

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.4+552.3+552.4  
Рег. № АААА-А17-117041910030-7

УТВЕРЖДАЮ  
Директор ИГХ СО РАН,  
доктор геолого-минералогических наук  
\_\_\_\_\_ А.Б. Перепелов  
« \_\_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2021 г.

**ОТЧЕТ**  
**О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ**

по теме:

Геохимия, петрология и роль процессов мантийно-корового взаимодействия в  
формировании разновозрастных магматических и метаморфических комплексов  
складчатого обрамления и выступов фундамента сибирского кратона  
(заключительный)

Приоритетное направление исследований IX.129.

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

шифр пункта программы: IX.129.1.1.

шифр темы: 0350-2019-0007

Руководитель проекта, заведующий лабораторией,  
доктор геолого-минералогических наук \_\_\_\_\_ А.Б. Перепелов

Иркутск 2020

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

<b>Руководитель проекта</b> , доктор геолого-минералогических наук	_____	А.Б. Перепелов (введение, заключение)
	подпись, дата	
<b>Ответственные исполнители:</b>		
Заведующий лабораторией, доктор геолого-минералогических наук	_____	А.Б. Перепелов (раздел 7)
	подпись, дата	
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	_____	В.С. Антипин, (раздел 1)
	подпись, дата	
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	_____	В.А. Макрыгина (разделы 1, 2)
	подпись, дата	
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	_____	В.И. Левицкий (раздел 3)
	подпись, дата	
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	_____	И.С. Перетяжко (раздел 6)
	подпись, дата	
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	Л.Г. Кузнецова (раздел 4)
	подпись, дата	
Старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	_____	С.В. Ефремов (раздел 5)
	подпись, дата	
<b>Исполнители:</b>		
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	Е.А. Савина (раздел 6)
	подпись, дата	
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	И.В. Левицкий (раздел 3)
	подпись, дата	
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	Ю.Д. Щербаков (раздел 7)
	подпись, дата	
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	Л.В. Куш (разделы 1, 2)
	подпись, дата	
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	С.С. Цыпукова (раздел 7)
	подпись, дата	
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	_____	Н.В. Шептякова (раздел 1)
	подпись, дата	
<b>Нормоконтролер</b>	_____	Т.Ю. Гармышева
	подпись, дата	

## СОДЕРЖАНИЕ

### СПИСОК

ИСПОЛНИТЕЛЕЙ.....	2
РЕФЕРАТ.....	6
ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ.....	7
ВВЕДЕНИЕ.....	9
1 Петрологические и изотопно-геохимические индикаторы процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании гранитоидов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок.....	14
1.1 Итоги исследований 2017.....	14
1.2 Итоги исследований 2018г.....	15
1.3 Итоги исследований 2019г.....	17
1.4 Итоги исследований 2020г.....	19
Выводы.....	24
2 Итоги комплексного изучения геотектонического развития Ольхонского региона Прибайкалья с привлечением новых геохимических, геофизических и палеомагнитных данных.....	25
2.1 Итоги исследований 2020 г.....	25
2.1.1 Доколлизийная стадия. Терригенные породы.....	25
2.1.2 Источники сноса терригенного материала.....	27
2.1.3 Магматические комплексы.....	27
2.1.4. Соотношение покровной и сдвиговой тектоники.....	30
2.2 Итоги исследований 2017 г.....	35
2.3 Итоги исследований 2018 г.....	36
2.4 Итоги исследований 2019 г.....	37
Выводы.....	38
3 Петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение процессов метаморфизма и метасоматоза и их роли в формировании гранитоидов в раннем докембрии и фанерозое на юге Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении.....	39
3.1 Итоги исследований 2020 г.....	39

3.1.1 Архейские и палеопротерозойские комплексы Северо-Азиатского кратона и Фенно-Скандинавского щита.....	39
3.1.2 Черносланцевые толщи мезоархейского возраста.....	46
3.1.3 Бобруйский погребенный выступ Белорусского кристаллического массива.....	47
Выводы.....	47
4. Разработка и совершенствование петрогенетических моделей формирования гранитно-пегматитовых систем с месторождениями Li, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, РЗЭ, Nb, Ta, Zr.....	48
4.1 Итоги исследований 2017 .....	48
4.2 Итоги исследований 2018 г .....	48
4.3 Итоги исследований 2019 г .....	50
4.4 Итоги исследований 2020 г .....	53
Выводы.....	
.....	55
5 Изучение процессов формирования адакитовых магм в коллизионных орогенах, определение их возраста и изотопно-геохимических характеристик на примере гранитоидов Восточного Саяна и Восточного Забайкалья .....	55
5.1 Итоги исследований 2017 г .....	56
5.2 Итоги исследований 2018 г .....	58
5.3 Итоги исследований 2019 г .....	59
5.4 Итоги исследований 2020 г .....	62
Выводы.....	63
6 Определение источников вещества, условий образования и эволюции магм в обстановках континентального рифтогенеза и коллизии литосферных плит.....	65
6.1 Итоги исследований 2017 .....	65
6.2 Итоги исследований 2018 г.....	66
6.3 Итоги исследований 2019 г.....	74
6.4 Итоги исследований 2020 г .....	83

