геохимическими исследованиями (Sm-Nd) установлено, что в разных массивах ЮСП изотопные характеристики пород габбро-гранитной ассоциации варьируют незначительно. Породы из многофазного интрузива в Качикском пегматитовом поле

отличаются относительно более высокими значениями $\epsilon Nd(T)=2.6-2.0$ и минимальными величинами $T(DM-2)=1041-1095$ млн. лет. К ним близки показатели пород из интрузивов, изученных в Арабулакском, Бурчинском и Хусуингольском полях. Изотопные характеристики пород крупного плутона ВЦР в Сутлугском поле варьируют в более широком диапазоне: $\epsilon Nd(T)=(-0.4)-(+1.5)$, $T(DM-2)=1104-1266$ млн. лет. Исходя из этих данных, можно предположить разный уровень смешивания в их источниках ювенильной океанической и субдущированной либо древнекоревой компоненты. В целом, полученные для пород габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнгольского комплекса) величины $\epsilon Nd(T)=(-0.4)-(+2.6)$ и позднерифейские значения модельного возраста $T(DM-2)=1041-1266$ млн. лет говорят о преобладании в их источнике позднерифейской ювенильной коры, представленной в фундаменте ТММ породами офиолитовых и островодужных комплексов [28].

Для выявления закономерностей распределения и накопления редких элементов в процессе эволюции гранитоидов различного петрохимического типа в крупном Церигийнгольско-Бурчинском рудно-магматическом узле (ЦБРУ) Южно-Сангиленского пегматитового пояса минеральный состав гранитоидов двух доминирующих раннепалеозойских магматических ассоциаций изучен методом микрозондового анализа. В ЦБРУ они слагают три крупных плутона: Верхне-Церигийнгольский массив сложен породами габбро-гранитной ассоциации (церигийнгольского комплекса, возраст гранодиоритов - 517 млн. лет), а Учуглыгский и Теменчулинский – породами гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарысского комплекса, возраст биотитовых гранитов главной фазы - 489 млн. лет). Ранее было установлено, что по геохимическим характеристикам первые относятся к гранитам I-типа, а вторые - А-типа, но жильные граниты, представляющие их заключительные фазы, приближаются по составу к гранитам S-типа. Сподуменовые редкометалльные пегматиты в ЦБРУ (возраст 494 млн. лет) локализованы вблизи всех трех плутонов. Детальное исследование аксессуарных минералов интрузивных серий ЦБРУ выполнено методами оптической и электронной петрографии – метода локального исследования горных пород с применением электронно-зондового анализа. В работе использовано лабораторное оборудование ЦКП СО РАН.

Верхне-Церигийнгольский массив (ВЦР) имеет многофазное строение и сложен породами габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой магматической ассоциации (1). В нем преобладают амфиболовые кварцевые диориты и биотит-амфиболовые гранодиориты, между которыми наблюдаются как фациальные, так и фазовые (интрузивные) контакты. Среди кварцевых диоритов и гранодиоритов по всей площади массива встречаются крупные ($n \times 10$ м) останцы и ксенолиты всех размеров амфиболовых и пироксен-амфиболовых

габбро и диоритов. Все эти разновидности пород образуют также синплутонические дайки, окружающие массив. К наиболее поздним образованиям массива относятся небольшие интрузивные тела и жилы мелкозернистых биотитовых гранитов, секущие гранодиориты и выходящие во вмещающие породы.

Гранодиориты главной фазы, слагающие западную часть массива ВЦР, представляют мелко-среднезернистые, огнейсованные биотит-амфиболовые породы, состоящие из (об. %): плагиоклаза An 40-20 (55), амфибола (10), биотита (10), кварца (15), калиевого полевого шпата (7-10). Структура породы - гипидиоморфнозернистая, переходящая в лепидогранобластовую, текстура - сланцеватая. Наиболее распространенные акцессорные минералы гранодиоритов: эпидот, циркон, F-апатит, титанит, реже встречаются алланит-(Ce) и титанит-(Nb). В гранитах заключительной фазы массива, прорывающих гранодиориты, из акцессорных минералов наиболее распространены циркон, F-апатит и алланит (Ce), реже встречается титанит. В лейкогранитах жильных тел, расположенных у контактов массива во вмещающих породах, акцессорные минералы представлены цирконом, F-апатитом с повышенным содержанием Mn, реже встречаются обогащенный Nb рутил и фосфаты редких земель.

Массивы УЛ и ТЧ сложены, как и Дзос-Хусуингольский, в основном крупнозернистыми биотитовыми порфиroidными гранитами главной фазы кыстарысского комплекса. На западном фланге Теменчулинского массива они прорваны жилами мелкозернистых двуслюдяных лейкогранитов. Вблизи обоих массивов, так же, как и вблизи Дзос-Хусуингольского, распространены жильные серии сподуменовых редкометалльных пегматитов.

Установлено, что в гранитах главной фазы кыстарысского комплекса, слагающих Учуглыкский и Теменчулинский массивы, наиболее распространенными акцессорными минералами являются циркон, F-апатит и Mn-содержащий ильменит; несколько менее распространены фосфаты и фториды Ce, La, Nd, обогащенные Th; мало распространены алланит, рутил, окислы Fe, а также флюорит и фосфат Y (ксенотим); в единичных случаях отмечены Nb-рутил, окислы Th-U, окисел Sn (касситерит), сульфиды Pb, Zn, Fe, а также сульфат Ba и карбонат Ca. Лейкограниты из жильных тел в Теменчулинском массиве по ассоциации акцессорных минералов мало отличаются от биотитовых гранитов главной фазы этого массива. По сравнению с гранитами главной фазы, в них меньше циркона, F-апатита и Mn-содержащего ильменита, но возрастает роль фтор-фосфатов легких РЗЭ с повышенным содержанием Th и шире представлен фосфат Y (ксенотим).

Изучение минерального состава гранитов двух массивов кыстарысского комплекса, расположенных в центральной и западной частях субширотного Южно-Сангиленского

пегматитового пояса (ЮСП), - Учуглыкского (УЛ) и Теменчулинского (ТЧ), позволяет сопоставить их минеральный состав как с гранитоидами более ранней габбро-гранитовой ассоциации (церигийнгольского комплекса), так с гранитами Дзос-Хусуингольского массива (ДХ) на востоке ЮСП – петротипичного для кыстарысского комплекса гранит-лейкогранитовой ассоциации, рядом с которым находится крупное месторождение литиевых сподуменовых пегматитов Тастыг.

Сравнение гранитоидов двух разных ассоциаций показало, что в плагиогранитоидах массива ВЦР, в соответствии с их химическим составом, акцессорных минералов мало и состав их более ограничен. Среди них преобладают минералы кальция, железа и титана - апатит, титанит, магнетит, алланит (Сe). Лишь в гранитах и лейкогранитах поздней фазы данного комплекса в апатите фиксируется обогащение Mn и легкими РЗЭ, появляется титанит и рутил с примесями Nb, в небольшом количестве появляются фосфаты редких земель.

В умеренно щелочных высококалийевых гранитах главной фазы кыстарысского комплекса, слагающих основную часть массивов УЛ и ТЧ, по сравнению с плагиогранитами церигийнгольского комплекса, акцессорных минералов значительно больше: главные – циркон, апатит, ильменит; второстепенные – рутил, пирит, сфалерит, алланит; редкие – Nb-рутил, монацит, фториды РЗЭ и Th, колумбит. В лейкогранитах-аляскитах из жильных тел, секущего граниты главной фазы, состав акцессорных минералов еще более разнообразен: главные – циркон (циртолит), гранат, Nb-ильменорутит, монацит, реже встречаются - фосфат Th, Nb, Fe, Ti, Ca, ксенотим, колумбит, сподумен.

Сравнение акцессорной минерализации гранитов кыстарысского комплекса из массивов УЛ и ТЧ с минерализацией петротипичного Дзос-Хусуингольского массива показало в целом единство ее состава и направления эволюции, на фоне которых наблюдаются различия в распространенности отдельных минеральных фаз. В гранитах-I главной фазы всех трех массивов наиболее распространены циркон, F-apatит и Mn-содержащий ильменит, но в гранитах-I Дзос-Хусуингольского массива ассоциация Ti-содержащих фаз проявлена шире (с ильменитом тесно ассоциирует рутил). Второстепенными по распространению, но играющими заметную роль, являются минералы РЗЭ, среди которых в более меланократовых гранитах-I Дзос-Хусуингольского массива преобладает алланит при ограниченном распространении монацита и флюоцерита. В более лейкократовых гранитах-I Учуглыкского и особенно Теменчулинского массивов среди второстепенных минералов главенствуют фосфаты и фториды РЗЭ, с которыми ассоциирует флюорит. В гранитах- I всех трех массивов редко встречаются Nb-рутил, окислы Fe,

сульфиды Fe, Zn, Pb; в единичных случаях отмечены сульфат Ba, карбонат Ca, окислы Th, U и касситерит.

Присутствие в гранитах изученных массивов силикатов, фосфатов и фторидов Ce, La, Nd, обогащенных Th и U, указывает на повышенную щелочность гранитных расплавов, что согласуется с данными по валовому составу пород. По мере снижения меланократовости гранитов главных фаз трех массивов (вдоль простирания пояса с востока на запад от Дзос-Хусуингольского к Теменчулинскому массиву) и в ряду последовательных интрузивных фаз (от гранитов-I к гранитам-II) акцессорные минералы раннемагматической стадии (циркон, ильменит, рутил, апатит, алланит) закономерно «вытесняются» акцессорными минералами позднемагматической стадии (циртолитом, Nb-ильменорутилом, фосфатами и фторидами РЗЭ, флюоритом, и редкими окислами Th, U, Sn, колумбитом, сподуменом).

ВЫВОДЫ

1. Получены новые данные о составе и изотопных характеристиках интрузивных пород раннепалеозойской габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнгольского комплекса), предшествовавшей образованию Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов (ЮСП) и прослеженной на всем его протяжении (более 200 км). По характеру распределения редких элементов габброиды из данной ассоциации сопоставимы с «примитивными» островодужными базальтами, а гранитоиды – с гранитами I-типа, унаследовавшими свои геохимические особенности от источников субдукционного происхождения. Величины $\epsilon_{Nd}(T) = (-0.4) - (+2.6)$ и позднерифейские значения модельного возраста $T(DM-2) = 1041 - 1266$ млн. лет говорят о преобладании в их источнике позднерифейской ювенильной коры, представленной в фундаменте ТММ породами офиолитовых и островодужных комплексов.

2. Сравнение гранитоидов разных ассоциаций крупного Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла Южно-Сангиленского пегматитового пояса показало, что в плагиогранитоидах I-типа, в соответствии с их химическим составом, набор акцессорных минералов более ограничен с преобладанием минералов кальция, железа и титана. В умеренно щелочных высококалийевых гранитах А-типа, по сравнению с плагиогранитами I-типа, акцессорных минералов значительно больше и среди них значительную долю составляют минералы, обогащенные РЗЭ, Th, Nb, Li. По мере снижения меланократовости гранитов главных фаз трех изученных массивов и в ряду последовательных интрузивных фаз акцессорные минералы раннемагматической стадии закономерно «вытесняются» акцессорными минералами позднемагматической стадии.

Раздел 4 Результаты геохимических и изотопно-геохронологических исследований метаморфических пород в гранулитовых и зеленокаменных комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира и Енисейского кряжа

В 2021 г. в соответствии с планом работ на год были обобщены геолого-петрографические, геохимические и изотопно-геохронологические характеристики фанерозойских метаморфических метамагматических пород складчатых метаморфических поясов в обрамлении докембрия Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, святоносский комплексы; барбитайская свита).

Слюдянский, ольхонский, святоносский комплексы, барбитайская (алхадырская) свита в Кукшеро-Ийском прогибе относятся к фанерозойским складчатым метаморфическим поясам, развитым в комплексах обрамления Сибирского кратона. По существующим представлениям слюдянский, ольхонский комплексы, барбитайская свита, развитые в обрамлении Сибирского кратона, являются северо-восточной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), а музкольский - Альпийско-Гималайского пояса (АГП), расположенного на стыке Таримского и Туранского микроконтинента с Индийским кратоном [31]. Породы вышеуказанных комплексов в Сибирском и Средне-Азиатском сегменте представляют разные глубинные уровни и возрастные периоды проявления в них магматических, геохимических метаморфических и аллохимических метасоматических процессов. Для Восточно-Сибирских комплексов ЦАСП характерно присутствие неархейских протолитов с относительно ограниченным количеством породных ассоциаций и слабым проявлением в них чешуйчато-надвигового строения. В Средне-Азиатском сегменте в докембрийских массивах и в метаморфических комплексах его обрамления, в отличие от Восточно-Сибирских, отмечаются существенные вариации в составах протолитов, чешуйчато-надвиговое строение, широкое развитие эклогитоподобных ассоциаций, отражающих условия повышенных Р-Т параметров их образования. В Бадахшанском массиве предполагается присутствие палеопротерозойских метаосадочных и магматических протолитов разного возраста с дугообразным структурным планом их залегания. Это обусловлено шарьяжно-надвиговым стилем строения Бадахшанского массива Юго-Западного Памира. Особенностью музкольского комплекса Центрального Памира является присутствие в нем гранитно-метаморфического фундамента и метаморфических ядер, а также отсутствие впадин и субвертикальных шовных зон, ограниченных разломами. Генеральный структурный план залегания памирских комплексов горизонтально-плоскостной. Он соответствует типу Гельвестских (Центральный Памир) и Пенинских (Юго-Западный Памир) покровов Альп [32, 33].

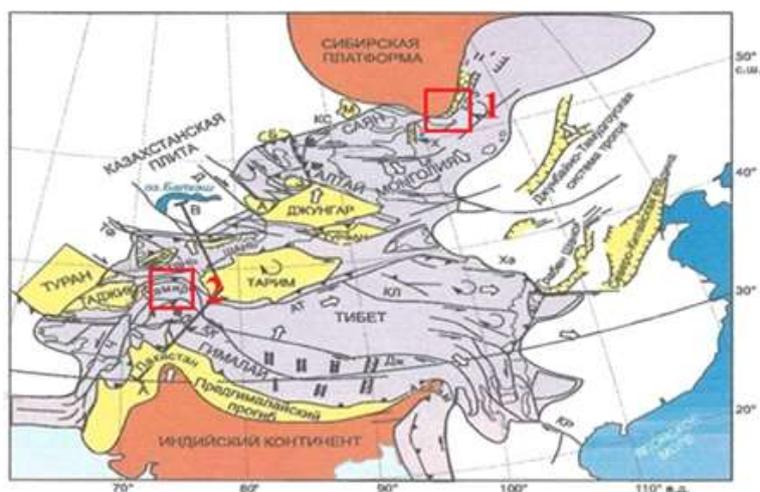


Рисунок 8 – Схема глубинного строения континентальной коры по данным сейсмической томографии [31]

На рисунке 8 приведена схема глубинной томографии [31] на которой отображено присутствие комплексов Восточной Сибири (точка 1) и Памира (точка 2).

Слюдянский ольхонский святоносский (баргузинский) комплексы и барбитайская (алхадырская) свита представляют собой фрагменты островодужных систем. Накопление осадков происходило здесь в окраинных морях, в задуговых и междуговых бассейнах. Протолиты пород в слюдянском комплексе, судя по детритовым цирконам, формировались в интервале 716–850 млн. лет [34], затем были метаморфизованы – 480–495 млн. лет и подвержены влиянию магматических процессов - 490-445 млн. лет [35]. В ольхонском комплексе по детритовым цирконам гнейсов возраст протолитов карбонатных пород оценивается в 535–840 млн. лет, метаморфизм в 498–507 млн. лет [36]. Метаморфизм святоносского комплекса происходил в этот же период [37], а магматизм в интервале 490-470 млн. лет. Возраст протолитов пород барбитайской (алхадырской) свиты – рифейский, возраст метаморфизма – 600 млн. лет, магматизма – 450 млн. лет [38]. Таким образом, в фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири источники вещества палео- и мезо-неопротерозойские, протолиты мезо- и неопротерозойские (800–1000 млн. лет), а метаморфизм обычно раннекаледонский (450–510 млн. лет). По P-T параметрам условия формирования толщ варьируют от гранулитовой до зеленосланцевой фации. В музкольском комплексе Центрального Памира возраст протолитов докембрийский, палеозойский (?) и триасовый с альпийским проявлением метаморфизма [37, 39].

Для комплексов Восточной Сибири отмечаются существенные различия в составах неопротерозойских протолитов метаморфических и более поздних магматических пород (в соответствии с рисунком 9). Породы слюдянского и ольхонского комплексов с неопротерозойскими протолитами соответствуют базальтам, реже тефритам, базанитам и

андезитобазальтам. Среди фанерозойских интрузивных магматических пород в слюдяном комплексе распространены базальтовые трахиандезиты, а в ольхонском – тефриты и базаниты. Составы пород метаморфических и магматических пород барбитайского (амфиболиты и габбро) и святоносского (двупироксеновые сланцы и габбро) комплексов располагаются в поле базальтов. Породы Байкальской рифтовой зоны представлены базанитами. Их возраст, полученный К–Аг методом, составил 13.2 ± 1.5 млн. лет для Карьерного вулкана Быстринской линии и сопоставим с датировками 13.4–11.7 млн. лет, полученными для вулкана Сухой Камарской линии [41].