6.4.1 Гайоты Магеллановых гор.....	86
Выводы.....	89
7 Изучение роли процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных и щелочных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм в обстановках конвергенции литосферных плит и внутриплитной активизации.....	90
7.1 Итоги исследований 2017.....	90
7.2 Итоги исследований 2018.....	93
7.3 Итоги исследований 2019 г.....	94
7.4 Итоги исследований 2020 г.....	97
7.4.1 Минералогические и изотопные исследования кислых щелочных вулканических пород в Северо-Монгольском секторе Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой зоны.....	97
7.4.2 Магнезиальные андезитовые и NEB-адакитовые комплексы Камчатки.....	99
7.4.3 Минералогические и изотопно-геохимические исследования позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии. Вулканические центры Угуммур и Бодь-уул.....	108
Выводы.....	123
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	124
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....</b>	129
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ А. Список основных публикаций по результатам проекта.....</b>	146

## РЕФЕРАТ

Стр. 150., рис. 62, лит. 185, прилож. 1.

ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ, ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ, ГЕОДИНАМИКА, ПЕГМАТИТЫ, ПИРОМЕТАМОРФИЗМ, ОРУДЕНЕНИЕ.

В 2020 году завершены работы по темам проекта, получен ряд важных научных результатов.

Исследования раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (Ольхонский регион, хр. Хамар-Дабан) в южном обрамлении Сибирского кратона показали, что они близки по возрасту и составу и являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ.

Установлено, что раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона Прибайкалья являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата ольхонской серии. По результатам изучения Ольхонского региона установлено, что здесь за короткий в геологическом плане отрезок времени реализована сложная история островодужного магматизма, развития каледонской коллизии.

Установлены вещественные особенности метаморфических, магматических и метасоматических пород архейских и палеопротерозойских комплексов Северо-Азиатского кратона и Фенно-Скандинавского щита. Показано развитие в докембрийских зеленокаменных областях высококалиевых магматических серий пород.

Определены условия происхождения, состав и изотопные U-Pb, Sr-Nd характеристики магматических ассоциаций, предшествовавших образованию богатых литием редкометальных пегматитов в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе Тувино-Монгольского массива. Определение возраста этих пород позволило впервые выделить в этом регионе три импульса гранитообразования ( $517 \pm 7$ ,  $508 \pm 7$  и  $488 \pm 6$  млн лет), с последним из которых субсинхронно формирование богатых литием пегматитов ( $494 \pm 7$  млн лет).

Выполнен анализ особенностей состава и установлена последовательность формирования геохимических полей Карийской РМС Западного Забайкалья. Установлено, что эта рудно-магматическая система сформирована в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры. Главным полезным компонентом этой РМС был Mo. Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую.

На примере риолитовых расплавов установлено, что крупные скопления (месторождения) флюорита и сопутствующая рудная минерализация во многих магматических породах могли формироваться при кристаллизации флюоритового расплава. Обогащенные флюоритом риолиты образовались из эмульсии F-Ca (флюоритового) и риолитового расплавов. Кислородсодержащий флюоритовый расплав существовал до субсолидусной температуры (~700°C) риолитовой магмы. Большая дисперсия содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе объясняется ее изменениями в результате воздействия флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава.

Установлено, что мегакристаллы и магмы исследованных позднекайнозойских вулканических центров Северной Монголии имеют общие источники вещества, которые отвечают низко радиогенному составу деплетированной мантии MORB типа. Это согласуется с моделью происхождения источника в результате высокобарического преобразования океанической литосферы, субдуцированной в ходе эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

Изучена роль процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм на примере объектов Камчатки и Монголии. Завершено изучение кайнозойских вулканических ареалов и среднепермского Цагаан-уульского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов Северной Монголии.

Государственное задание по проекту в 2020 году выполнено в полном объеме. В 2020 году опубликовано 10 статей в журналах из списка WOS и Scopus, представлено 8 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн режимах. Всего за весь срок выполнения исследований по теме проекта с 2017 по 2020 год опубликованы 43 статьи, входящих в базу цитирования WOS.

## ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

P – давление

T - температура

MЗФ, МНФ – масс зависимое и масс независимое фракционирование изотопов

REE, PЗЭ – редкоземельные элементы

LREE, HREE – легкие и тяжелые редкоземельные элементы

Bt – биотит

Pl – плагиоклаз

Qtz, Qu – кварц

Grs – гроссуляр

Срх – клинопироксен

An – анортит

Ab – альбит

Or - ортоклаз

Ер – эпидот

Gl – стекло

Mll – мелилит

Spl, Sp – шпинелид

Rn – рёнит

Kur – куратит

Ap – апатит

Cls – цельзиан

Fa – фаялит

Po – пирротин

Cc, Cal – кальцит

Amph – амфибол

Orx – ортопироксен

Pgt – пижонит

Ol – оливин

Fo – фоялит

Bt – биотит

Kfs – калинатровый полевой шпат

Ilm – ильменит

TiMgt – титаномагнетит

Dol – доломит



GM – основная масса породы  
Grt - гранат  
Di – диопсид  
Jd – жадеит  
Alm – альмандин  
Pyр – пироп  
Tf – тефроит  
Wo – волластонит  
En – энстатит  
Fs – ферросилит  
Mgs – магнезит  
Sdr – сидерит  
LC, UC – нижняя (LC) и верхняя (UC) континентальная кора  
WPG – внутриплитные граниты  
syn-COLG – синколлизийные граниты  
post-COLG – постколлизийные граниты  
VAG – граниты вулканических дуг  
ORG – граниты океанических хребтов  
LA-ICP-MS – метод лазерной абляции с индуктивно связанной плазмой  
ИК-спектры – инфракрасные спектры  
CHUR – единый хондритовый изотопный резервуар  
UR – однородный изотопный резервуар  
DM – деплетированная мантия  
MORB – базальты океанических хребтов  
OIB – базальты океанических островов  
IAB – базальты островных дуг  
HAS – высококремнистые адакиты  
Mg# - коэффициент магнезиальности  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100\%$   
LILE – крупноионные литофильные элементы  
HFSE – высокозарядные элементы  
ЭПГ - элементы платиновой группы  
NEB, NEBA – обогащенные Nb базальты и андезибазальты  
LOI – потери при прокаливании  
T<sub>DM2</sub> – модельный изотопный возраст  
EMI, EMII – типы обогащенной мантии

## ВВЕДЕНИЕ

С 2017 по 2020 года проводились и выполнены исследования в соответствии со следующими поставленными в проекте задачами:

- изотопно-геохимическое изучение проявлений гранитоидного магматизма в разных структурных этажах земной коры: от глубинных синколлизонных, тесно связанных с метаморфизмом, до внутриплитных и островодужных вулкано-плутонических;

- изотопно-геохимическое обоснование условий седиментации вулканогенно-осадочных толщ Прибайкалья (Ольхонский регион). Исследование метаморфических и метасоматических пород, руд докембрийских (китойский, шарыжалгайский) и фанерозойских (сланцевый) комплексов с анализом изотопов серы;

- выявление соотношения мантийного и корового вещества в разных геодинамических обстановках формирования гранитоидных, субвулканических и эффузивных пород и связь с ними оруденения;

- установление роли процессов мантийно-корового взаимодействия в формировании магматических и метаморфических комплексов в складчатом обрамлении Сибирского кратона;

- разработка и совершенствование петрогенетических моделей формирования гранитно-пегматитовых систем с месторождениями Li, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, РЗЭ, Nb, Ta, Zr.

Итоги выполнения заявленных исследований на заключительном этапе 2020 года в целом заключаются в следующем.

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 ее конвергентных границ установлены главные закономерности их формирования, получены новые изотопно-геохимические и минералогические данные.

Установлены вещественные особенности метаморфических, магматических и метасоматических пород архейских и палеопротерозойских комплексов Северо-Азиатского кратона (массивы тоналит-гранодиорит-гранулитовых ассоциаций Китойского и Булунского блоков, Олотский и Таргазыйский зеленокаменные пояса, шарыжалгайский и китойский гранулитовые комплексы, черемшанская свита и комплексы Фенно-Скандинавского щита (Северо-Карельские зеленокаменные пояса, беломорский, кольский, лапландский, ладожский комплексы). Показано развитие в докембрийских зеленокаменных областях высококальциевых магматических серий пород, которое может быть объяснено мантийными процессами и не может быть объяснено механизмом контаминации коры.

Выявлены различия в распространении пород высококалиевой и шошонитовой серий в Северо-Азиатском и Фенно-Скандинавском кратонах, что может рассматриваться как открытие, с дальнейшими выводами о роли коровых и мантийных процессов в гранитообразовании и рудообразовании. Эти различия в будущем могут рассматриваться как критерии для геотектонических построений формирования суперконтинентов, проведения типизации континентальных блоков, при проведении металлогенетического анализа.

Геолого-петрологические и изотопно-геохимические исследования раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (Ольхонский регион, хр. Хамар-Дабан) в южном обрамлении Сибирского кратона показали, что они близки по возрасту и составу и являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ. Показано, что пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту, минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом.

Установлено, что в Хамар-Дабанской структурной зоне Прибайкалья позднепалеозойский внутриплитный магматизм представлен гранитоидами различных геохимических типов: палингенными известково-щелочными гранитоидами, монцогранитоидами, редкометалльными Li-F гранитами. Редкометалльными гранитами здесь образованы многофазные массивы (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) с площадью выхода пород около 10 км<sup>2</sup> и возрастом их формирования 311- 321 млн. лет, а также сериями среднезернистых и пегматоидных даек.

На примере разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии и Прибайкалья показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей эволюции гранитных магм. Проведено сопоставление эталонных плутонов разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии: раннемезозойского (Бага-Хэнтэй, Бага-Газрын) и позднемезозойского (Их-Наротин Хид) с целью анализа геодинамических механизмов их образования. На примере мезозойских ареалов магматизма Монголии установлено, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.

Показано, что раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона Прибайкалья (возраст 500-460 млн лет) являются синколлизийными образованиями, сформированными

из сланцево-гнейсового субстрата ольхонской серии. Пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возраст, минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизионным гранитоидным магматизмом.

По результатам изучения Ольхонского региона установлено, что за короткий в геологическом плане отрезок времени (40-25 млн лет) реализована сложная история островодужного магматизма, аккреции толщ Палеоазиатского океана, развития каледонской коллизии, перешедшей в мощный сдвиговый тектогенез, который резко нарастает к коллизионному шву. Главной причиной большинства особенностей коллизионных событий в Ольхонском регионе послужили исходно близкое положение ювенильной коры Хамардабан-Ольхонского террейна к Сибирскому кратону, субвертикальное положение края кратона по отношению к аккреционной призме, препятствующее проникновению под кратон зоны субдукции.

Установлены условия проявления, состав и изотопные U-Pb, Sr-Nd характеристики магматических ассоциаций, предшествовавших образованию богатых литием редкометальных пегматитов Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла (ЦБРУ) – ключевого в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе Тувино-Монгольского массива. Определение возраста этих пород позволило впервые выделить в этом регионе три импульса гранитообразования ( $517 \pm 7$ ,  $508 \pm 7$  и  $488 \pm 6$  млн лет), с последним из которых субсинхронно формирование богатых литием пегматитов ( $494 \pm 7$  млн лет), и обосновать их соответствие различным стадиям раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520-480 млн лет).

Выполнен анализ особенностей состава и установлена последовательность формирования геохимических полей Карийской рудно-магматической системы Западного Забайкалья. Установлено, что это сильно эродированная редкометалльная РМС, сформирована в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой РМС был Мо. Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта минерализация также являлась редкометалльной, ее профилирующими элементами были W и Мо, однако главным полезным компонентом является Au. Установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую. Конфигурация полей Au-комплексной ассоциации свидетельствует о связи Au минерализации с гранитоидами Кара-Чачинского массива, однако отсутствие Au в

элементных ассоциациях геохимических полей связанных с верхним магматическим очагом ставит вопрос об источнике этого элемента.

На примере риолитовых расплавов установлено, что крупные скопления (месторождения) флюорита и сопутствующая рудная минерализация во многих магматических породах могли формироваться при кристаллизации флюоритового расплава. Обогащенные флюоритом риолиты образовались из эмульсии F-Ca (флюоритового) и риолитового расплавов. Кислородсодержащий флюоритовый расплав существовал до субсолидусной температуры (~700°C) риолитовой магмы. Большая дисперсия содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе объясняется ее изменениями в результате воздействия флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Впервые были получены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки нескольких вулканических пород гайотов Говорова и Коцебу, расположенных в Магеллановых подводных горах Тихого океана.

Установлено, что мегакристаллы и магматические расплавы исследованных позднекайнозойских вулканических центров Северной Монголии имеют общие источники вещества, но не связаны в магматической системе процессами кристаллизации и дифференциации. Изотопные составы мегакристаллов близки по величинам значений  $\epsilon\text{Nd}(i)$  (от -6.6 до -12.1) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  (0.7045-0.7053) к изотопному составу вулканических пород (от -6.7 и до -9.9, 0.7045-0.7049). По величинам  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  источник расплавов отвечает низкорadioгенному составу деплетированной мантии MORB типа, что согласуются с моделью его происхождения в результате высокобарического преобразования океанической литосферы, субдуцированной в ходе эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов. Мегакристаллы были образованы в условиях давлений ~15-18 кбар и температур ~1170-1230°C в шпинелевой фации глубинности литосферной мантии в интервале от границы Grt-Sp фазового перехода и до уровня нижней коры и затем были захвачены базальтоидными магмами в результате эксплозивных извержений.