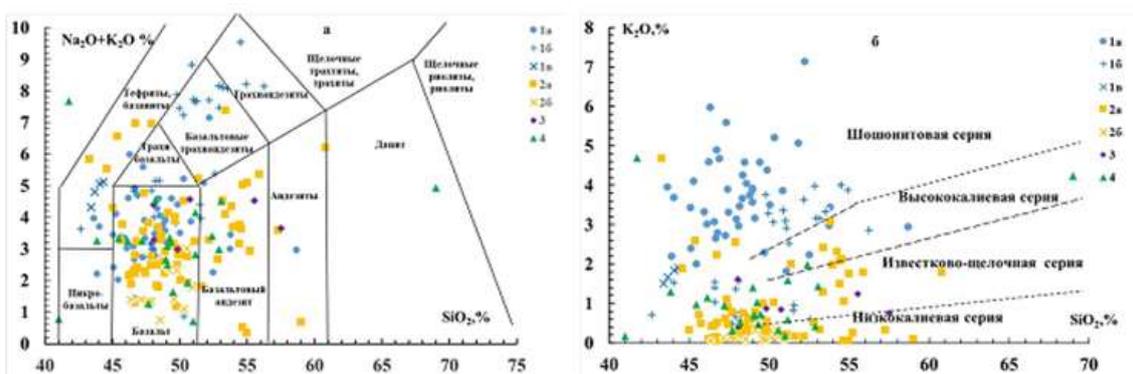


Рисунок 9 - Диаграммы (а) SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) [40] и (б) SiO_2 - K_2O [29] для составов метаморфических и магматических пород складчатых поясов в обрамлении Сибирского кратона

Условные обозначения 1 - метаморфические и магматические породы слюдянского комплекса (1а – метаморфические с неопротерозойскими протолитами и фанерозойским метаморфизмом гранулитовой фации, 1б – метамагматические с фанерозойскими датировками, 1в – базаниты Байкальской рифтовой зоны); 2 - ольхонский комплекс (2а – метаморфические породы с неорархейскими возрастами протолитов и фанерозойским метаморфизмом гранулитовой фации, 2б – магматические породы с фанерозойскими датировками, 3 – барбитайская свита, метаморфические и магматические породы, 4 – святоносский комплекс, метаморфические и магматические породы).

На диаграмме SiO_2 - K_2O метамагматические метаморфические (двупироксеновые и гиперстеновые сланцы) и магматические (монциты, габбро) породы слюдянского комплекса лежат в поле шощонитовой и высококалиевой серии, а ольхонского, святоносского и барбитайского комплексов - известково-щелочной и низкокалиевой серий (в соответствии с рисунком 9), хотя единичные пробы попадают в поля высококалиевой и шощонитовой серий.

На диаграммах SiO_2 – ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) и SiO_2 – K_2O для пород фанерозойских подвижных поясов (в соответствии с рисунком 9) и докембрийских (архейских и палеопротерозойских) метаморфических комплексов Сибирского кратона (в соответствии с рисунком 10) отмечается близкая картина (симбатность) распределения точек в породах метаморфических

и магматических комплексов. Большинство точек фанерозойского и докембрийского возрастов располагается в поле основных и средних пород (в соответствии с рисунком 9, 10), что отражает их формирование в близких геодинамических син- и постколлизийных обстановках. На графиках (в соответствии с рисунком 10) отражены также параметры щелочнометальности и кремнекислотности архейских массивов тоналит-гранодиоритовых ассоциаций (ТТГА) и кислых метавулканитов Онотского (ОЗП) и Таргазойского (ТЗП) зеленокаменных поясов.

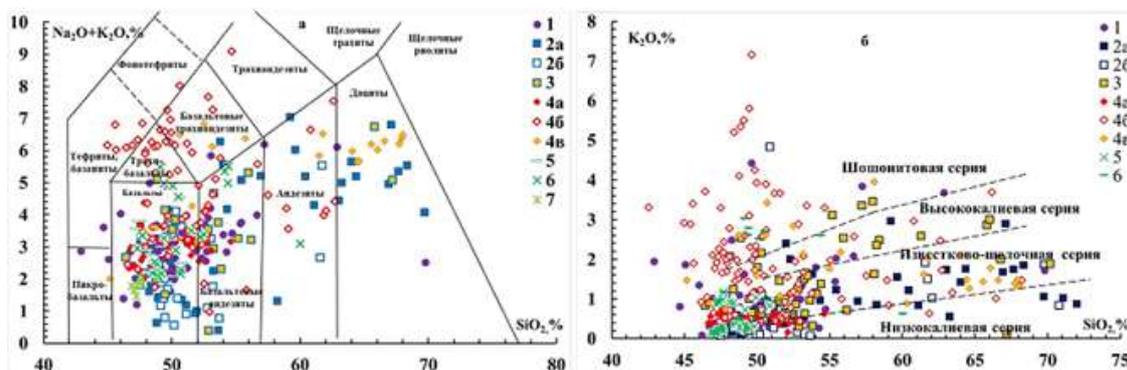


Рисунок 10 - Диаграммы (а) SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [40] и (б) SiO_2 - K_2O [29] для составов метаморфических и магматических породах гранулитовых комплексов и зеленокаменных поясов обрамления Сибирского кратона

Условные обозначения. 1-3 – архейские породы: массивы ТТГА, разные свиты ОЗП и ТЗП (1); шарьжалгайский ГК: метаморфические аповулканогенные протолиты (2а), метаморфические апогабброидные протолиты (2б); китойский ГК, аповулканогенные протолиты (3). 4-6 раннепалеопротерозойские породы: шарьжалгайский ГК – двупироксеновые плагиосланцы (метавулканиты нормальных серий, 4а), биотит-двупироксеновые плагиосланцы (метавулканиты известково-щелочных и высококальциевых серий, 4б), биотит-двупироксеновые и двупироксеновые плагиосланцы в тектонических блоках оз. Байкал (4в); 5-6 – палеопротерозойские габброиды и диабазы в ОЗП (5) и китойском ГК (6). 7– неопротерозойские диабазы и габбро-диабазы в шарьжалгайском и китойском ГК, ОЗП.

Музкольский комплекс расположен в Центральном Памире в обрамлении Бадахшанского докембрийского массива, который зажат между Индостанским кратоном и Таримским микроконтинентом. Комплекс относят к мезозойско-киммерийскому Альпийско-Гималайскому поясу (Гималаи-Каракорумской системе, Индо-Гималайской коллизийной зоне). По геофизическим, геологическим, петрологическим данным, часть исследователей предполагает в нем блоковое строение с присутствием пород докембрия, фанерозоя и мезозоя [42-44], а некоторые [45, 46] полагают, что докембрийские породы в нем отсутствуют, а его формирование обусловлено проявлением зонального альпийского

метаморфизма в породах палеозоя и мезозоя. Однозначным является отнесение комплекса к складчатому обрамлению, развитому по периферии фундамента, представленного породами Бадахшанского массива. Ядерные (центральные) части купольных структур в музкольском комплексе сложены метаморфическими породами с разновозрастными гранитоидами зорбурулюкского и шатпутского комплексов, а краевые – зонально-метаморфизованными породами. На Памире проявления гранитоидного магматизма известны во всех структурно-формационных зонах и на всех этапах развития от докембрия до палеогена. Комплекс представляет обширные поля разновозрастных метаморфических пород, инъецированных гранитным материалом. Для всего музкольского комплекса, и Восточного Памира, в частности, характерно неоднократное внедрение значительных масс гранитоидов в кайнозой (Южный Памир: 20-25 млн. лет и 10-25 млн. лет; Центральный Памир: 35-40 млн. лет и 16 млн. лет). Еще одной особенностью комплекса является чрезвычайно широкое проявление метасоматоза с образованием ювелирных разновидностей шпинели, корунда, нефелина, скаполита, содалита. Это крупнейшая в мире провинция их промышленных залежей, ряда рудных редкометалльных месторождений. В подобных метасоматитах Восточной Сибири эти минералы известны, но не образуют промышленных залежей. В Бадахшанском массиве, на территории Афганистана и Таджикистана присутствуют промышленные месторождения лазурита и флогопита. Они распространены и в слюдяном комплексе, но здесь они приурочены не к фундаменту, а к комплексу его обрамления [39].

Точки составов метамагматических протолитов музкольского комплекса широко рассеяны в полях обеих диаграмм (в соответствии с рисунком 11). Это отражает существенные различия в условиях их образования в возможном интервале от докембрия до палеогена. При этом отмечается присутствие щелочных и калиевых разновидностей – нефелиновых сиенитов, а также шошонитовых серий и гранитоидных пород.

При сравнении диаграмм $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ и $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ пород музкольского комплекса Центрального Памира (в соответствии с рисунком 12) с породами Бадахшанского массива (в соответствии с рисунком 13) не отмечается сходства распределения точек анализов для ассоциаций разновозрастных комплексов Восточной Сибири. Обращает на себя внимание и относительно слабое развитие пород шошонитовых серий в породах Бадахшанского массива.

В ваханском комплексе выделяют породы в горанской, шахдаринской серий и залегающего между ними хорогского ортокомплекса [39, 47]. В первых двух сериях преобладают метаосадочные породы. Между породами ведущих стратотипов существуют тектонические взаимоотношения – налегание на породы горанской серии пластин хорогского ортокомплекса, который перекрывается в свою очередь породами шахдаринской серии [39].

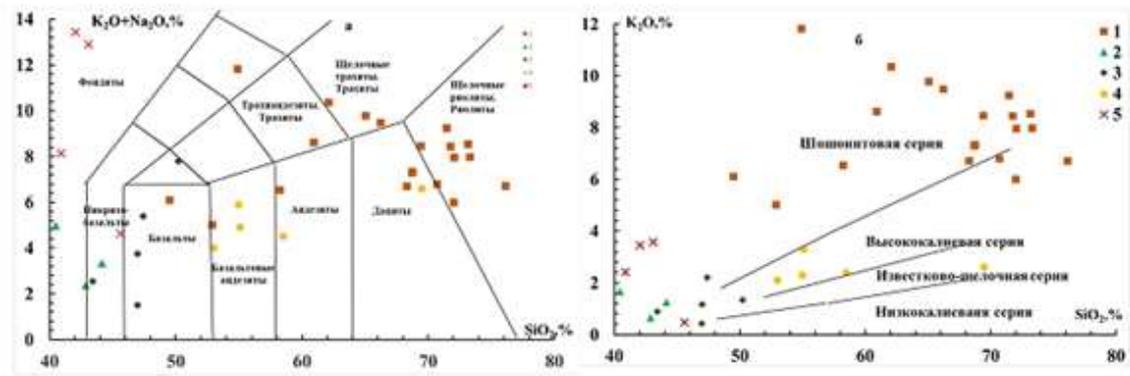


Рисунок 11 – Диаграммы (а) SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [40] и (б) SiO_2 - K_2O [29] для составов метаморфических и магматических пород музкольского комплекса Центрального Памира

Условные обозначения. 1 - метаматические плагиогнейсы и плагиосланцы музкольского комплекса; 2 - гипербазиты; 3 - габброиды; 4 - средние и кислые метаматические породы; 5 - нефелиновые сиениты.

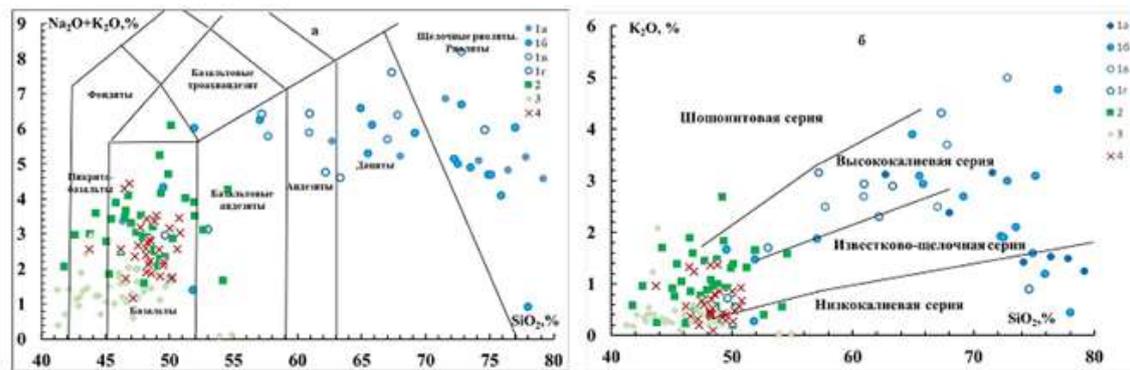


Рисунок 12 – Диаграммы (а) SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [40] и (б) SiO_2 - K_2O [29] для составов пород ваханского комплекса Юго-Западного Памира

Условные обозначения. 1а – метаматические породы горанской серии; 1б – метаматические породы хорогского ортокомплекса; 1в – метаматические породы шахдаринской серии; 2 – амфиболиты хорогского ортокомплекса; 3 – метাগипербазиты хорогского ортокомплекса; 4 – эклогитоподобные породы.

Тем не менее картина распределения SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ и SiO_2 - K_2O примерно такая же как в породах Сибирского кратона, что в значительной степени определяется участием в процессах петрогенезиса глубинных мантийных источников, а также геодинамическими обстановками формирования магматитов. В обоих случаях среди магматических протолитов доминируют metabasaltoids и, в меньшей степени, основные и средние породы (в соответствии с рисунком 10).

В докембрийских комплексах Восточной Сибири на диаграммах SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (в соответствии с рисунком 10) и Бадахшанского массива (в соответствии с рисунком 12) точки составов пород располагаются в тех же полях диаграммы, отражая формирование их

протолитов в раннем докембрии в близкой син- и постколлизийной геодинамической обстановке. Расположение точек составов пород на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ и $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ для докембрийских комплексов Бадахшанского массива и фанерозойско-альпийских образований Восточного Памира существенно различается. Это обусловлено влиянием внешних факторов, возможно мантийных источников вещества, а также необычайно широким проявлением в музкольском комплексе чешуйчато-надвигового строения. К тому же, в музкольском комплексе отмечено широкое проявление альпийских аллохимических метасоматических процессов [37]. Именно этот фактор приводит к формированию уникальных в Мире месторождений рубина, сапфира, шпинели, ряда редких металлов.

Предлагаемый метод использования величин $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ и $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ позволяет характеризовать особенности проявления процессов магматизма с выявлением геодинамических обстановок формирования с установлением калиевой его специфики, определением петрогеохимической специализации как регионов, так и стратиграфических подразделений, проведению разнообразных корреляций по общеизвестным объективным параметрам для различных структурных элементов континентальной коры.

ВЫВОДЫ

1. Для пород раннедокембрийских метаморфических комплексов Сибирского кратона, фанерозойских подвижных поясов в его обрамлении и Бадахшанского массива Памира по соотношениям SiO_2 к Na_2O и K_2O отмечается близкая картина (симбатность) распределения составов пород, отражающая их формирование в близких геодинамических син- и постколлизийных обстановках.

2. Формирование фанерозойско-альпийского музкольского комплекса Восточного Памира, приуроченного к Бадахшанскому массиву, происходило при существенном влиянии мантийных источников и процессов внутриплитной активизации.

Раздел 5 Изучение реликтов известняков с примесью пелитового вещества, в процессе низкобарического плавления которых образуется кальцитовый (карбонатитовый) расплав и мафические паралавы на примере пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия)

При изучении пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия) получены доказательства низкобарического инконгруэнтного плавления мергелистого известняка, содержащего до 40 мас.% пелитового материала (в соответствии с рисунком 13) [48-50]. До настоящего времени не были известны примеры природных процессов и пород любого генезиса, где бы происходило либо предполагалось плавление кальцита в низкобарических и высокотемпературных условиях.

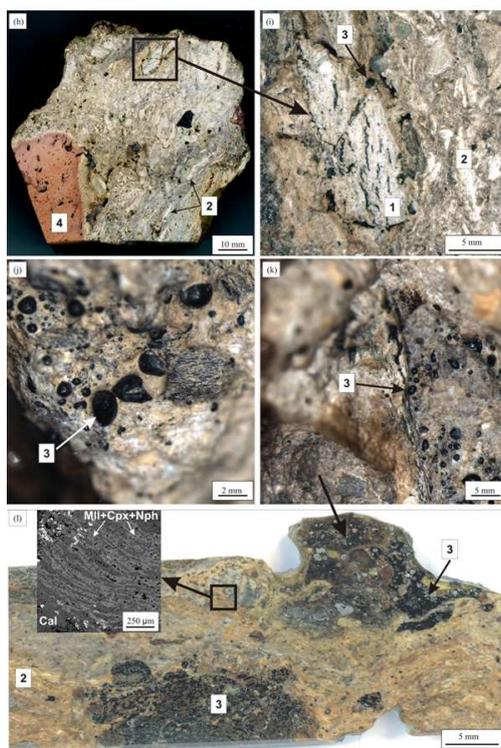


Рисунок 13 – Пирогенно измененный мергелистый известняк, пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид [50]

Условные обозначения. (h) общий вид; (i) фрагмент полированной поверхности; (j) слои и округлые включения стекла в ксенолите мергелистого известняка; (k) округлые глобулы стекла и ксенолиты с чередованием тонких слоев стекла и желтоватого кальцита; (l) глобулы стекла и стекловатое включение мелилит-нефелиновой паралавы; (l) стекловатое включение паралавы (показано стрелкой из k). На врезке участок слоистого матрикса с чередованием слоев кальцита (темные зоны) и мелилит-клинопироксен-нефелинового агрегата (светлые зоны), образованных при закаливании и кристаллизации расплавов – кальцитового и паралавы. Стрелки и номера в белых квадратах – фрагменты породы: кальцитовые прослои (2); полевошпатовое стекло (3); ксенолит аргиллита (4). Сокращения: Gl = стекло, Cal = кальцит, Pl = плагиоклаз, Mll = мелилит, Сpx = Al-клинопироксен, Nph = Ca-нефелин (давидсмитит).

При высокотемпературных пирометаморфических преобразований осадочной толщи, вызванных природными угольными пожарами, в мергелистом известняке образовалась минеральная ассоциация, состоящая, в основном, из геленитового мелилита, содержащего до 65% минала геленита, и клинопироксена с вариациями состава от Al-диоксида до кусироит-преобладающего конечного члена $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al}_{0.5})(\text{Si}_{1.5}, \text{Al}_{0.5})_2\text{O}_6$. Кристаллизовались также более редкие минералы (цельзиан, шпинель, перовскит, гейкилит и др.). При повышенном флюидном давлении CO_2 (> 40 бар) происходило плавление силикатных минералов и кальцита с образованием силикатных расплавов различного состава, в т.ч. обогащенных Ba, а также стехиометрического кальцитового либо нестехиометрического карбонатного или карбонатитового (в соответствии с рисунком 14).

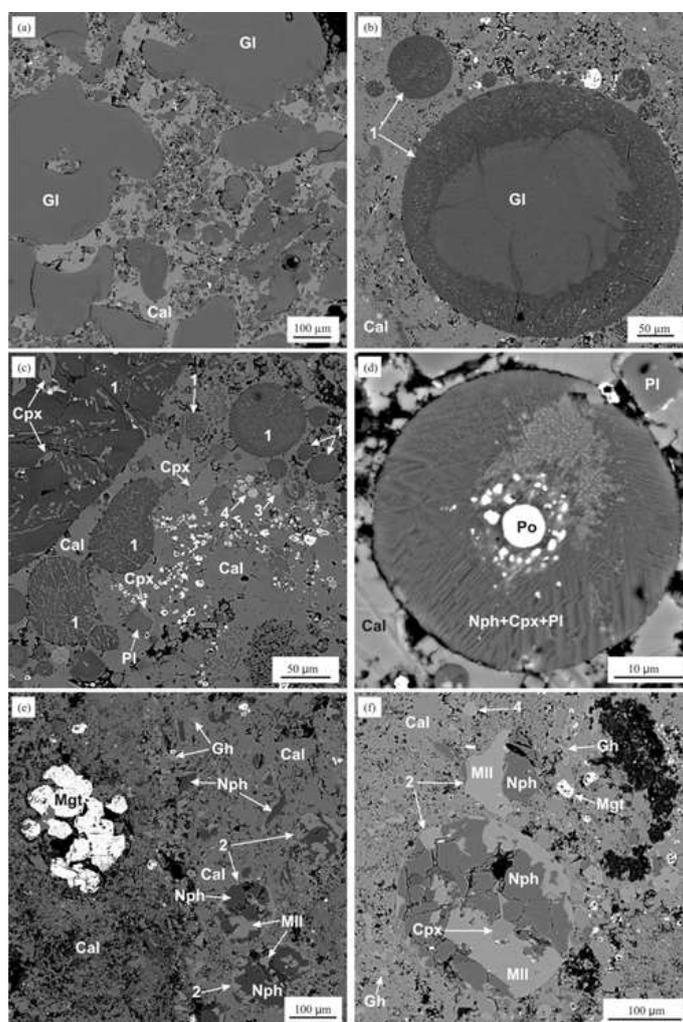


Рисунок 14 – Фрагменты матрикса пирогенно измененного мергелистого известняка с глобулами и включениями разных типов, по [20]

Условные обозначения. (a) включения обогащенного Na полевошпатового стекла в кальците; (b) сферические глобулы с частично раскристаллизованным стеклом; (c) глобулы разных типов в кальците; (d) частично раскристаллизованная глобула с включением пирротина; (e, f) раскристаллизованные глобулы, сложенные Ca-нефелином, мелилитом и клинопироксеном. Сокращения: Gh = геленитовый мелилит, Mgt = магнетит, Po = пирротин.

После слияния капле силикатных расплавов образовался обогащенный Са и На ненасыщенный по SiO_2 мафический расплав, исходный для мелилит-нефелиновых паралав. Специфические особенности состава этого расплава объясняются плавлением в мергелистом известняке фенокristов-микролитов преобладающей новообразованной минеральной ассоциации геленитового мелилита–клинопироксена и прослоев, обогащенных полевыми шпатами (альбитом, анортоклазом). Анализ фазовой диаграммы CaCO_3 , условий образования кальцитового (CaCO_3) либо карбонатного ($\text{CaCO}_3 + \text{CaO}$) расплава позволяет получить новую информацию о фазовых отношениях спуррит-мервинитовой фации метаморфизма карбонатных пород. Ранее для этой фации метаморфизма не учитывалось плавление кальцита. По экспериментальным данным температура плавления кальцита значительно снижается от 1242 до 650 °С с ростом давления CO_2 от 40 до 1000 бар и увеличением концентрации H_2O в водно-углекислотном флюиде, а в низкобарических (< 1 кбар) и высокотемпературных условиях (выше инвариантной точки Q_1 по фазовой диаграмме CaCO_3 (в соответствии с рисунком 15) происходит лишь частичное разложение кальцита [51-53]. Вследствие этого, при метаморфизме карбонатных пород в коровых P - T условиях не будут кристаллизоваться многие индекс-минералы спуррит-мервинитовой фации метаморфизма. Данное предположение в дальнейшем необходимо проверить методами физико-химического и экспериментального моделирования.

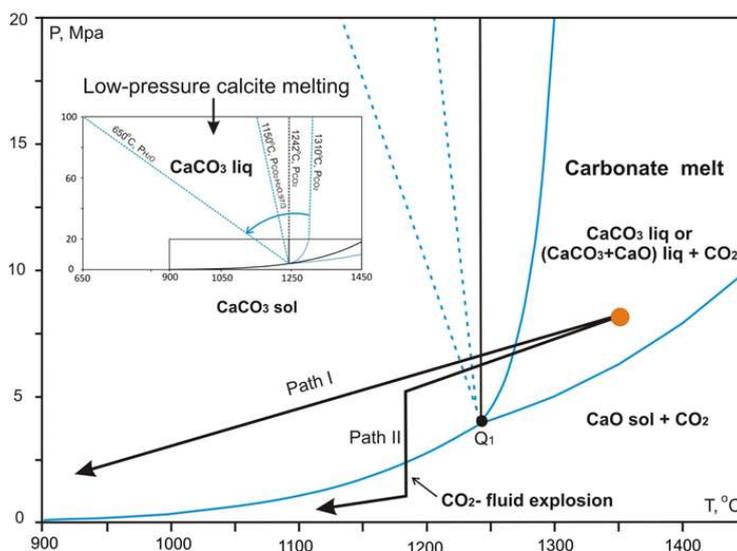


Рисунок 15 – Фазовая диаграмма CaCO_3 в низкобарической области по экспериментальным данным [51] и термодинамическому моделированию [54]

Условные обозначения. Синей стрелкой показано снижение температуры плавления кальцита с повышением флюидного давления от 40 бар, по данным [51, 52, 53]. Черными стрелками показаны два возможных P - T тренда охлаждения осадочной толщи после плавления мергелистого известняка, по [50].

Выполнены первые опыты по плавлению карбонатно-силикатной породы – реликта термически измененного мергелистого известняка с примесью около 40 мас.% пелитового материала из пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид [55]. Эксперименты проводились при температуре 1300 °С, давлении 100–120 бар и разном парциальном давлении CO₂. Целью опытов было определение условий низкобарического плавления кальцита и образования мафических расплавов, исходных для мелилит-нефелиновых паралав. В продуктах плавления мергелистого известняка при максимальном давлении CO₂ после опытов обнаружены ларнит Ca₂SiO₄, геленит Ca₂Al₂SiO₇, кальцит и стекла следующих составов (мас.%): щелочно-карбонатное 33.9–34.8 CaO, 11.6–12.2 Na₂O, 3.7–3.9 K₂O, 1.8–4.1 SO₃, 53.4–56.0 сумма и обогащенное Ca мафическое силикатное 43.3–48.4 CaO, 13.7–14.9 SiO₂, 9.4–10.9 Al₂O₃, 2.6–3.6 Na₂O, 2.3–2.9 MgO, 0.4–0.8 TiO₂, 0.3–0.6 K₂O, 0–0.8 SrO, 73.6–83.0 сумма. Минеральные фазы близкого состава получены также в опытах без CO₂, но здесь не было силикатного стекла. Экспериментальные работы будут продолжены в дальнейшем.

ВЫВОДЫ

Впервые получены доказательства низкобарического инконгруэнтного плавления кальцита и силикатных минералов в породах пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия). При метаморфизме осадочной толщи, вызванном природными угольными пожарами, в мергелистом известняке кристаллизовалась минеральная ассоциация мелилита (геленита) и Al-клинопироксена. При давлении CO₂ > 40 бар и T > 1250°C формировались карбонатный (кальцитовый) расплав и мафический расплав, исходный для мелилит-нефелиновых паралав. Изучение фазовой диаграммы CaCO₃ и условий образования кальцитового (CaCO₃) либо карбонатного (CaCO₃+CaO) расплавов позволит в дальнейшем: (1) получить новые данные о генезисе кальцитовых карбонатитов и мелилит-нефелиновых магм в низкобарических коровых условиях; (2) уточнить фазовые отношения спуррит-мервинитовой фации метаморфизма карбонатно-силикатных осадочных пород, учитывающие плавление кальцита.

Раздел 6 Исследование процессов трансформации и перераспределения ключевых некогерентных элементов в породах сиалической и базитовой коры при субдукционном и коллизионном метаморфизме в связи с минеральными реакциями и устойчивостью фаз

Использование корректных геохронометров принципиально важно для геохронологии субдукционного высокобарического метаморфизма, поскольку метаморфизм данного типа обычно представляется рядом ключевых стадий (прогрессивный собственно на этапе субдукции, регрессивный при эксгумации, аккреционный/коллизионный метаморфизм на финальной стадии), каждая из которых имеет свои характерные параметры P-T-t эволюции. Циркон традиционно используется в качестве надежного хронометра высокобарического (HP-UHP) метаморфизма, однако его использование зачастую ограничено (1) средне- и высокотемпературными парагенезисами, в которых циркон наиболее эффективно кристаллизуется из или при непосредственном участии флюидов и расплавов, и (2) богатыми Zr и исходно богатыми магматическим/детритовым цирконом породами [56]. Существуют примеры формирования метаморфогенного циркона в высокобарических метабазитах (эклогитах, высокобарических гранулитах) в результате как прогрессивной перекристаллизации магматических фаз-концентраторов Zr, так и роста циркона при фокусном просачивании метаморфогенных флюидов в пиковых метаморфических условиях или близких к таковым на регрессивной стадии [57]. Кроме того, рост новообразованного циркона может быть результатом охлаждения и кристаллизации расплавов, генерируемых в результате частичного плавления *in-situ* или во внешних источниках в процессе эксгумации глубоко субдуцированной коры [58].

Кокчетавский массив (Северный Казахстан) интерпретируется в качестве раннекембрийской субдукционно-коллизионной зоны северной части Центрально-Азиатского пояса и высокобарического комплекса Альпийского (континентального) типа, в пределах которого были сделаны находки коэсита и микроалмаза [59]. Существующие петрологические свидетельства указывает на формирование Кокчетавского массива в результате глубокой (>120 км) субдукции континентальной окраины около 535–527 млн. лет назад, за которой последовала полистадийная эксгумации пород на коровые уровни, соответствующие условиям амфиболитовой фации к ~515 млн. лет [60-64]. Большинство работ по U-Pb геохронологии высокобарического метаморфизма в рамках данных работ выполнены по фельзитическим и метаосадочным породам [65-67], тогда как возраст дальнейшей эксгумации оценен ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr методами по слюдам [63, 64]. В отчете мы представляем первую находку распространенного пост-пикового циркона из эклогита

ультравысокобарического домена Кумды-Коль, который является наиболее представительным сегментом Кокчетавского массива, содержащим микроалмазы.

Эклогиты участка Кумды-Коль представляют собой отдельные тела в кианит-слюдяных сланцах, мигматизированных гранито-гнейсах и алмазодержащих метаосадочных породах. Исследованный в данной работе эклогит К-88-1 опробован в мигматизированных гранито-гнейсах на берегу оз. Кумды-Коль и состоит из первичных субидиоморфного граната, реликтового омфацита, акцессорного рутила, а также ретроградной ассоциации клинопироксен-плагиоклазового симплектита и подчиненного количества амфибола. Рутил и циркон наблюдаются также в виде включений в гранате. Гранат незначительно варьирует по составу ($\text{Alm}_{41-43}\text{Prp}_{27-29}\text{Grs}+\text{And}_{28-32}\text{Sps}_1$), со слабой зональностью отдельных зерен, выраженной в росте содержания гроссулярового минала и уменьшением такового для пирропа от центра к периферии. Омфацит варьирует по содержанию жадеитового минала ($X_{\text{Jd}} = 0.19-0.43$) и железистости ($0.13-0.33$) от первичного высокобарического и богатого Fe до менее железистого пироксена в симплектите ($X_{\text{Jd}} = 0.19-0.24$, $\#\text{Fe} = 0.13-0.24$). Рутил в матриксе повсеместно замещен ильменитом. Минералогическая термобарометрия по парам гранат-омфацит показала довольно широкий разброс значений для центральных зон минералов, полученных разными геотермометрами ($\sim 875-945^\circ\text{C}$), так и довольно низкую воспроизводимость расчетов для разных минеральных пар, что указывает на ограниченную степень достижения равновесия и/или потенциальное влияние неопределенности $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в омфаците. Те же геотермометры применительно к внешним каймам граната и пироксена дают систематически более высокие значения ($\sim 943-1001^\circ\text{C}$).

За исключением нескольких относительно крупных зерен, большинство цирконов имеют крайне малый размер (70-150 μm) и идиоморфную, короткопризматическую до близкой к округлой (soccer-ball) морфологию (в соответствии с рисунком 16), в совокупности с гомогенным или секториальным внутренним строением, что указывает на метаморфогенное происхождение. Рентгеноспектральный анализ минеральных включений, доступных на поверхности шлифованных зерен, позволили определить распространенные гранат и рутил. Гранат из включений имеет менее магнезиальный и более железистый состав в сравнении с гранатом матрикса породы ($\text{Alm}_{47-52}\text{Prp}_{25-27}\text{Grs}+\text{And}_{23-26}\text{Sps}_1$). Единственное обнаруженное включение омфацита имеет богатый жадеитом состав (Na_2O 5.19 вес. %, $X_{\text{Jd}} = 0.37$), а его железистость (0.34) схожа с таковой для омфацита матрикса. Конфокальной рамановской спектроскопией подтверждена распространенность включений граната ($905-913\text{ см}^{-1}$ и 355 см^{-1}) и рутила ($440, 610\text{ см}^{-1}$) в качестве минеральных фаз из включений в цирконе, не выведенных на поверхность.

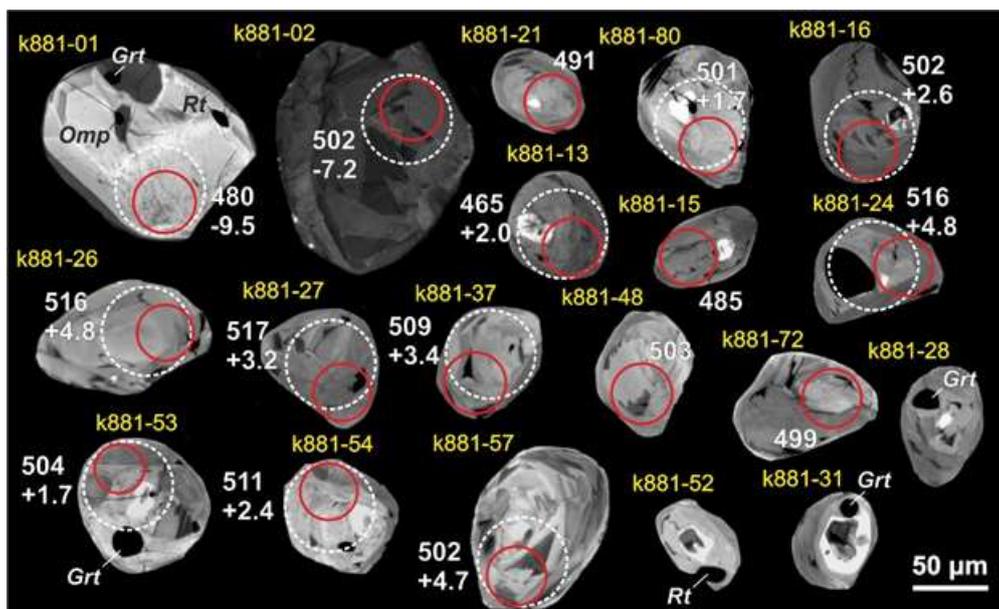


Рисунок 16 – Представительные КЛ топограммы внутреннего строения цирконов из эклогита участка Кумды-Коль с отмеченными точками LA-ICP-MS U-Pb датирования (малые сплошные круги) и MS-LA-ICP-MS Lu-Hf изотопного анализа (более крупные пунктирные круги)

Для 44 зерен циркона проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS (результаты учтены на рисунках 17, 18). Содержание Th и U исследованных цирконов находятся в диапазонах 5.77–70.9 и 92.1–284 мкг/г, соответственно. Рассчитанные отношения Th/U варьируют в пределах 0.04–0.47. Полученные возрастные оценки в различной степени дискордантны (от -26.8 до +2.0%) при оценках ^{206}Pb - ^{238}U возраста в диапазоне 533–459 млн. лет. 16 зерен с наименьшей степенью дискордантности (в пределах 5%) дают возраст пересечения на конкордии 508.1 ± 4.4 млн. лет. Редкоэлементный состав отдельных выбранных цирконов характеризуется плоским или слабо положительным уклоном в распределении средних-тяжелых РЗЭ при Yb/Sm_N 1.73–35.5, вариативным содержанием легких РЗЭ (La/Sm_N 0.09–1.35), Ce/Ce^* максимумом и слабой до умеренной отрицательной аномалией Eu/Eu^* (0.51–0.87). Цирконы демонстрируют содержание Ti в пределах 4.52–99.5 мкг/г, что соответствует диапазону температур кристаллизации в 676–993°C и 676–1020°C в расчете согласно калибровкам [68] и [69], соответственно.

За исключением одного зерна, цирконы имеют типично низкие отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (< 0.00003). Рассчитанные на возраст метаморфизма отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ варьируют в пределах 0.282513–0.282684, что соответствует положительным $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ +1.5–+7.8 (рис. 3) и преимущественно неопротерозойские модельные возрасты (1.35–0.96 млрд. лет). Исключение составляют изотопные характеристики двух крупных зерен (в соответствии с рисунком 16, слева сверху), которые имеют $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -9.5 и -7.2 в совокупности с модельными возрастными в 1.45 и 1.36 млрд. лет, соответственно. Данные зерна имеют наиболее низкое

содержание Hf (3216–3427 мкг/г против главным образом >5000 мкг/г для остальных) и легких РЗЭ при более высоких отношениях средних РЗЭ к тяжелым (Yb/Sm_N 35.5 и 6.49 против <6 для остальных).