Изучена роль процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм на примере объектов Камчатки и Монголии. Завершено изучение кайнозойских вулканических ареалов и среднепермского Цагаан-уульского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов Северной Монголии.

В 2020 году завершены работы по научным задачам проекта, которые выполнялись в период с 2017 по 2020 год. Результаты исследований представлены в данном отчете.

В развитие исследований и с целью получения фундаментальных представлений о геологической эволюции структур Центральной Азии в истории эволюции Земли

представляется важным в рамках нового проекта 2021-2024 гг провести работы по следующим направлениям:

- определение общих закономерностей смены геодинамических режимов и геохимические особенности литогенетических, метаморфических и магматических процессов в развитии литосферы складчатого обрамления Сибирского кратона в интервале от раннего докембрия до позднего кайнозоя;

- установление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в истории развития Центрально-Азиатского орогенного пояса, их связей с этапами геодинамического развития структуры и специализированными источниками континентальной литосферы;

- установление условий и причин магматической активизации на докембрийском и фанерозойском этапах развития складчатого обрамления Сибирского кратона с использованием новых геохронологических и изотопно-геохимических данных по модельным магматическим комплексам;

- определение роли процессов метасоматических преобразований и анатексиса на этапах конвергенции литосферных плит, аккреции и постколлизийной активизации в образовании безрудных и редкометалльных гранитоидных магм, гранитно-пегматитовых систем, анатектических и гибридных расплавов;

- установление генетических связей между изотопно-геохимическим составом и природой аккреционных и коллизийных комплексов и пространственно сопряженных с ними продуктов корового магмогенеза;

- выяснение направленности и роли вещественной эволюции, метасоматического преобразования континентальной литосферы в формировании обогащенных источников калийных и базитовых магм под воздействием гидратированных и карбонатизированных мантийных расплавов.

Государственное задание по проекту в 2020 году выполнено в полном объеме. В результате исследований по теме проекта в 2020 году опубликовано 10 статей в журналах из списка WOS и Scopus, сделано 8 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн режимах. Сокращение количества докладов связано с эпидемиологической обстановкой и переносом сроков совещаний на 2021 год.

Всего за весь срок выполнения проекта с 2017 по 2020 год по теме исследований опубликовано 43 статьи, входящих в базу цитирования WOS.

## ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

**Петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение процессов метаморфизма и метасоматоза и их роли в формировании гранитоидов в раннем докембрии и фанерозое на юге Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении**

**1. Петрологические и изотопно-геохимические индикаторы процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании гранитоидов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок**

### **1.1 Итоги исследований 2017 г.**

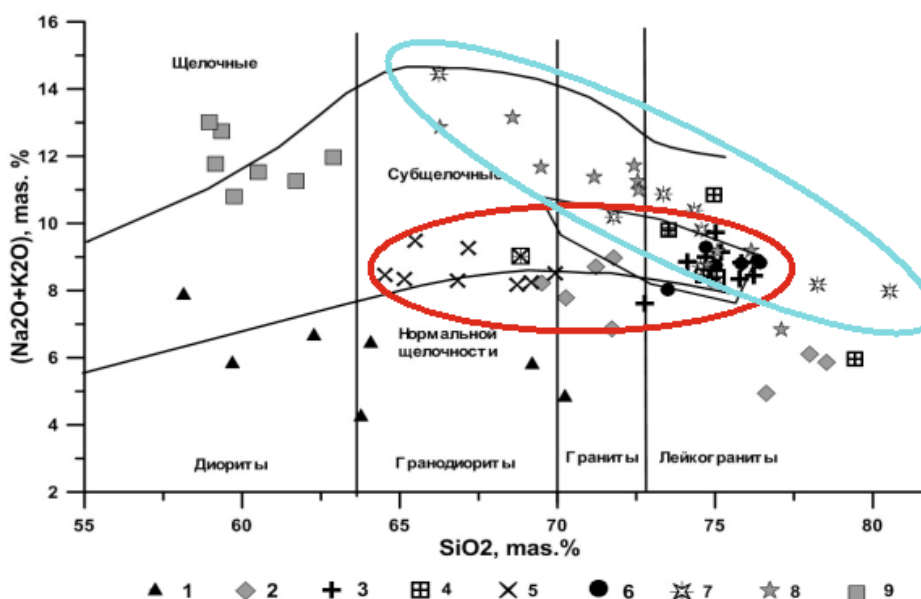
**Задание.** Изучение процессов образования и особенностей вещественного состава гранитно-пегматитовых систем Восточной Сибири, сформированных в условиях различных геодинамических режимов.

Среди палеозойских магматических пород Прибайкалья выделены породы различной щелочности (в соответствии с рисунком 1). Магматические породы Ольхонского региона представлены андезитоидами островодужного генезиса (хайдайский комплекс), массивами габброидов (бирхинский комплекс), синколлизийными гранитами (шаранурский комплекс) и их дайковыми и жильными сериями. Все они относятся к ранним каледонидам и формировались в возрастном интервале 520—465 млн лет на этапах коллизии и позднеколлизийного сдвигового тектогенеза.