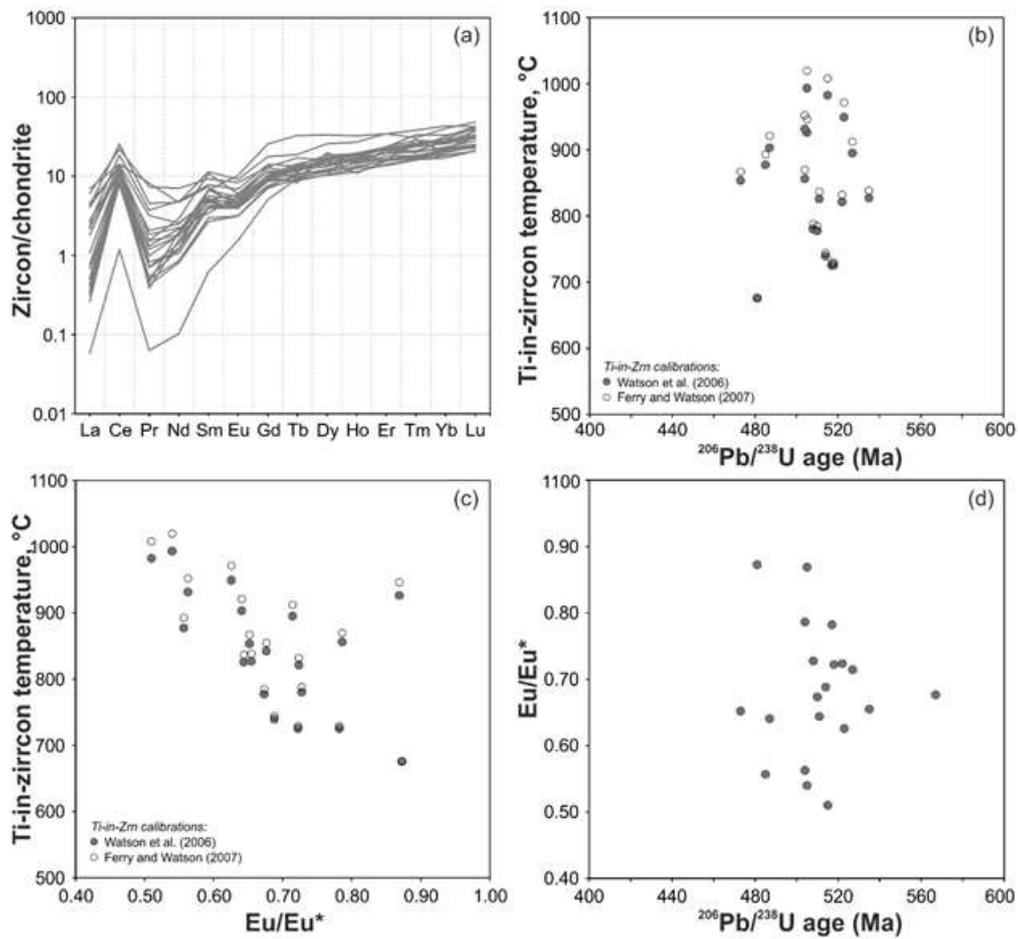


Рисунок 17 – Избранные редкоземельные характеристики цирконов относительно полученных U-Pb возрастных оценок

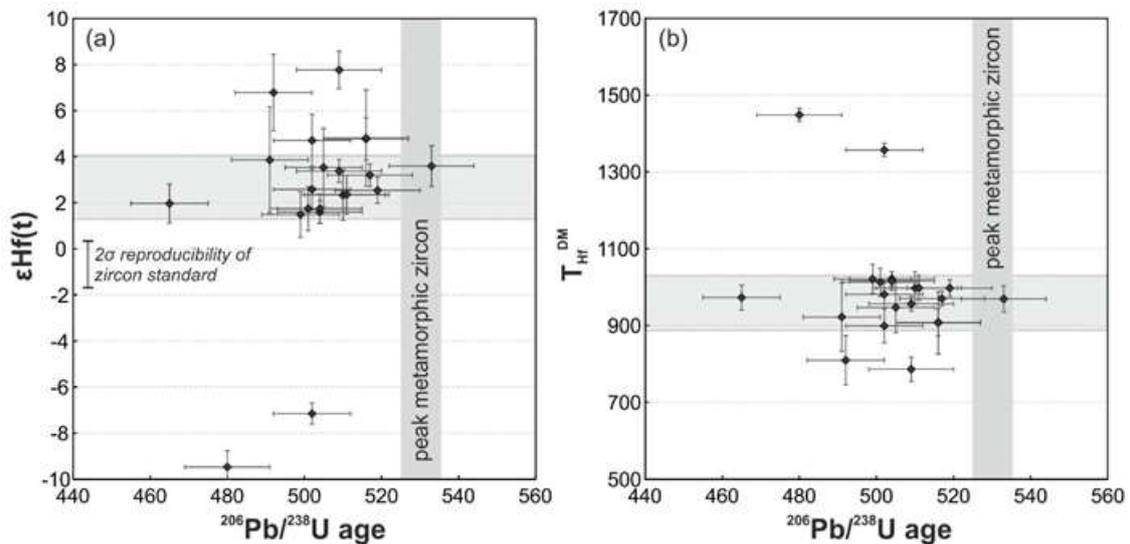


Рисунок 18 – Изотопная Lu-Hf систематика цирконов из эклогита

Исследованные цирконы из эклогита представлены исключительно новообразованными зернами, имеющими возраст от соответствующего пиковым условия до возраста эксгумации на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и пост-орогенного коллапса. Наиболее значимая популяция циркона имеет конкордантный возраст в 508.1 ± 4.4 млн. лет, что соответствует эксгумации эклогитсодержащего ультравысокобарического домена на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и, таким образом, может указывать на индивидуальную историю эксгумации отдельных сегментов алмазсодержащего УНР домена. Полученные изотопные характеристики Hf в цирконе ($\epsilon_{\text{Hf}}(t) +1.5$ – $+7.8$, модельный возраст 1.02–0.79 млрд. лет) близки к валовым характеристикам «необедненных» эклогитов участка Кумды-Коль и указывают на относительную инертность высокочарядных элементов при частичном плавлении пород на пике метаморфизма и формирование новообразованных цирконов преимущественно из «внутреннего» источника при перекристаллизации или растворении-переотложении фаз-концентраторов Zr.

ВЫВОДЫ

Исследованные цирконы из эклогита участка Кумды-Коль представлены исключительно новообразованными зернами, имеющими возраст от соответствующего пиковым условия до возраста эксгумации на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и пост-орогенного коллапса. Наиболее значимая популяция циркона имеет конкордантный возраст в 508.1 ± 4.4 млн. лет, что соответствует эксгумации эклогитсодержащего ультравысокобарического домена на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и, таким образом, может указывать на индивидуальную историю эксгумации отдельных сегментов алмазсодержащего УНР домена. Полученные изотопные характеристики Hf в цирконе ($\epsilon_{\text{Hf}}(t) +1.5$ – $+7.8$, модельный возраст 1.02–0.79 млрд. лет) близки к валовым характеристикам «необедненных» эклогитов участка Кумды-Коль и указывают на относительную инертность высокочарядных элементов при частичном плавлении пород на пике метаморфизма и формирование новообразованных цирконов преимущественно из «внутреннего» источника при перекристаллизации или растворении-переотложении фаз-концентраторов Zr. Возрастные характеристики цирконов в совокупности с геохимическими особенностями подтверждают, что преимущественный рост/модификация метаморфогенного циркона происходил в обедненном Th и легкими РЗЭ эклогитовом субстрате, который испытал частичное плавление с растворением монацита наиболее вероятно на нижнекоровых уровнях с последующей ретроградной регидратацией.

Раздел 7 Выявление источников вещества и определение геохронологических рубежей формирования коллизионных гранитоидов центрального сектора Монголо-Охотского орогенного пояса (Забайкалье) на рубеже позднего палеозоя - раннего мезозоя

Протяженные ареалы гранитоидов Центрально-Азиатского орогенного пояса являются важнейшими индикаторами, фиксирующими время и характер процессов формирования тектонического коллажа слагающих этот пояс территорий. Монголо-Охотский орогенный пояс, являющийся важной составной частью Центрально-Азиатского пояса [70, 71], обрамляется с юга и севера в современных координатах ареалами батолитовых интрузий ундинского и олекминского гранитоидных комплексов палеозойского возраста (в соответствии с рисунком 19). Оба комплекса фиксируют масштабные эндогенные события на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана. Возраст гранитоидов ундинского комплекса определен как позднепермский раннетриасовый (257-248 МА), и его становление связывается с коллизионными процессами вдоль северной границы Аргунского супертеррейна Монголо-Охотского пояса.

Возрастные рамки и геодинамическая природа гранитоидов олекминского комплекса является предметом дискуссии. Ареал распространения его интрузий охватывает площадь Западно-Станового террейна [71] или восточной части Селенгино-Станового супертеррейна [72]. Согласно современным геологическим картам комплекс отнесен к раннему палеозою и обладает трехфазным строением [73]. Первая фаза представлена равномерно-зернистыми биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, вторая порфировидными биотитовыми гранодиоритами и гранитами, а третья равномерно-зернистыми гранитами и лейкократовыми гранитами. Гранитоиды двух первых фаз представлены породами известково-щелочного ряда нормальной щелочности, тогда как в породах завершающей фазы отмечаются и субщелочные разности [74].

В настоящее время представления о возрасте интрузий олекминского комплекса подвергаются существенному пересмотру. Так, Rb-Sr геохронологическими исследованиями были определены позднепалеозойские возрасты для гранитоидов как в западной части пояса - 343-318 млн. лет, так и для юго-восточной его части - 319 млн. лет [75]. Позднепалеозойские датировки были подтверждены и уточнены в дальнейшем U-Pb геохронологическими исследованиями цирконов из гранодиоритов и гранитов северо-восточной части интрузивного ареала, которые выявили возрасты 355-358 млн. лет. [72, 76]. Кроме того, этими исследованиями в западной части ареала были выявлены граниты с возрастом 237 млн. лет, что соответствует раннему мезозою. Авторами настоящего проекта

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

Таким образом, современными геохронологическими исследованиями выяснено, что в рамках олекминского гранитоидного комплекса объединены существенно разновозрастные образования. Это определило необходимость продолжения геохронологических исследований, которые были проведены для порфировидных гранодиоритов третьей фазы и биотит-амфиболовых диоритов второй фазы комплекса. В качестве опорных массивов в первом случае были выбраны Маректинско-Береинский и Яминский массивы, а во втором - Холонгатуйский массив, локализованный в пределах Нижнеингодинского батолита. Положение массивов показано на рисунке 19.

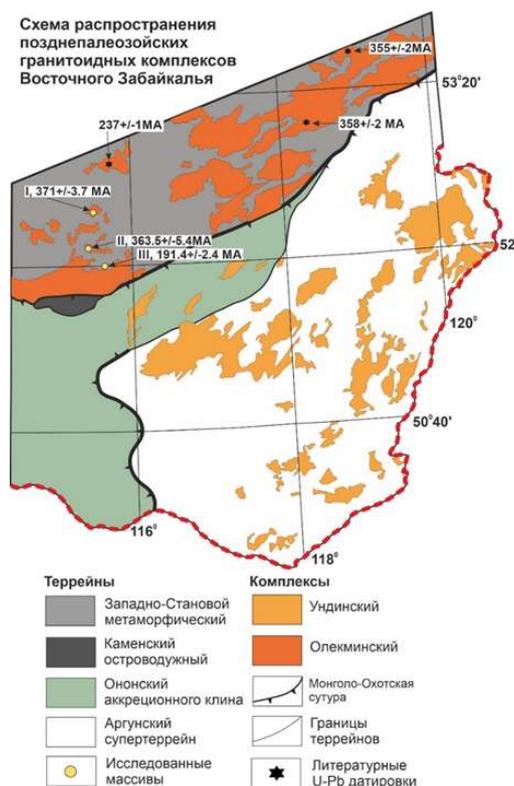
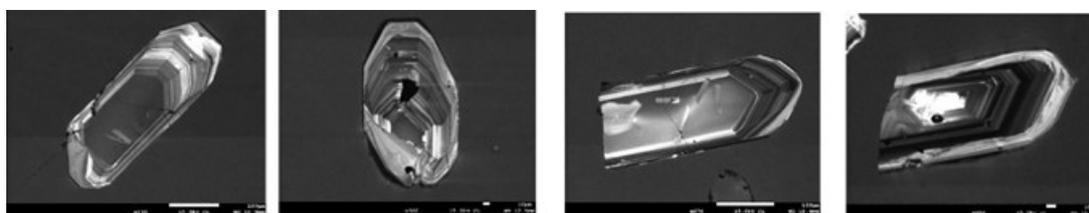


Рисунок 19 – Схема террейнов Восточного Забайкалья и положение гранитоидов олекминского комплекса в южной части Западно-Станового террейна

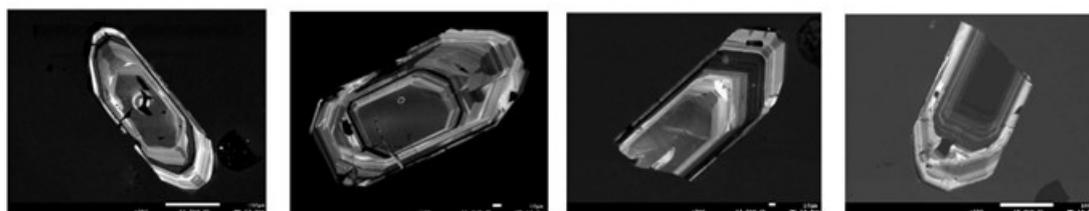
Контуры интрузий показаны с учетом материалов геологических карт [77, 78].

Изотопное U-Pb датирование цирконов осуществлялось методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Институте наук о Земле Академии наук Тайваня с использованием приборного комплекса, состоящего из квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7900 и системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с длиной волны 193 нм по методике, описанной [79].

Представительные CL-изображения исследованных цирконов представлены на рисунке 20. Они представлены хорошо кристаллографически оформленными зернами с удлинением $L=2-4$ и с окраской от бледно-желтого до интенсивного медово-желтого цвета. Как правило, кристаллы обладают хорошо выраженным ядром, часто насыщенном микровключениями, и хорошо развитой каймой с типичной осциллярной магматической зональностью. Именно эта кайма и исследовалась с помощью LA-ICP-MS.



Представительные CL-изображения цирконов из пробы ЗСТ-15-17.



Представительные CL-изображения цирконов из пробы ЗСТ-66.

Рисунок 20 – Представительные микрофотографии цирконов из среднезернистых порфировидных гранодиоритов Маректинско-Береинского (ЗСТ-15-17) и Ямнинского (ЗСТ-66) массивов олекминского комплекса Восточного Забайкалья, выполненные в режиме катодоллюминесценции

Из пробы гранодиорита ЗСТ-15-17 Маректинско-Береинского массива было проанализировано 32 кристалла циркона и получено 20 конкордантных (дискордантность $D < 5\%$) оценок возраста (в соответствии с рисунком 21). Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для этих определений составляет 371 ± 5 млн. лет (95%, СКВО = 1.3, вероятность = 0.17). Остальные проанализированные цирконы характеризуются возрастами по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ преимущественно от 358 ± 8 до 388 ± 9 млн. лет, совпадающими с вариациями возрастов конкордантных цирконов (353 ± 8 до 384 ± 9 млн. лет). Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для всех определений составляет 370 ± 4 млн. лет (95%, СКВО = 1.3, вероятность = 0.10). Учитывая морфологические характеристики исследованных цирконов, свидетельствующие об их

магматическом происхождении, значение возраста 371 ± 5 млн. лет можно принимать в качестве оценки возраста кристаллизации породы.

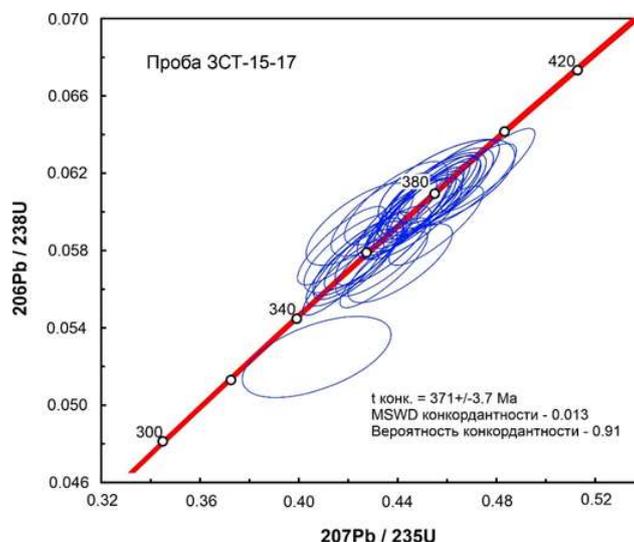


Рисунок 21 – Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы среднезернистого порфировидного гранодиорита Маректинско-Береинского олекминского комплекса (проба ЗСТ-15-17)

Из пробы гранодиорита ЗСТ-66 Ямнинского массива было проанализировано 12 зерен циркона и получено 9 конкордантных (дискордантность $D < 5\%$) оценок возраста (в соответствии с рисунком 22). Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для конкордантных определений составляет 363 ± 5 млн. лет (95%, СКВО = 0.55, вероятность = 0.82). Остальные три циркона имеют возрасты по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 342 ± 9 до 367 ± 8 млн. лет, близкими к возрастам конкордантных цирконов (357 ± 8 до 370 ± 9 млн. лет). Учитывая морфологические характеристики исследованных цирконов, свидетельствующие об их магматическом происхождении, значение возраста 363 ± 5 млн. лет можно принимать в качестве оценки возраста кристаллизации вмещающего гранодиорита.