Коллизийные гранитоиды шаранурского комплекса Прибайкалья близки к среднему составу верхней континентальной коры, их вещественный состав и геохимические особенности определяются составом корового протолита. По петрогеохимическим характеристикам и индикаторным редкоэлементным особенностям шаранурские гранитоиды Ольхонского региона близки к коллизийным гранитоидам Гималаев [1, 2].

Формирование гранитоидных пород каледонского шаранурского комплекса сопровождается образованием шпировых пегматитов и перемещенных жильных пегматоидных гранитов, а на завершающем этапе появляется серия интрузивных среднезернистых биотитовых гранитных жил и небольших массивов, близких по геохимическим характеристикам и возрасту шаранурским гранитам. На постколлизийном этапе структурно-геологический план Ольхонского региона постепенно меняется с образованием субмеридиональных трещин, выполненных частично редкометалльными пегматоидными гранитами и пегматитами. Среди них амазонитсодержащие пегматиты, относящиеся к Li-F геохимическому типу и залегающие в основных породах ангинской толщи, имеют высокие содержания Li, Rb, Cs, Sn, W, F, B, Ta, Nb, а также обнаруженные

впервые на о.Ольхон пегматоидные граниты с концентрированной бериллиевой минерализацией. Подобные редкометалльные гранитно-пегматитовые комплексы, формирующиеся в постколлизийных и внутриплитных геодинамических условиях, широко проявлены в других регионах Центральной Азии (Монголии, Забайкалье Китай). Внутриплитный магматизм имеет важное практическое значение, и редкометалльные гранитоиды в этих регионах формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм [3, 4, 5, 6]. С ними связаны месторождения и рудопроявления разнообразных типов редких металлов (Li, Cs, Be, Sn, W, Nb, Ta, Zr, REE).



1 — амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 2 — плагиограниты; 3 — биотитовые параавтохтонные и аллохтонные граниты; 4 — граниты массивов Саса, Тутай, Сапшилан; 5 — граносиениты, кварцевые диориты; 6 — мелко- среднезернистые граниты Аинского массива; 7 — амазонитовые пегматоидные граниты; 8 — редкометалльные пегматоидные граниты пади Ташкиней (голубой контур); 9 — щелочные сиениты массива Будун. Поля: I — синколлизийные лейкограниты Гималаев (черный контур) [7]; II — гранитоиды шаранурского комплекса (красный контур).

**Рисунок 1 – Породы Ольхонского региона на диаграмме TAS**

## 1.2 Итоги исследований 2018 г

**Задание.** Индикаторные изотопно-геохимические особенности разновозрастных гранитоидов Центральной Азии, образующихся в условиях различных геодинамических обстановок, и оценка роли процессов мантийно-корового взаимодействия.



Проведен анализ индикаторных изотопно-геохимические особенностей разновозрастных гранитоидов Ольхонского региона Прибайкалья, образующихся в условиях различных геодинамических обстановок. Среди коллизионных гранитоидов, представленных автохтонными и аллохтонными фациями, выделены различные геохимические типы пород, которые включают образования нормальной Na-щелочности (мигматиты и плагиограниты), известково-щелочные и субщелочные (K-Na граниты, граносиениты и кварцевые сиениты). В результате сравнительной характеристики магматизма различных провинций выявился ряд индикаторных особенностей гранитоидов, сформированных в обстановке континентальной коллизии. Эти породы являются пералюминиевыми и высококалиевыми, имеют высокие концентрации фосфора, но низкие – Na<sub>2</sub>O, CaO, MgO и FeO. В отношении редкоэлементного состава они обогащены элементами: Rb, Pb, Th и K, но иногда имеют низкие концентрации летучих элементов (B и F), что является провинциальной геохимической особенностью Ольхонского региона Прибайкалья.

Установлено, что главная разновидность K-Na гранитоидов известково-щелочного ряда (шаранурский комплекс) по геохимическим характеристикам наиболее соответствуют коллизионным гранитоидам Гималаев. Согласно изотопно-геохимическим данным, раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon Nd$  (от -3 до -12), а также  $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7045-0,7075$  (шаранурский комплекс, о. Ольхон), что свидетельствует о коровом источнике их расплавов. Рассчитанный на возраст метапород 500 млн. лет модельный возраст гранитоидов 1.37- 1.55 млрд лет одинаков с метаграувакками ольхонской серии [8]. Это также подтверждает, что источником расплавов могли быть вмещающие гнейсы. Продолжительность выплавления и кристаллизации гранитоидов шаранурского комплекса – 505-477 млн. лет (28 млн. лет) можно расценивать как индикаторную особенность развития коллизионного гранитоидного магматизма. История развития Ольхонского региона, характеризуется совмещением в сравнительно непродолжительном геологическом времени (20-28 млн лет) многих геодинамических обстановок: каледонских аккреционных событий, покровно-надвигового и сдвигового тектогенеза, проявления островодужного, а также габброидного мантийного магматизма и синколлизионного гранитоидного корового анатексиса [9]. В начале нового средне - позднепалеозойского этапа внутриплитный магматизм проявляется в развитии серии жильных образований редкометалльных амазонитовых, а также бериллий-ниобий-редкоземельных пегматоидных гранитов и отдельных тел пегматитов с редкометалльной минерализацией. В дальнейшем планируется проведение более детального минералого-геохимического изучения редкометалльных гранитно-пегматитовых объектов и анализ источников ассоциирующей с ними редкометалльной минерализации.

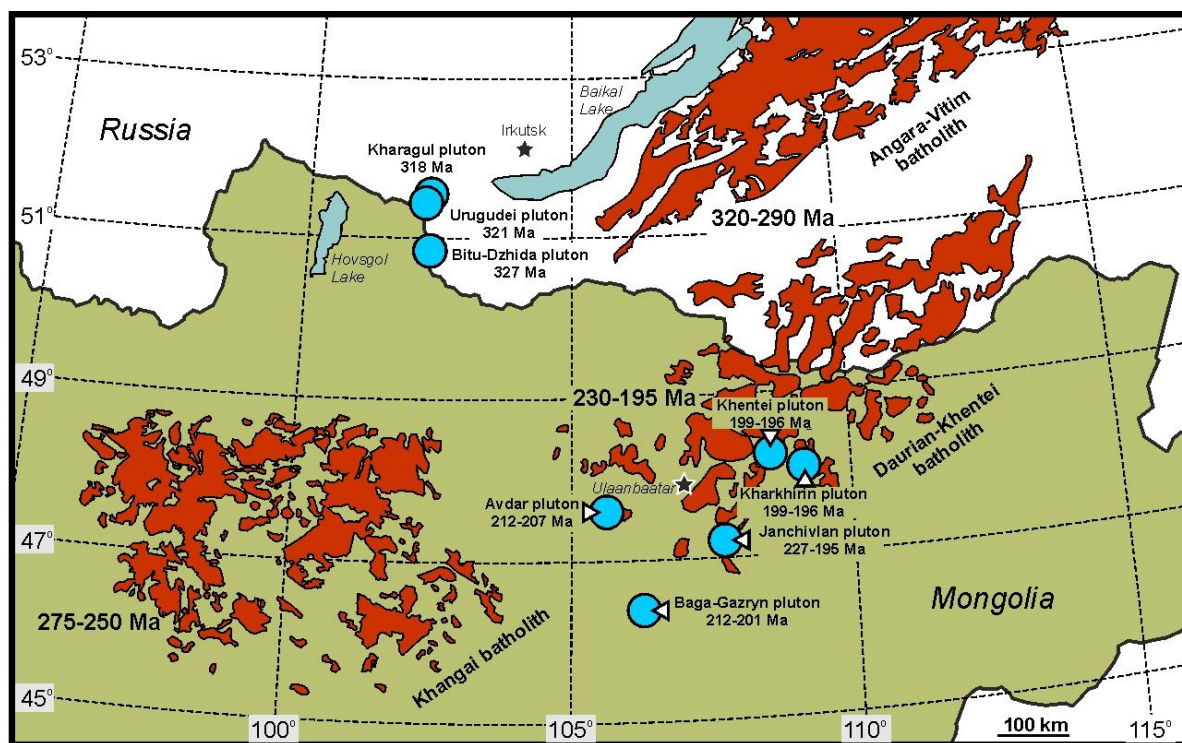
### 1.3 Итоги исследований 2019 г

**Задание.** Проведение сравнительного петролого-геохимического анализа разновозрастного гранитоидного магматизма в обрамлении Сибирского кратона: индикаторные вещественные особенности гранитоидов различных геодинамических обстановок, источники магм, роль процессов мантийно-корового взаимодействия.

Геолого-петрологическое и изотопно-геохимическое изучение раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (Ольхонский регион, хр. Хамар-Дабан,) в южном обрамлении Сибирского кратона показало, что они близки по возрасту и составу и являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ. Коллизийный магматизм в Ольхонском регионе формировался 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. Пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту (455-458 млн лет), минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом. Наряду с шаранурскими пегматоидными образованиями в Прибайкалье проявлены редкометалльные граниты и пегматиты, которые ранее исследовались в Ольхонском и Хамар-Дабанском регионах, а также в Центральной Монголии, в составе разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма (в соответствии с рисунком 2). Проведен сравнительный анализ разновозрастных гранитов и пегматитов с ассоциирующей редкометалльной минерализацией на основе ранее полученных и новых данных.