Из пробы диорита ЗСТ-5-17 Холонгатуйского массива Нижнеингодинского батолита было проанализировано 24 кристалла циркона и получено 15 конкордантных (дискордантность $D < 5\%$) оценок возраста (в соответствии с рисунком 23). Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для этих определений составляет 192 ± 3 млн. лет (95%, СКВО = 1.5, вероятность = 0.11). Остальные проанализированные цирконы характеризуются возрастными по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в интервале от 181 ± 4 до 200 ± 5 млн. лет, совпадающими с вариациями возрастов конкордантных цирконов (181 ± 5 до 202 ± 6 млн. лет). Средневзвешенное значение возраста для всех определений составляет 192 ± 3 млн. лет (95%, СКВО = 1.6, вероятность = 0.04). Учитывая морфологические характеристики исследованных цирконов, свидетельствующие

об их магматическом происхождении, значение возраста 192 ± 3 млн. лет можно принимать в качестве оценки возраста кристаллизации вмещающих диоритов.

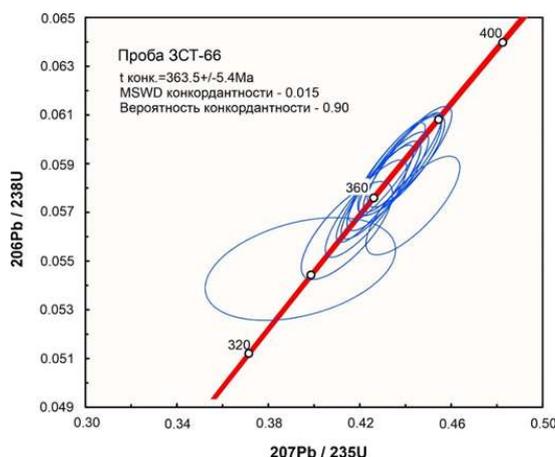


Рисунок 22 – Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы среднезернистого порфиroidного гранодиорита Ямнинского массива олекминского комплекса (проба ЗСТ-66)

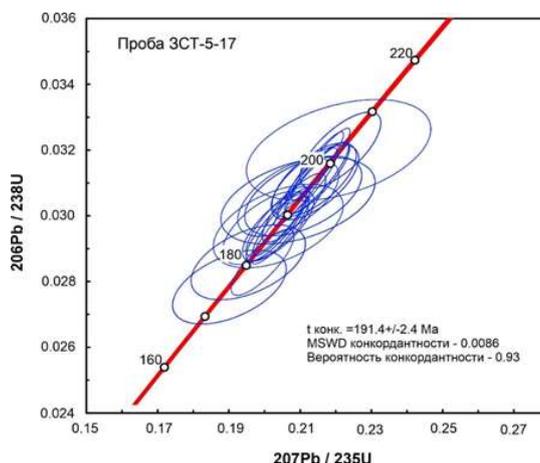


Рисунок 23 – Диаграмма с конкордией для пробы мелкозернистого диорита Холонгатуйского массива олекминского комплекса (проба ЗСТ-5-17)

Полученные для пород Маректинско-Береинского и Ямнинского массивов датировки уверенно указывают на то, что порфиroidные гранодиориты третьей фазы традиционно выделяемого палеозойского олекминского гранитоидного комплекса [73] имеют позднепалеозойский возраст - 371 - 363 млн. лет, что согласуется с данными, полученными ранее [72, 76]. Широкий ареал распространения пород этого возрастного диапазона (в соответствии с рисунком 19) свидетельствует о масштабном эпизоде позднепалеозойского гранитоидного магматизма по всей площади Западно-Станового террейна. Геохимические особенности гранодиоритов олекминского комплекса позволяют связать их происхождение с субдукционной геодинамической обстановкой. Диориты и кварцевые диориты, относимые ко второй фазе комплекса и проявленные локально в пределах Нижнеингодинского батолита

в пределах Холонгатуйского массива, имеют раннеюрский возраст - 192 млн. лет, что исключает отнесение их ко второй интрузивной фазе. Эти образования синхронны с лейкократовыми гранитоидами, относимыми ранее к завершающей четвертой интрузивной фазе комплекса [73], и имеющими, как показали наши исследования, раннемезозойский возраст - 219-186 млн. лет. Формирование этих гранитоидов вероятно связано с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы Монголо-Охотской сутурной зоны на завершающем этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеанического пространства.

Изотопные Sm-Nd характеристики гранитоидов обоих массивов соответствуют таковым для континентальной коры неопротерозойского возраста, имея величины δNd (219 млн. лет) = $-0.9 - (-2.1)$ и величины TNd (DM-2) = $1086 - 1164$ млн. лет. Эти данные несколько отличны от Sm-Nd изотопной характеристики коллизионных пермо-триасовых гранитоидов ундинского комплекса, маркирующего южный в современных координатах фланг Монголо-Охотской сутурной зоны: δNd (254 млн. лет) = $-1.9 - (-5.0)$ и TNd (DM-2) = $1210 - 1460$ млн. лет. Подобное различие свидетельствует о том, что в мезозойское время к северу от сутуры в процесс гранитообразования вовлекался менее радиогенный коровый протолит по сравнению коллизионными гранитоидами, сформированными южнее. При этом в целом Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов сопоставимы с таковыми в метаосадочных породах ононского террейна аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса – $\epsilon Nd(t)$ = $-7.0 - (+0.7)$, 1050–1570 млн. лет, что соответствует области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры ЦентральноАзиатского орогенного пояса и представляет собой региональный верхнекоровый изотопный репер.

ВЫВОДЫ

Полученные новые геохронологические данные свидетельствуют о том, что в рамках традиционно выделяемого палеозойского олёкминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья присутствует значительный объем гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой самостоятельный магматический эпизод в становлении Монголо-Охотского орогенного пояса, связанный с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы сутурной зоны. Эти гранитоиды должны быть выделены в самостоятельный интрузивный комплекс. Индивидуальность этого магматического комплекса подтверждается Sm-Nd изотопными данными, указывающими на менее радиогенный источник по сравнению с коллизионными гранитоидами Монголо-Охотского орогенного пояса.

Раздел 8 Результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований пород и карбонатного вещества в позднекайнозойских вулканических ареалах Прибайкалья и Монголии

Одними из главных вопросов при разработке моделей развития позднекайнозойского вулканизма во внутриплитной обстановке Центральной Азии являются установление причин внутриплитной активизации, природы и состава источников вещества, а также условий формирования свойственных этой геодинамической обстановке щелочно-базальтовых магм. В последнее время в значительном числе публикаций решение этих вопросов исследователи связывают с процессами рециклинга вещества субдуцированной океанической коры и с участием в образовании магм карбонатного компонента [80].

В отчетный период нами продолжено исследование коллекций гелогических материалов по трем крупным вулканическим ареалам и центрам Северной Монголии. Это вулканический ареал Дархатской впадины и вулканические центры Угуумур и Бодь-Уул Тэсийнгольского ареала (в соответствии с рисунком 24).

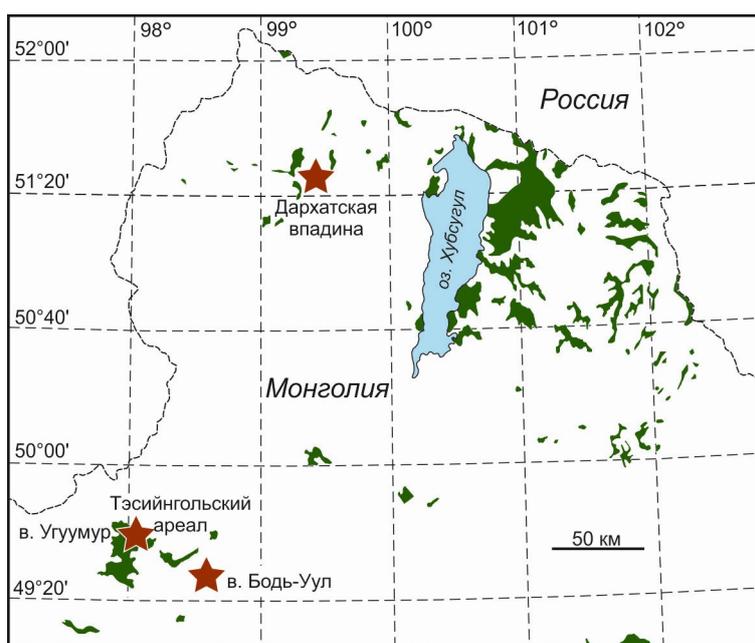


Рисунок 24 –Позднекайнозойские вулканические ареалы и вулканические центры Северной Монголии

Темно-зеленые поля - позднекайнозойские вулканические ареалы Северной Монголии. Темно-красные звезды – исследованные вулканические центры Угуумур и Бодь-уул Тэсийнгольского ареала, вулканический ареал Дархатской впадины.

Основными итогами проведенных исследований являются результаты интерпретации новых изотопно-геохронологических данных о времени формирования изученных

вулканических ареалов, а также результаты минералогического и геохимического изучения вулканических пород, и оценка участия в формировании пород карбонатного вещества [81, 82].

8.1 Результаты геохронологических исследований

Дархатская впадина. Как показали новые геохронологические данные, развитие щелочно-базальтового вулканизма на северо-западном фланге Дархатской впадины происходило на двух разобщенных во времени этапах. Это позднеолигоценовый и позднемиоцен-раннеплиоценовый этапы, разделенные между собой временным интервалом протяженностью ~20 млн. лет, в течение которого вулканическая активность практически не проявлялась.

Дархатская впадина является одной из крупнейших тектонических структур субмеридионального заложения на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Впадина представляет собой рифтогенный прогиб протяженностью до 120 км с севера на юг и до 35-45 км с запада на восток. В северном секторе впадины и на участках прилегающих к структуре с северо-запада локализованы кайнозойские вулканогенные комплексы (в соответствии с рисунком 25). Они залегают на мезо-неопротерозойском гранитно-метаморфическом и метаморфогенным вулканогенно-осадочном фундаменте с немногочисленными массивами палеозойских гранитных интрузий. Первые результаты изотопного датирования базальтоидов вулканогенных толщ Дархатской впадины (K/Ar) содержатся в работе [83]. Они показали исключительно широкий временной диапазон формирования развитых здесь вулканогенных комплексов, начиная от позднего олигоцена и до позднего миоцена (23.9-21.6-10.3-6.8-5.75 млн. лет).

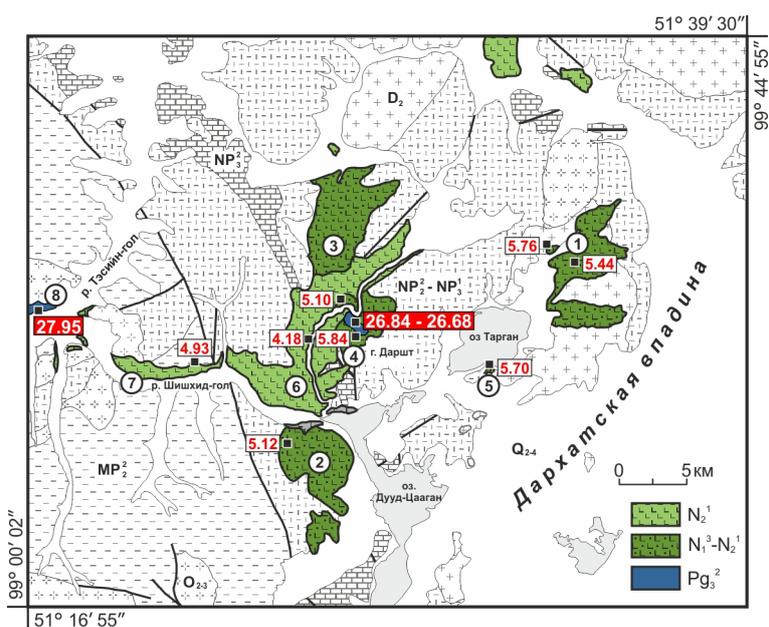


Рисунок 25 – Схема геологического строения северо-западного сектора Дархатской впадины

Условные обозначения к рисунку 25. Q₂₋₄ – средне-позднеплейстоцен-голоценовые аллювиальные, озерные и водно-ледниковые отложения; N₂¹ – раннеплиоценовые лавовые комплексы (трахибазальты); N₁³-N₂¹ – позднемиоцен-раннеплиоценовые лавовые комплексы (гавайиты, базаниты, фонотефриты); P_{E3}² – позднеолигоценовые лавовые комплексы и субвулканические тела (трахиандезибазальты); D₂ – среднедевонские интрузивные комплексы; O₂₋₃ – средне-позднеордовикские интрузивные комплексы; NP₃² – поздненеопротерозойские кремнисто-карбонатные осадочно-метаморфические комплексы; NP₂²-NP₃¹ – средне-поздненеопротерозойские вулканогенно-осадочные и метаморфические комплексы; MP₂² – средне-неопротерозойские метаморфические комплексы. Вулканические толщи и центры: 1 – район р. Бэдуурийн-гол, 2 – г. Их Усам-уул, 3 – г. Ноорт-уул, 4 – г. Даршт-уул, 5 – южный берег оз. Тарган нуур, 6 – р. Хогоргын-гол, 7 – долина р. Шишхид-гол, 8 – правый борт р. Тэнгисин-гол в месте впадения в р. Шишхид-гол, 9 – г. Хадарт-толгой. Утолщенные линии - разломы. На схеме показаны места отбора образцов вулканических пород и результаты их датирования ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом (млн. лет).

Новые данные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования вулканических пород Дархатской впадины получены нами для 12 образцов. В результате датирования выделено два главных этапа вулканической активности структуры, это позднеолигоценовый этап (3 образца, 27.95, 26.84 и 26.68 млн. лет) и позднемиоцен-раннеплиоценовый этап (9 образцов, в диапазоне 5.84-4.18 млн. лет (в соответствии с рисунком 26). В пределах позднемиоцен-раннеплиоценового этапа в соответствии с формами проявления вулканической активности могут быть выделены лавовые комплексы небольших щитовых построек позднемиоцен-раннеплиоценового возраста (5.84-5.10 млн. лет, 6 образцов) и раннеплиоценовый комплекс «долинных» лавовых потоков с их общей протяженностью до 30 км (4.93-4.18 млн. лет, 3 образца).

Вулканогенные комплексы позднеолигоценового возраста на северо-западном фланге Дархатской впадины представляют собой разрушенные лавовые потоки и в другом случае обнаружены в виде крупного фрагмента лавовой толщи мощностью до 150 м. Породы позднеолигоценового этапа представлены исключительно трахиандезибазальтами.

Лавовые комплексы позднемиоцен-раннеплиоценовых щитовых вулканических построек высотой до 130 м. представлены гавайитами, базанитами и фонотефритами. Раннеплиоценовый «долинный» комплекс наблюдается в виде протяженных лавовых потоков и обширных лавовых покровов. С небольшими вариациями составов все вулканические породы раннеплиоценовых «долинных» лавовых толщ отвечают по составам трахибазальтам.

Совокупность полученных геохронологических и изотопно-геохимических данных по кайнозойскому вулканизму северо-западного фланга Дархатской впадины дают возможность представить примерную модель его развития.

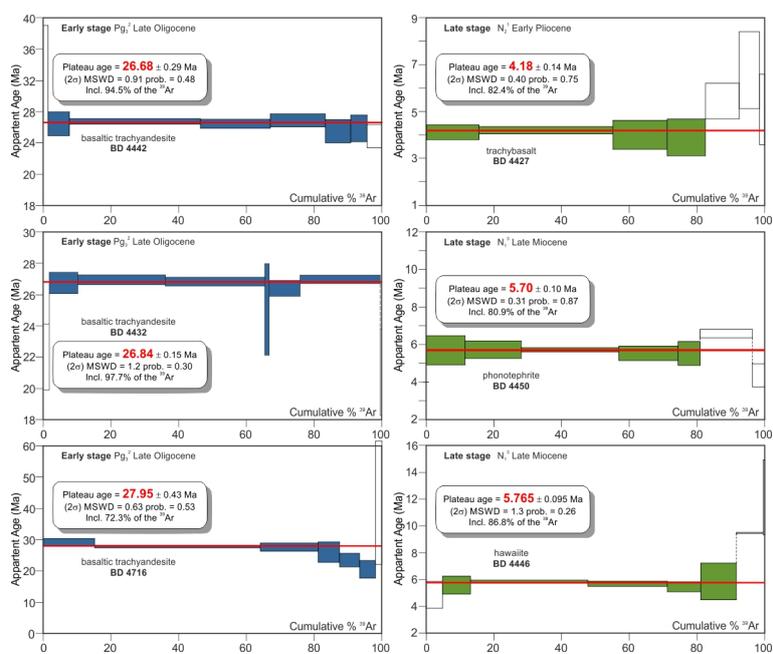


Рисунок 26 – Результаты изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования кайнозойских вулканических пород Дархатской впадины

Геохронологические исследования выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом на масс-спектрометрах «ARGUS VI» (ИЗК СО РАН) и «ARGUS» (ИГМ СО РАН).

Формирование трахиандезибазальтовых расплавов на инициальном позднеолигоценном этапе могло происходить на предрифтовой стадии развития территории с вовлечением в область магмообразования вещества метасоматизированной мантии с участием Grt-содержащего пироксенитового или эклогитового компонента. Развитие вулканических процессов на этом этапе могло быть связано с подъемом вещества из астеносферной мантии. В последующем, примерно через 20 млн. лет относительного покоя и с началом рифтогенной стадии развития Дархатской структуры вулканическая активность возобновляется. Это заключительный этап связан с проявлениями вначале гавайитовых, а затем с возрастанием степени плавления и трахибазальтовых магм, образованных в результате декомпрессионного плавления перидотитов в области слабо метасоматизированной литосферной мантии.

Вулканы Угуумур и Бодь-уул Тэсийнгольского ареала. До 2017 г. точные геохронологические данные о времени формирования Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии отсутствовали. С появлением исследования [Ancuta, 2017], в котором приведены данные о возрасте пород одного из стратифицированных лавовых разрезов этого ареала, было установлено, что извержения базальтоидных магм происходили в Тэсийнгольском ареале в завершение среднего и начале позднего миоцена (13.25-8.13 млн. лет).

В развитие геохронологических исследований кайнозойского вулканизма Северной Монголии нами получены новые данные по отдельным вулканическим центрам Тэсийнгольского ареала (в соответствии с таблицей 3). Установлено, что расположенный в центральной части ареала вулканический центр Угуумур был образован во второй половине среднего миоцена (12.53 млн. лет), а вулканический центр Бодь-уул, локализованный на юго-восточной окраине ареала, во второй половине раннего миоцена (16.99 млн. лет). Таким образом, на настоящем этапе исследований показано, что вулканическая активность Тэсийнгольского ареала могла продолжаться в среднем и позднем миоцене на протяжении примерно 9 млн. лет.

Таблица 3 – Новые данные о возрасте вулканических пород и мегакристаллов Тэсийнгольского ареала Северной Монголии ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)

Вулкан	№ обр.	Порода, минерал	Проба	Возраст, млн. лет		MSWD
Угуумур	БД-4939	Трахиандезибазальт	ОМ	12.54	± 0.23	1.40
	БД-5265С	Мегакристалл, центр	San	15.13	± 0.17	0.30
	БД-5265R	Мегакристалл, край	San	15.15	± 0.15	0.76
Бодь-уул	БД-5099	Фонотефрит	ОМ	16.99	± 0.45	0.72

Примечание к таблице 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН с применением ступенчатого прогрева на масс-спектрометре «ARGUS». Проба: ОМ - тонкозернистая основная масса вулканических пород, San – санидин.

Новым в истории датирования продуктов кайнозойской вулканической деятельности как в Северной Монголии в целом, так и Тэсийнгольского ареала в частности, является определение возраста формирования мегакристаллов, которые широко распространены здесь в лавах и эруптивных отложениях. Ассоциация мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов изучена на примере эруптивно-лавого центра Угуумур. Как было показано в работе [84], мегакристаллы вулкана Угуумур представлены санидинами (Kfs) (~60-75 %), пироксенами (Cpx) (~ 15-20 %), ильменитами (Ilm) (2-3%) и гранатами (Grt) (< 1 %). Мегакристаллы вулкана Угуумур относятся к Na-санидинам (An₃₋₄ Ab₄₄₋₅₁ Or₄₅₋₅₂), Ca-Na пироксенам, близким по составам к омфацитам (Di₇₀₋₇₇ Jd₁₉₋₂₈ Ae₀₋₈), ильменитам (TiO₂ 46-52, MgO 1.0-1.7 вес.%) и альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам (Alm₆₀₋₆₆ Grs₁₇₋₂₀ Pyr₁₄₋₂₀).

Один из крупных мегакристаллов санидина (4x5 см), имеющий выраженные кристаллографические формы, был датирован $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (в соответствии с таблицей 3). С целью проверить возможность термического воздействия высокотемпературной

базальтоидной магмы на мегакристаллы, которое могло повлечь за собой существенную потерю накопленного радиогенного аргона, датирование выполнено отдельно для центральной и краевой зон санидина. Как показали результаты датирования, какие-либо существенные различия между установленными значениями возраста для краевых и центральных зон мегакристалла K-Na полевого шпата не наблюдаются (15.15 и 15.13 млн. лет, соответственно). Установлено, что возраст формирования мегакристаллов санидина, даже с учетом возможной потери аргона при нагреве минерала при транспортировке магмой, заметно более «древний» в сравнении с лавами трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (12.53 млн. лет). Качество полученных результатов датирования подтверждается тем, что в расчет возраста было включено 99-100 % ^{39}Ar , выделенного во время термического эксперимента, с оценкой вероятности 0.97. Вместе с тем отметим, что возраст формирования мегакристаллов K-Na полевых шпатов находится во временном диапазоне вулканической активности Тэсийнольского ареала с учетом данных по наиболее раннему из установленных вулканических событий, связанному с образованием вулкана Бодь-уул (16.99 млн. лет).

8.2. Карбонатное вещество

В породах всех изученных позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии установлены карбонатные фазы. Они содержатся в виде включений в оливинах, как главной субликвидусной фазы кристаллизующихся щелочно-базальтовых магм, в виде интерстиционных выделений в основной массе пород, в составе перидотитовых и пироксенитовых мантийных ксенолитов, в базальтоидных брекчиях, а также в виде налетов на поверхностях пород и ксенолитов.

Вулкан Бодь-уул. Включения кальцитовых и доломитовых фаз в оливинах изучены в базанитах вулканического центра Бодь-уул, принадлежащего Тэсийнгольскому вулканическому ареалу Северной Монголии (в соответствии с рисунком 24). Помимо карбонатов в оливинах, среди резургентного материала вулкана Бодь-уул, обломках лав и шлаков отмечается значительное развитие карбонатных налетов (кальцит).

Лавы и субвулканические тела центра представлены базанитами и фонотефритами. Во вкрапленниках оливина из базанитов (Fo_{83-70}) отмечаются редкие включения $\text{Al}_{42}\text{-Mg}_{17}\text{-Cr}_5$ шпинели (вес.%) и многочисленные включения силикатно-карбонатных и зональных карбонатных фаз размером от 20 до 300 мкм. Центральные зоны карбонатных включений представлены Mg- и P-содержащим кальцитом (MgO 2-6 мас.%, P_2O_5 0.4-0.8 мас.%), которые сменяются в краевых зонах Cu-содержащими доломитами (CuO 0.9-1.3 мас.%) и окружены материалом, отвечающим по составу минералам хлорит-сметитовой группы, предположительно клинохлору (диабантиту) (в соответствии с рисунком 27 и таблицей 4).

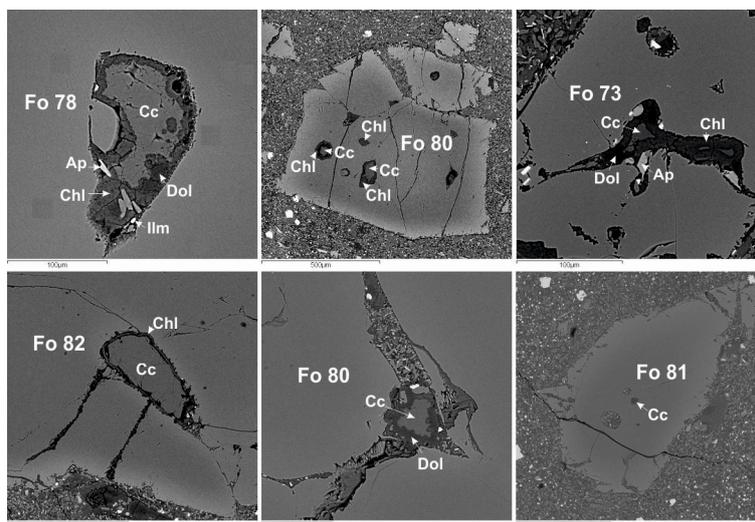


Рисунок 27 – Включения карбонатных фаз в оливинах из базанитов вулкана Бодь-уул

Условные обозначения. Fo – вкрапленники оливина с указанием номера, Cc и Dol – выделения кальцита и доломита в зональных включениях силикатно-карбонатных фаз, Chl – кайма хлорит-сметитового материала в карбонатной фазе, Ap – апатит. Изображение в BSE.

Таблица 4 – Составы минералов силикатно-карбонатных включений в оливинах из базанитов вулканического центра Бодь-уул (вес. %)

Минерал Фаза	Cc ⁵ Вкл	Cc ² Вкл	Cc ⁴ Вкл	Dol ⁴ Вкл	Chl ⁶ Вкл
SiO ₂				3.05	34.99
Al ₂ O ₃				1.19	13.37
FeO*	0.41	0.55	0.94	1.35	14.72
MnO	0.42	0.89	1.59	0.38	0.33
MgO	2.19	3.38	5.71	20.47	18.26
CaO	51.49	49.06	44.22	28.04	1.65
K ₂ O					0.66
P ₂ O ₅	0.72	0.59	0.54		
CO ₂	44.19	44.36	44.64	47.04	
H ₂ O					11.62
Сумма	99.33	98.67	97.99	99.28	95.60
Миналы	Cc 93.9 Mgs 5.5 Sdr 0.6	Cc 90.5 Mgs 8.7 Sdr 0.8	Cc 83.6 Mgs 15.0 Sdr 1.4	Cc 48.7 Mgs 49.5 Sdr 1.8	

Примечание к таблице 4. Минералы (надстрочные значения – количество анализов для подсчета среднего): Cc – кальцит, Dol – доломит, Chl – минералы хлорит-сметитовой группы (клинохлор-диабантит?). Фазы минералов: Вкл – включения (здесь включения в оливинах). Миналы (надстрочные символы): Cc – кальцит, Mgs – магнезит, Sdr – сидерит. CO₂ и H₂O – рассчитаны по стехиометрии минералов. Средние содержания других оксидов и летучих элементов в доломитах (CuO 1.10, Cl 0.21 вес. %). FeO* - все Fe в виде FeO.

Вулкан Угуумур. В базальтоидах вулкана Угуумур Тэсийнгольского ареала (в соответствии с рисунком 24) установлены кальцитовые и доломитовые карбонатные фазы.

Карбонатные фазы кальцитового состава развиты здесь в основной массе лавобрекчий, а доломита в лавах трахиандезибазальтов (в соответствии с рисунком 28 и таблицей 5). Карбонатные фазы кальцитового состава представлены в лавобрекчиях вулкана Угуумур в виде многочисленных изометричных выделений размером до 500-700 мкм с отчетливыми резкими границами.

В кальцитовой фазе в этих породах нередко отмечаются выделения мелких кристаллов гидроксил- и фтор-апатита (5-80 мкм), иногда со значимыми содержаниями SrO (до 0.8 мас. %). Фазы доломитового состава равномерно распространены в лавах в виде интерстиционных выделений между микролитами полевых шпатов. Размеры выделений составляют от первых и до ~ 500 мкм. Они имеют выраженную концентрическую зональность в соответствии с вариациями содержаний CaO/MgO.

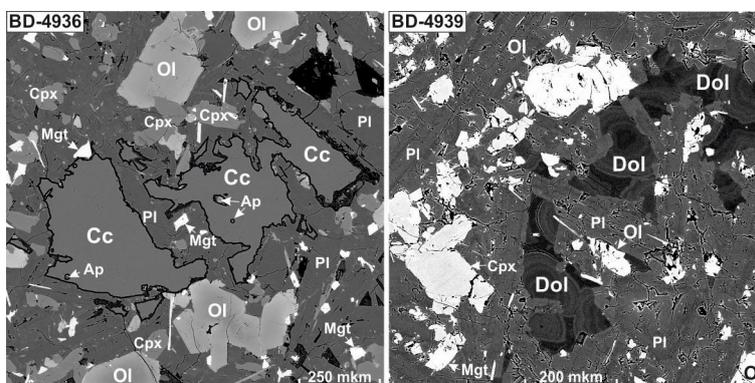


Рисунок 28 – Интерстиционные выделения карбонатов в лавобрекчиях (BD-4936) и лавах (BD-1939) трахиандезибазальтов вулкана Угуумур

Условные обозначения. Cc – кальцит, Dol – доломит, Ap – апатит, Ol – оливин, Cpx – Са-пироксен, Mgt – магнетит, Pl - плагиоклаз. Изображение в BSE.

Таблица 5 – Составы карбонатов из пород вулкана Угуумур (вес. %)

№ обр.	BD-4936	BD-4939	Sp-Lrz	Grt-Prx	BD-5093
Минерал	Cc ⁶	Dol ¹⁴	Cc ⁴	Dol ⁵	Cc ²³
FeO		0.34	3.41		0.77
MnO		0.60	0.11		0.18
MgO	0.35	18.32	0.59	20.93	0.33
CaO	54.48	33.35	50.18	30.69	51.84
CO ₂	44.93	47.02	45.63	46.94	41.71
Сумма	99.76	99.63	99.92	98.55	94.88
Миналы	Cc 99.1	Cc 56.0	Cc 93.4	Cc 51.3	Cc 96.0
	Mgs 0.0	Mgs 42.8	Mgs 1.5	Mgs 48.7	Mgs 1.9
	Sdr 0.9	Sdr 1.2	Sdr 5.1	Sdr 0.0	Sdr 2.1

Примечание к таблице 5. Sp-Lrz – ксенолит шпинелевого лерцолита, Grt-Prx – ксенолит гранат-содержащего пироксенита, BD-5093 – брекчия с мегакристаллами ильменита, апатита и ксенолитами Sp-лерцолита в базальтоидном матриксе. Другие условные обозначения см. в таблице 4.

Среди ксенолитов вулкана Угуумур карбонатные фазы обнаружены только в шпинелевых лерцолитах и гранат-содержащих пироксенитах. И в тех и других типах ксенолитов развитие карбонатных фаз приурочено к зонам вторичного или метасоматического преобразования пород. В шпинелевых лерцолитах (Sp-Lrz) карбонатные фазы представлены исключительно кальцитом и обнаружены в ассоциации с подвергнутыми разрушению оливинами (Fo₈₉₋₈₈). Преобразованные оливины лерцолитов имеют реакционные неоднородные каймы и зоны с тонкими прожилками магнетитов, состав которых имеет характерные примеси Si и Ca. В таких оливинах кальциты наблюдаются в виде изометричных выделений размером до 100-250 мкм (в соответствии с рисунком 29 и таблицей 5). Отметим, что в гранат-содержащих перидотитовых включениях карбонатные фазы не обнаружены.

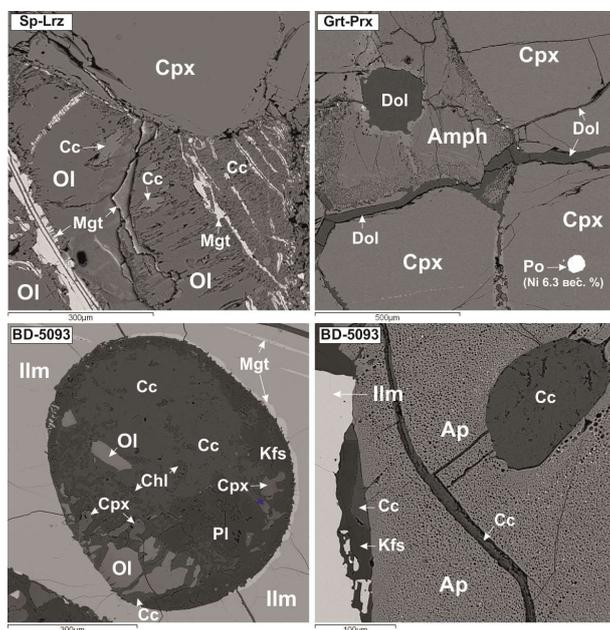


Рисунок 29 – Карбонатные фазы в ксенолитах шпинелевых лерцолитов (Sp-Lrz), гранат-содержащих пироксенитов (Grt-Prx) и в магматических брекчиях с мегакристаллами ильменита и апатита (BD-5093) вулкана Угуумур

Условные обозначения. Kfs – K-Na полевые шпаты, Amph – амфибол, Po – пирротин. Изображение в BSE. Другие условные обозначения см. на рисунках 27, 28.

В ксенолитах гранат-содержащих пироксенитов (Grt-Prx) карбонатные фазы представлены доломитом, кальцитовые фазы не обнаружены. Выделения доломита находятся в ассоциации с новообразованными фазами амфибола паргаситового и гастингситового состава и представлены в амфиболах округлыми включениями размером до 250 мкм. Кроме того, доломит образует тонкие прожилки по трещинам деструкции, а также на границах и между зернами Ca- и Fe-Mg пироксенов.

Карбонатные фазы кальцитового состава установлены в уникальных по своему составу магматических брекчиях вулкана Угуумур. Брекчии содержат обломки мегакристаллов ильменита, апатита и фрагменты лерцолитов в магматической цементирующей массе (в соответствии с рисунками 29, 30 и таблицей 5).



Рисунок 30 – Магматическая брекчия вулкана Угуумур с мегакристаллами ильменита, апатита и ксенолитами лерцолитов

Кальцит и силикатно-карбонатные фазы содержатся в брекчиях как в виде изоморфных интерстиционных выделений в магматическом матриксе, так и в виде округлых включений в мегакристаллах ильменита и апатита. Кроме того, наблюдается большое количество прожилкового карбоната в трещинах кристаллов.

Повсеместное нахождение карбонатного вещества в породах и ксенолитах изученных вулканических центров Тэсийнгольского ареала свидетельствует о протекании в мантии процессов преобразования литосферы под воздействием карбонатного флюида и его участие как в процессах магмогенеза, так и в процессах эволюции щелочно-базальтовых магм этой внутриплитной геодинамической обстановки.

ВЫВОДЫ

1. Как показали новые геохронологические данные, развитие щелочно-базальтового вулканизма на северо-западном фланге Дархатской впадины происходило на двух разобщенных во времени этапах. Это позднеолигоценый и позднемиоцен-раннеплиоценовый этапы, разделенные между собой временным интервалом протяженностью ~20 млн. лет, в течение которого вулканическая активность практически не проявлялась. Формирование трахиандезибазальтовых расплавов на инициальном позднеолигоценном этапе могло происходить на предрифтовой стадии развития территории с вовлечением в область магмообразования вещества метасоматизированной мантии с участием Grt-содержащего пироксенитового или эклогитового компонента. Развитие

вулканических процессов на этом этапе могло быть связано с подъемом вещества из астеносферной мантии. С началом рифтогенной стадии развития Дархатской структуры вулканическая активность возобновляется. Это заключительный этап связан с проявлениями вначале гавайитовых, а затем с возрастанием степени плавления и трахибазальтовых магм, образованных в результате декомпрессионного плавления перидотитов в области слабо метасоматизированной литосферной мантии.

2. Новым в истории датирования продуктов кайнозойской вулканической деятельности как в Северной Монголии в целом, так и Тэсийнгольского ареала в частности, является определение возраста формирования мегакристаллов. Установлено, что возраст формирования мегакристаллов санидина 15.15 и 15.13 млн. лет. заметно более «древний» в сравнении с лавами трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (12.53 млн. лет).

3. В породах всех изученных позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии установлены карбонатные фазы. Они содержатся в виде включений в оливинах, как главной субликвидусной фазы кристаллизующихся щелочно-базальтовых магм, в виде интерстиционных выделений в основной массе пород, в составе перидотитовых и пироксенитовых мантийных ксенолитов, в базальтоидных брекчиях, а также в виде налетов на поверхностях пород и ксенолитов. Предполагается, что происхождение щелочно-базальтовых магм связано с участием в магмообразовании вещества карбонатизированной мантии. Геодинамическая природа вулканических процессов может быть определена здесь подъемом вещества из области переходной зоны мантии.

Раздел 9 Генетическая природа и источники вещества пород серогнейсового фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (на примере серых гнейсов Гарганской глыбы, Восточный Саян)

Изучение серых гнейсов, слагающих фундаменты древних кратонов, имеет важное значение для расшифровки истории Земли на ранних этапах ее эволюции. В состав серых гнейсов включают амфиболиты, породы тоналит-трондjemитовой ассоциации (ТТГ), калиевые гранитоиды, иногда метаосадочные породы.

Большинство исследователей рассматривает серые гнейсы в качестве производных мантийных и коровых магм, что, теоретически, позволяет отслеживать составы континентальной коры и мантии земли на данный промежуток времени.

Объектом исследования были амфиболиты (амфиболовое габбро), породы ТТГ ассоциации, калиевые гранитоиды Гарганской глыбы. Учитывая то, что современные генетические модели используют в качестве оценки состава магм составы магматических пород, необходимо было показать, что составы амфиболитов, ТТГ и калиевых гранитоидов соответствуют первично-магматическим. Это было одним из наиболее важных этапов работы.

Изученные породы подверглись метаморфизму амфиболитовой фации, в ряде случаев, претерпели частичное плавление, вызвавшее трансформацию исходной геохимической характеристики (в соответствии с рисунком 31). Степень преобразования сильно варьирует от пород с магматическими структурами (пятнистые метатектиты, закрытая система, неосомы менее 5%) до сильно мигматизированных пород (диатектиты, открытая система, неосома более 50%).

Было показано, что часть серых гнейсов сохранила первичные геохимические и изотопные характеристики и может быть использована для генетических реконструкций. Амфиболовое габбро состоит из резко зонального плагиоклаза (битовнит-андезин) и амфибола (магнезиальная роговая обманка). По своим геохимическим характеристикам соответствует высокониобиевым базальтам (NEB).

Породы ТТГ представлены амфибол-биотитовыми тоналитами и биотитовыми трондjemитами. По своей геохимической характеристике они соответствуют среднебарическим ТТГ (MP). Изотопная характеристика ТТГ и габбро (Sm/Nd и Rb/Sr системы) позволяет говорить, что они образовались из одновозрастного мантийного источника (в соответствии с рисунком 32).

Учитывая присутствие базитов NEB (продукт плавления пород мантийного клина метасоматизированного производными слэбовых магм), мы можем использовать слэбовую

модель для объяснения образования магм ТТГ ассоциации. В этом случае, источниками вещества являются океаническая литосфера и породы мантийного клина.

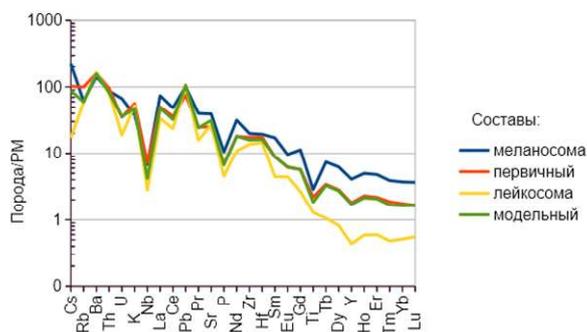


Рисунок 31 – Вариации геохимических характеристик пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы при частичном плавлении

Условные обозначения. Меланосома — состав обогащенный темноцветными минералами (рестит, удаление расплава). Первичный — состав тоналита с магматическими структурами и минимальными следами изменений. Лейкосома — состав обогащенный лейкократовыми минералами (обогащение расплавом). Модельный — геохимический спектр получен с использованием уравнения баланса масс $0,5 \cdot \text{рестит} + 0,5 \cdot \text{расплав}$.

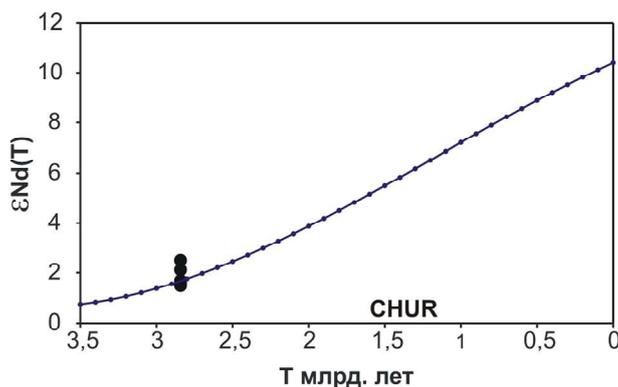


Рисунок 32 – Диаграмма $\epsilon\text{Nd}(T) - T$

Условные обозначения. Сплошная линия – эмпирическая линия эволюции верхней мантии рассчитанная с шагом 100 млн. лет по уравнению $\epsilon\text{Nd}(T) = 0.164T^3 - 0.566T^2 - 2.79T + 10.4$. Точками даны составы ТТГ и габбро. CHUR – однородный хондритовый резервуар.

ВЫВОДЫ

Изученные породы ТТГ ассоциации, калиевые гранитоиды Гарганской глыбы подверглись метаморфизму амфиболитовой фации, в ряде случаев, претерпели частичное плавление, вызвавшее трансформацию исходной геохимической характеристики. Породы ТТГ представлены амфибол-биотитовыми тоналитами и биотитовыми трондъемитами. По своей геохимической характеристике они соответствуют среднебарическим ТТГ (MP).

Изотопная характеристика ТТГ и габбро (Sm/Nd и Rb/Sr системы) позволяет говорить, что они образовались из одновозрастного мантийного источника. Учитывая присутствие базитов NEB (продукт плавления пород мантийного клина метасоматизированного производными слэбовых магм), мы можем использовать слэбовую модель для объяснения образования магм ТТГ ассоциации. В этом случае, источниками вещества являются океаническая литосфера и породы мантийного клина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

Установлено, что коллизионный гранитоидный магматизм в Ольхонском регионе Прибайкалья развивался в возрастном интервале 500-460 млн. лет с образованием автохтонных мигматит-гранитных комплексов, а также многофазных массивов, внедрившихся в верхние горизонты континентальной коры. Раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона имеют коровое происхождение и унаследовали свой состав от вмещающих сланцево-гнейсовых толщ.

Показано, что в Ольхонском регионе Прибайкалья развиты редкометалльные граниты и пегматиты, которые относятся к различным минералого-геохимическим типам. Эти граниты и пегматиты имеют среднепалеозойский возраст 390 ± 5 млн. лет (U-Pb метод датирования цирконов), они не связаны с формированием коллизионного каледонского шаранурского комплекса и являются постколлизионными.

Установлено, что продукты субщелочной гранитизации и зоны последующего магнезиального метасоматоза в Кутимском блоке Чуйской глыбы в Присяянье относятся к типу приразломных метасоматитов. Они характеризуются рядом черт, присущих только этим образованиям: приуроченностью к зонам глубинных разломов в краевых частях платформ, протерозойским возрастом проявлений щелочного метасоматоза и сопряженностью с ними крупных месторождений редких металлов. В структуре Чуйской глыбы ярко проявился этап эволюции растворов с замещением вдоль зон рассланцевания субщелочных мигматитов чуйской серии магнезиальными метасоматитами.

Получены новые данные о составе и изотопных характеристиках интрузивных пород раннепалеозойской габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнольского комплекса), предшествовавшей образованию Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов (ЮСП) и прослеженной на всем его протяжении (более 200 км). По характеру распределения редких элементов габброиды из данной ассоциации сопоставимы с «примитивными» островодужными базальтами, а гранитоиды – с гранитами I-типа, унаследовавшими свои геохимические особенности от источников субдукционного происхождения. Величины $\epsilon Nd(T) = (-0.4) - (+2.6)$ и позднерифейские значения модельного возраста $T(DM-2) = 1041 - 1266$

млн. лет говорят о преобладании в их источнике позднерифейской ювенильной коры, представленной в фундаменте ТММ породами офиолитовых и островодужных комплексов.

Проведено сравнение гранитоидов разных ассоциаций крупного Церигийгольско-Бурчинского рудно-магматического узла Южно-Сангиленского пегматитового пояса, которое показало, что в плагиогранитоидах I-типа, в соответствии с их химическим составом, набор аксессуарных минералов более ограничен с преобладанием минералов кальция, железа и титана. В умеренно щелочных высококалийевых гранитах А-типа, по сравнению с плагиогранитами I-типа, аксессуарных минералов значительно больше и среди них значительную долю составляют минералы, обогащенные РЗЭ, Th, Nb, Li. По мере снижения меланократовости гранитов главных фаз трех изученных массивов и в ряду последовательных интрузивных фаз аксессуарные минералы раннемагматической стадии закономерно «вытесняются» аксессуарными минералами позднемагматической стадии.

Для пород раннедокембрийских метаморфических комплексов Сибирского кратона, фанерозойских подвижных поясов в его обрамлении и Бадахшанского массива Памира по соотношениям SiO_2 к Na_2O и K_2O отмечается близкая картина (симбатность) распределения составов пород, отражающая их формирование в близких геодинамических син- и постколлизийных обстановках. Формирование фанерозойско-альпийского музкольского комплекса Восточного Памира, приуроченного к Бадахшанскому массиву, происходило при существенном влиянии мантийных источников и процессов внутриплитной активизации.

Впервые получены доказательства низкобарического инконгруэнтного плавления кальцита и силикатных минералов в породах пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия). При метаморфизме осадочной толщи, вызванном природными угольными пожарами, в мергелистом известняке кристаллизовалась минеральная ассоциация мелилита (геленита) и Al-клинопироксена. При давлении $\text{CO}_2 > 40$ бар и $T > 1250^\circ\text{C}$ формировались карбонатный (кальцитовый) расплав и мафический расплав, исходный для мелилит-нефелиновых паралав.

Исследованы цирконы из эклогита участка Кумды-Коль Кокчетавского массива (Казахстан). Они представлены исключительно новообразованными зернами, имеющими возраст от соответствующего пиковым условия до возраста эксгумации на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и пост-орогенного коллапса. Наиболее значимая популяция циркона имеет конкордантный возраст в 508.1 ± 4.4 млн. лет, что соответствует эксгумации эклогит-содержащего ультра-высокобарического домена на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и, таким образом, может указывать на индивидуальную историю эксгумации отдельных сегментов алмазсодержащего УНР домена. Полученные изотопные характеристики Hf в цирконе ($\epsilon\text{Hf}(t) +1.5$ — $+7.8$, модельный возраст 1.02-0.79

млрд. лет) близки к валовым характеристикам «необедненных» эцлогитов участка Кумды-Коль и указывают на относительную инертность высокозарядных элементов при частичном плавлении пород на пике метаморфизма и формирование новообразованных цирконов преимущественно из «внутреннего» источника при перекристаллизации или растворении-переотложении фаз-концентраторов Zr. Возрастные характеристики цирконов в совокупности с геохимическими особенностями подтверждают, что преимущественный рост/модификация метаморфогенного циркона происходил в обедненном Th и легкими РЗЭ эцлогитовом субстрате, который испытал частичное плавление с растворением монацита наиболее вероятно на нижнекоровых уровнях с последующей ретроградной регидратацией.

Получены новые геохронологические данные, которые свидетельствуют о том, что в рамках традиционно выделяемого палеозойского олёкминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья присутствует значительный объем гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой самостоятельный магматический эпизод в становлении Монголо-Охотского орогенного пояса, связанный с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы сутурной зоны. Эти гранитоиды должны быть выделены в самостоятельный интрузивный комплекс. Индивидуальность этого магматического комплекса подтверждается Sm-Nd изотопными данными, указывающими на менее радиогенный источник по сравнению с коллизионными гранитоидами Монголо-Охотского орогенного пояса.

Исследования позднекайнозойского вулканизма в Прибайкалье и Монголии выполнено в 2021 году на примере Дархатской котловины и Тэсийнгольского вулканического ареала. Как показали новые геохронологические данные, развитие щелочно-базальтового вулканизма на северо-западном фланге Дархатской впадины происходило на двух разобщенных во времени этапах. Это позднеолигоценовый и позднемиоцен-раннеплиоценовый этапы, разделенные между собой интервалом протяженностью ~20 млн. лет, в течение которого вулканическая активность практически не проявлялась. Формирование трахиандезибазальтовых расплавов на инициальном позднеолигоценовом этапе могло происходить на предрифтовой стадии развития территории с вовлечением в область магмообразования вещества метасоматизированной мантии с участием Grt-содержащего пироксенитового или эцлогитового компонента. Развитие вулканических процессов на этом этапе могло быть связано с подъемом вещества из астеносферной мантии. С началом рифтогенной стадии развития Дархатской структуры вулканическая активность возобновляется. Это заключительный этап связан с проявлениями вначале гавайитовых, а затем с возрастанием степени плавления и трахибазальтовых магм, образованных в

результате декомпрессионного плавления перидотитов в области слабо метасоматизированной литосферной мантии.

Новым в истории датирования продуктов кайнозойской вулканической деятельности как в Северной Монголии в целом, так и Тэсийнгольского ареала в частности, является определение возраста формирования мегакристаллов. Установлено, что возраст формирования мегакристаллов санидина составляет 15.15 и 15.13 млн. лет и заметно более «древний» в сравнении с выносящими их лавами трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (12.53 млн. лет).

В породах всех изученных позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии установлены карбонатные фазы. Они содержатся в виде включений в оливинах, как главной субликвидусной фазы кристаллизующихся щелочно-базальтовых магм, в виде интерстиционных выделений в основной массе пород, в составе перидотитовых и пироксенитовых мантийных ксенолитов, в базальтоидных брекчиях, а также в виде налетов на поверхностях пород и ксенолитов. Предполагается, что происхождение щелочно-базальтовых магм связано с участием в магмообразовании вещества карбонатизированной мантии. Геодинамическая природа вулканических процессов может быть определена здесь подъемом вещества из области переходной зоны мантии.

Показано, что породы ТТГ ассоциации и калиевые гранитоиды Гарганской глыбы Восточного Саяна подверглись метаморфизму амфиболитовой фации и в ряде случаев, претерпели частичное плавление, вызвавшее трансформацию исходной геохимической характеристики. Породы ТТГ представлены амфибол-биотитовыми тоналитами и биотитовыми трондjemитами. По своей геохимической характеристике они соответствуют среднебарическим ТТГ (MP). Изотопная характеристика ТТГ и габбро (Sm/Nd и Rb/Sr системы) позволяет говорить, что они образовались из одновозрастного мантийного источника. Учитывая присутствие высокониобиевых базитов (продукт плавления пород мантийного клина метасоматизированного производными слэбовых магм), мы можем использовать слэбовую модель для объяснения образования магм ТТГ ассоциации. В этом случае, источниками вещества являются океаническая литосфера и породы мантийного клина.

Следует заключить, что государственное задание по проекту в 2021 году выполнено в полном объеме. В результате исследований по теме проекта в 2021 году опубликовано 16 статей в журналах из списка WOS и Scopus, из них 6 статей WOS квартиля Q1, 1 путеводитель научной геологической экскурсии, представлено 25 докладов на всероссийских и международных научных конференциях в очном и онлайн форматах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Академич. Изд-во «Гео». – 2018. – 248 с.
2. Rudnick, R.L. Composition of the Continental Crust / R.L. Rudnick, S. Gao // In Holland, H.D. & Turekian, K.K. (eds.): Treatise on Geochemistry. The Crust. – Elsevier-Pergamon. – Oxford, 2003. – Vol. 3. – P. 1–64.
3. McDonough W.E., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol – 1995. Vol. 120. – P. 223–253.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. В.В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология – 2003. – Т.11, N 6. – С. 556-586.
5. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes – 1996. – Vol. 19, No 4. – P. 120-125.
6. Коваленко, В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: Изд-во Наука. – 1977. – 206 с.
7. Antipin V.S., Gerel O., Perepelov A.P., Odgerel D., Zolboo T. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // Journal of Geosciences – 2016. – Vol. 61, No 1. – P. 105-125.
8. Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии Наук – 2019. – Т.485, N 3. – С. 74-79.
9. Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В.. Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // Петрология – 2021. – Т. 29, N 1. – С. 64-89.
10. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология – 1999. – Т. 7, N 4. – С. 401-429.
11. Cuney, M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geoscience Frontiers – 2014. – V. 5. – P. 729-745.
12. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. – Новосибирск: Изд-во Наука. – 1975. – 342 с.

13. Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Изд-во Наука. – 1981. – 199 с.
14. Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Д.В. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Докембрийская геология и геоморфология Сибирской платформы и прилегающих областей – Л.: Наука. – 1990. – С 170-183.
15. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические U-Pb) и изотопные(Pb-Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма СБВПП // Петрология – 1998. – Т.6, N 2. – С. 139-164.
16. Мануйлова М.М., Васьковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья – М.–Л.: Изд-во Наука. – 1964. – 226 с.
17. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. – Изд-во Недр. – 1979. – 296 с.
18. Рудник В.А., Ультраметаморфизм его положение в истории геосинклинально-складчатых систем // ЗапВМО. – 1973. – Ч. 102, Вып. 6. – С.740-744.
19. Собаченко В.Н., Формационные типы приразломных метасоматитов и их геохимические особенност // ДАН СССР. – 1989. – Т. 307, – N 4. – С.971-975.
20. Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-т. – 2005. – 184 с.
21. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11, – N 5. – С. 491-511.
22. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, N 2. – С. 82-88.
23. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42. – P. 2033-2048.
24. Whalen J.B. Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites. Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – Vol. 95. – P. 407-419.

25. Kerrich R., Wyman D.A. Review of development in trace-element fingerprinting of geodynamic setting and their implication for mineral exploration // Australian J. Earth Sci. – 1997. – Vol. 44. – P. 465-487.
26. Wilson, M. Igneous petrogenesis: a global approach. London: Unwin Hyman Dostal. – 1989. – 466 P.
27. Chappel B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Soc. Edinburgh Earth Sci. – 1992. – Vol. 83. – P. 1-26.
28. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т. 12, N 2. – С. 261-286.
29. Rickwood, P.C. Boundary Lines within Petrologic Diagrams Which Use Oxides of Major and Minor Elements // Lithos – 1989. – Vol. 22. – P. 247-263.
30. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – Vol. 42. – P. 313-345.
31. Забелина, И.Ю. Кулаков, М.М. Буслов Выявление глубинных механизмов горообразования киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмичной томографии // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 7. – С. 906-920.
32. Руженцев С.В. Памир. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. / Ред. Пушаровский Ю.М., Трифонов В.Г./ – М.: Наука. – 1990. – С. 214–225.
33. Сигачев С.П. Структуры тектонического скупивания на Центральном Памире и механизм их образования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии / Ред. Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. / М.: Изд-во Наука. – 1990. – С. 123–218.
34. Школьник и др., 2016), Школьник С. И., Станевич А. М., Резницкий Л. З., Савельева Е.Б. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U-Pb La-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2016. – V. 24, N 1. – С. 23–43.
35. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережков Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 4. – С. 227–239.

36. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р., Станевич А.М. Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 856–873.
37. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Акад. Изд. «Гео». – 2006. – 343 с.
38. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит–мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, N 11. – С. 1689-1704.
39. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира // Душанбе: Изд-во Дониш. – 1983. – 275 с.
40. Vas M.J.L., Maitre R.W.L., Streckeisen A., Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // J. Petrol. – 1986. – Vol. 27, Iss. 3. – P. 745–750.
41. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. и др. Култукский вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Geodynamics & Tectonophysics. – 2013. – Т. 4, N 2. – С. 135–168.
42. Агеева Л.И., Клименко Г.В., Шаблыкина М.Д. Датирование довендских (?) метаморфических образований Памира // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Фрунзе: Илим. – 1989. – С. 65-66.
43. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Изд-во Дониш. – 1981. – 283 с.
44. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссара-Алая. Душанбе: Изд-во Дониш. – 1978. – 343 с.
45. Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс Центрального Памира. Л.: Из-во ЛГУ. – 1970. – 128 с.
46. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Л.: Изд-во Наука. – 1981. – 304 с.
47. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира // Душанбе: Изд-во Дониш, 1983. – 275 с.
48. Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленые породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная

Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. – 2020. – Т. 28, N 5. – С. 482–510.

49. Савина Е.А., Перетьяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Процессы низкобарического плавления кальцита и образования мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфических комплексах Монголии. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Т. 3. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – С. 34–36.

50. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250 °C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralava in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2021. – Vol. 176, No 38. – P. 1–28.

51. Baker E.H. Calcium oxide-carbon dioxide system in the pressure range 1–300 atmospheres // *J. Chem. Soc.* – 1962. – P. 464–470.

52. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Экспериментальное исследование механизмов плавления кальцита и доломита при высоких давлениях флюида // Вестник Отделения наук о Земле РАН. – 2004. – № 1, No 22. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2004/informbul-1_2004/term-5e.pdf

53. Durand C., Baumgartner L.P., Marquer D. Low melting temperature for calcite at 1000 bars on the join $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ – some geological implications // *Terra Nova.* – 2015. – Vol. 27. – P. 364–369.

54. Ivanov B.A., Deutsch A. 2002. The phase diagram of CaCO_3 in relation to shock compression and decomposition // *Phys. Earth. Planet. Inter.* – 2002. – Vol. 129. – P. 131–143.

55. Chevychelov V.Y., Kotelnikov A.R., Peretyazhko I.S., Viryus A.A., Suk N.I., Savina E.A. Low-pressure high-temperature melting of marly limestone from the pyrometamorphic complex of Mongolia (first results) // *Experiment in GeoScience.* – 2021. – Vol. 27, No 1. – P. 129–131.

56. Chen R.-X., Zheng Y.-F. Metamorphic zirconology of continental subduction zones // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2017. – Vol. 145. – P. 149–176.

57. Liu F.L., Liou J.G. Zircon as the best mineral for P–T–time history of UHP metamorphism: a review on mineral inclusions and U–Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie–Sulu UHP rocks // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2011. – Vol. 40. – P. 1–39.

58. Kohn M.J., Corrie S.L., Markley C. The fall and rise of metamorphic zircon // *American Mineralogist.* – 2015. – Vol. 100(4). – P. 897–908.

59. Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature.* – 1990. – Vol. 343. – P. 742–746.

60. Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*. – 1991. – Vol. 19, No 7. – P. 710–713.
61. Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? // *Lithos*. – 2003. – Vol. 70. – P. 61–75.
62. Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2001. – Vol. 141. – P. 66–82.
63. Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – Vol. 137, No 3. – P. 185–205.
64. Troesch M., Jagoutz E. Mica cooling ages of diamond-bearing gneiss from the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Terra Abstracts EGU 7*. – 1993. – P. 396.
65. Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2001. – Vol. 141. – P. 66–82.
66. Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – Vol. 188. – P. 185–198.
67. Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*. – 2009. – Vol. 109. – P. 274–284.
68. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – Vol. 151. – P. 413.
69. Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2007. – Vol. 154. – P. 429–437.
70. Парфенов Л. М., Попеко Л. И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники МонголоОхотского орогенного пояса // *Тихоокеанская геология*. – 1999. – № 5. – С. 24–43.
71. Парфенов Л.П., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Булгатов А.Н., Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. – 2003. – N 6. – С. 7-41.

72. Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Возраст и границы олекминского магматического комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2018. – Т. 483, N 1. – С. 64-69.
73. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000 / Чита, 1997. – 239 с.
74. Казимировский М. Э. Геохимия палеозойского гранитоидного магматизма Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, N 3. – С. 347–362.
75. Казимировский М. Э., Сандимирова Г. П., Банковская Э. В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика. – 2002. – Т. 43, N 11. – С. 973–989.
76. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и тектоническое положение // ДАН. – 2015. – Т. 464, N 2. – С. 194-198.
77. Геологическая карта Читинской области масштаба 1:1000000 / ред. И.Г. Рутштейн, В.В. Старченко. / Мингео РСФСР – М., 1976. – 1 лист.
78. Геологическая карта Читинской области масштаба 1:500 000 / ред. И.Г. Рутштейн / Чита: Читагеология, 1992. – 1 лист.
79. Skuzovатов S., Shatsky V., Wang K.-L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // Lithos. – 2019. – Vol. 342–343. – P. 76– 96.
80. Zeng G., Chen L.-H., Xu X.-S., Jiang S.-Y., Hofmann A.W. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China // Chemical Geology. – 2010. – Vol. 273, Iss. 1–2. – P. 35-45.
81. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., Жгилев А.П., Пузанков М.Ю. Новые данные о составе пород и возрасте Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Т. 3. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – С. 201-203.
82. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Травин А.В., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю., Канакин С.В. Два этапа кайнозойского щелочно-

базальтового вулканизма Дархатской впадины (Северная Монголия) - геохронология, геохимия и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2022 (в печати).

83. Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Pokrovskii B.G. Magmatism and Geodynamics of the Southern Baikal Volcanic Region (Mantle Hot Spot): Results of Geochronological, Geochemical, and Isotopic (Sr, Nd, and O) Investigations // Petrology. – 2003. – Vol. 11, No 1. – P. 1–30.

84. Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhgilev A. Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // Minerals. – 2020. – Vol. 10, No 7. Article No 612.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Список основных публикаций по результатам проекта

Статьи

1. Антипин В.С., Куц Л.В., Одгэрэл Д., Белозерова О.Ю. Раннемезозойские редкометалльные граниты и метасоматиты Монголии: минералого-геохимические особенности и связь с ними рудной минерализации (массив Бага-Газрын) // Геология и геофизика. – 2021. – N 9. – С. 1294-1308.
2. Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Реликты фторидно-кальциевого (флюоритового) и солевых расплавов в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332, No 5. – С. 201–214.
3. Ефремов С.В., Травин А.В. Изотопный возраст и палеогеодинамическая позиция ультракалиевого магматизма Центральной Чукотки // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т. 12, N 1. – С. 76-83.
4. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т.12, N 2. – С. 261-286.
5. Макрыгина В.А. Специфика каледонских коллизионных событий в Ольхонском регионе Прибайкалья // Геология и геофизика. – 2021. – N. 4. – С. 483-497.
6. Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Скузоватов С.Ю., Козьменко О.А., Ягоутц Э. Изотопно-геохимические свидетельства природы протолитов алмазоносных пород Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62, N 5. – С. 678-689.
7. Chevychelov V.Y., Kotelnikov A.R., Peretyazhko I.S., Viryus A.A., Suk N.I., Savina E.A. Low-pressure high-temperature melting of marly limestone from the pyrometamorphic complex of Mongolia (first results) // Experiment in GeoScience. – 2021. – V. 27, No 1. – P. 129–131.
8. Jin T., Wang Q., Shatsky V., Liao Y. Water Content and Deformation of the Lower Crust beneath the Siberian Craton: Evidence from Granulite Xenoliths // Journal of geology. – 2021. – V. 129, No 5. – С. 475–498.
9. Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S.Y., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist

sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research*. – 2021. – V. 354: 106040.

10. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250 °C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralava in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2021. – V. 176, No 38. – P. 1–28.

11. Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal rift system, Southern Siberia // *Minerals*. – 2021. – V. 11. – Article No 487.

12. Skoblenko A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Y., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research*. – 2021. DOI: 10.1016/j.gr.2021.09.003 (Article In Press).

13. Skuzovatov S.Yu. Nature and (in-)coherent metamorphic evolution of subducted continental crust in the Neoproterozoic accretionary collage of SW Mongolia // *Geoscience Frontiers*. – 2021). – V. 12, No 3. 101097. DOI: 10.1016/j.gsf.2020.10.004.

14. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang K.-L. Ubiquitous post-peak zircon in an eclogite from the kumdy-kol, kokchetav uhp-hp massif (Kazakhstan): Significance of exhumation-related zircon growth and modification in continental-subduction settings // *Island Arc*. – 2021. V. 30, No 1. P. 1-19.

15. Skuzovatov S.Y., Shatsky V.S., Wang Q., Ragozin A.L., Kostrovitsky S.I. Multiple tectonomagmatic reactivation of the unexposed basement in the northern Siberian craton: from Paleoproterozoic orogeny to Phanerozoic kimberlite magmatism // *International Geology Review*. – 2021. DOI: 10.1080/00206814.2021.1916784.

16. Skuzovatov S., Wang K.-L., Smelov A.P. Tracing the origin of zircon megacrysts in Triassic sediments of northeastern Siberian craton with implications to diamond paucity of craton-edge subcontinental lithospheric mantle // *Lithos*. – 2021. V. 400-401. 106376. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106376.

Тезисы и материалы докладов

1. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., Жгилев А.П., Пузанков М.Ю. Новые данные о составе пород и возрасте Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии. Материалы XIII

Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Т. 3. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – С. 201-203.

2. Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д. Контрастные минеральные парагенезисы пантеллеритов Цагаан-Уульского дайкового пояса (Северная Монголия). Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Т. 3. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – С. 252-254.

3. Антипин В.С., Одгэрэл Д., Гэрэл О., Перепелов А.Б., Куц Л.В., Шептякова Н.В. Петрогенетические и минералого–геохимические особенности редкометалльных литий–фтористых гранитов в разновозрастных ареалах магматизма Центральной Азии (Прибайкалье, Забайкалье, Монголия) Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Т. 1. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – С. 36-39.

4. Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Горнова М.А., Перетяжко И.С., Скузоватов С.Ю. Направления и результаты совместных российско-монгольских геолого-геохимических исследований ИГХ СО РАН за последние 15 лет // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). (06–13 сентября 2021 г., г. Иркутск). – 2021. – Т.2. – С. 204-206.

5. Пузанков М.Ю., Базанова Л.И., Дирксен О.В., Перепелов А.Б., Москалева С.В., Карташева Е.В. Гибридные лавы Жупановской группы вулканов (Камчатка) // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). (06–13 сентября 2021 г., г. Иркутск). – 2021. – Т.2. – С. 248-250.

6. Гладкочуб Д.П., Перепелов А.Б. Научное сотрудничество Иркутских институтов СО РАН и Академии наук Монголии в области наук о земле // Сборник научных статей конференции «Россия и Монголия в XX-XXI вв. К 100-летию Монгольской революции» (Улан-Удэ, Кяхта, 09–10 сентября 2021 года). – 2021. Новосибирск. – С. 62-63.

7. В.А., Макрыгина Магнезиальные метасоматиты Кутимского блока Чуйской глыбы и их связь с протерозойской субщелочной гранитизацией (Ntrcn)/ А.Ф. Ремизова // Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск). – 2021.– Т. 2. – С.127-129.

8. В.С. Антипин, Д. Одгэрэл, О.Гэрэл, А.Б.Перепелов, Л.В. Куц, Н.В. Шептякова Петрогенетические и минералого-геохимические особенности редкометалльных литий–фтористых гранитов в разновозрастных ареалах магматизма Центральной Азии (Прибайкалье, Забайкалье, Монголия) // Материалы XIII Всесоюзного петрографического

совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск). – 2021. – Т. 1. – С. 36-39.

9. Gerel O., Odgerel D., Antipin V.S., Perepelov A.B. Mesozoic Rare Metal Magmatism of the Mongol-Okhotsk Belt // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск).* – 2021. – Т. 3. – С. 267- 269.

10. Шептякова Н.В., Шарова А.С. Граниты и редкометалльные пегматиты Ольхонского региона: возраст, геохимические особенности и генезис // *Современные проблемы геохимии - 2021: Материалы конференции молодых ученых (Иркутск, 14 - 17 сентября 2021 г.).* – 2021. – С. 33-35.

11. Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куц Л.В. Геохимические особенности редкометалльных пегматитов Ольхонского региона. Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике // *Материалы VI Всероссийской молодежной научной конференции, посвященной памяти академика Н.Л. Добрецова (23–27 августа 2021 г., Улан-Удэ – Горячинск) / Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования Бурятский государственный университет.* – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2021. С. 138-140. DOI 10.31554/978-5-7925-0604-6-2021-138-140.

12. Bermanec, V. Pegmatite occurrences in Moslavačka gora, Northern Croatia [Текст] / M. Bermanec, S. Mikulčić Pavlaković, L. Kuznetsova, V. Zagorsky // *TUR2021 3rd International conference on tourmaline: Elba Island. – Italy. – 2021 September 9-11. – NATURA. – 2021. – V. 111. – № 1. - P. 11-12.*

13. Кузнецова Л.Г. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе раннепалеозойской высокомагнезиальной габбро-гранитоидной ассоциации Ю-В Сангилен (Тува) по геохимическим и изотопным данным // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск).* – 2021. – Т. 2. – С. 64-67.

14. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Юдин Д.С., Пуляева И.А. Метасоматоз перидотитов океанической литосферы под гайотом Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск).* – 2021. – Т. 2. – С. 206–209.

15. Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Процессы низкobarического плавления кальцита и образования мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфических комплексах Монголии // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск).* – 2021. – Т. 3. – С. 34–36.

16. Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Вязкость онгонитового расплава по данным изучения расплавных включений // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск)*. – 2021. – Т. 1. – С. 182–185.
17. Ефремов С.В. Влияние процессов метаморфизма на геохимические и изотопные характеристики пород тоналит-трондjemит-гранодиоритовых ассоциаций // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск)*. – 2021. – Т. 1. – С.201-204.
18. Ефремов С.В. Горячев Н.А., Будяк А.Е., Блинов А.В. Генетические реконструкции по результатам площадных геохимических съемок при изучении рудно-магматических систем // *Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»*. – 2021. Вып. 19. – С. 83-86.
19. Левицкий В.И., Левицкий И.В. Новый генетический тип мантийной минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями в Бобруйском погребенном выступе Белорусского массива Восточно-Европейского кратона // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск)*. – 2021. – Т. 2. – С. 96-103.
20. 2. Левицкий И.В., Левицкий В.И. Вещественные и возрастные корреляции раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических и магматических комплексов Сибирского кратона и фенноскандинавского щитов // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск)*. – 2021. – Т. 2. – С. 103- 107.
21. Скузоватов С.Ю., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг К.-Л., Ли Х.-Я. Изотопный состав Hf цирконов из средне- и высокотемпературных эклогитов: источники и степень ремобилизации высокотоксичных элементов в субдуцируемой мафической литосфере // *Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»*. – 2021. – Вып. 19. – С. 214–216.
22. Скузоватов С.Ю., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг К.-Л. Рост и модификация метаморфогенного циркона в процессе эксгумации ультравысокобарических пород на примере эклогитов участка Кумды-Коль Кокчетавского массива (Казахстан) // *Материалы XIII Всесоюзного петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (6-13 сентября 2021 г., г. Иркутск)*. – 2021. – Т. 1. – С. 69-73.
23. Skuzovатов S.Yu., Thomsen T.B., Skublov S.G., Shatsky V.S. Rutile U-Pb geochronological record of pre-subduction history of medium-temperature orogenic eclogites

(North Muya complex, Eastern Siberia) // Goldschmidt Conference, July 4-9. –Lyon, France (online). – 2021. 10.7185/gold2021.5502.

Путеводитель экскурсий

Левицкий В.И., Левицкий И.В., Рассказов С.В., Аило Ю., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Породы юга Восточной Сибири (Путеводитель Южнобайкальской экскурсии XIII Всероссийского петрографического совещания). Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. – 101 с.