В Хамар-Дабанской структурной зоне Прибайкалья позднепалеозойский внутриплитный магматизм представлен гранитоидами различных геохимических типов: палингенными известково-щелочными гранитоидами, монцогранитоидами, редкометалльными Li-F гранитами. Редкометалльными гранитами здесь образованы многофазные массивы (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) с площадью выхода пород около 10 км<sup>2</sup> и возрастом их формирования 311- 321 млн. лет, а также сериями среднезернистых и пегматоидных даек [10] (в соответствии с рисунком 2). Ранние фазы интрузий образованы биотитовыми часто флюорит-содержащими гранитами, которые на позднем этапе сменяются редкометалльными топаз-содержащими амазонит-альбитовыми гранитами. В субвулканической фации дайки субщелочного состава (монцонит-порфиры, гранит-порфиры, эльваны) сменяются жильными телами онгонитов, топазовых риолитов и топазитов, которые иногда входят в состав цемента в эруптивных и флюидно-эксплозивных

брекчиях. С Уругудей-Утуликским интрузивно-дайкивым комплексом ассоциирует рудная минерализация Sn и W, представленная прожилково-вкрапленными зонами штокверкового типа и минерализованными брекчиями. На территории Восточной Монголии и Прибайкалья формировались гранитоиды позднепалеозойского и раннемезозойского магматических ареалов с крупным плутонами палингенных известково-щелочных гранитоидов, которые



На схеме показана позиция массивов и батолитов и возраст их формирования (млн лет) по данным авторов и [6, 11]. Координаты массивов: Харагульский - N 51 ° 26 ', E 102 ° 11'; Уругудеевский - N 51° 23', E 102° 12'; Биту-Джидинский - N 51° 03', E 102° 11'; Авдарский - N 47° 37', E 105° 27'; Жанчивланский - N 47° 33', E 107° 35'.

**Рисунок 2 – Схема областей развития позднепалеозойских и раннемезозойских редкометалльных гранитоидов и и крупных гранитных батолитов Монголии и Прибайкалья**

являются внутриплитными образованиями и формировались в низах континентальной коры под воздействием мантийных субщелочных и щелочнобазальтовых магм.

В результате этих процессов в периферических частях ареалов происходило образование массивов, малых интрузий с сериями даек и пегматитовых жил в рифтогенной обстановке растяжения. Это благоприятствовало их глубокой дифференциации, а также проникновению в верхние горизонты рудоносных растворов, формирующих

концентрированную минерализацию редких металлов. На примере разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии и Прибайкалья показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей эволюции гранитных магм.

#### **1.4 Итоги исследований 2020 г.**

**Задание.** Определение геодинамических (коллизионные, островодужные и внутриплитные) условий формирования фанерозойских гранитоидов Центральной Азии. Оценка сравнительной роли процессов мантийно-корового взаимодействия при образовании гранитоидов на примере модельных массивов Монголии и Прибайкалья и в условиях различных геодинамических режимов, включая их рудоносные геохимические типы.

Проведено сопоставление эталонных плутонов разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии: раннемезозойского (Бага-Хэнтей, Бага-Газрын) и позднемезозойского (Их-Наротин Хид) с целью анализа геодинамических механизмов их образования. Бага-Хэнтейский плутон является частью Дауро-Хэнтейского батолита, образование которого связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана [4]. По данным изотопно-геохимических исследований [3, 11] в образовании батолита и его обрамления участвовали мантийные и коровые источники расплавов. При высокой степени плавления протолита раннекаледонской континентальной коры Хэнтейского прогиба формировались гранодиориты ядра ареала, а по мере роста их кремнекислотности возрастала доля ювенильного компонента в источнике гранитоидов Бага-Хэнтея. Так на примере Хэнтейской интрузии в центральной части ареала установлено концентрирование редких элементов (Sn, Ta, Li, W) в гранитах, но они в большей мере обогащены высокозарядными элементами Zr, Hf, Nb, Zn, Th, U относительно редкометалльных гранитов периферической зоны ареала (Бага-Газрын, Жанчивлан) ( в соответствии с рисунком 3), что указывает на возможный глубинный источник накопления этих элементов в центре раннемезозойского ареала магматизма [5].

Позднемезозойский массив Их-Наротин-Хид (122-136 млн лет) в Восточной Монголии возник в другой геологической обстановке (в пределах зоны рифтогенеза), порожденной одним из плюмов Центрально-Азиатского горячего поля мантии. Массив тяготеет к границе рифтовой области. Петрогеохимическая близость его пород к составу вмещающих гнейсов дает основание относить последние, как к наиболее вероятному субстрату при образовании палингенных гранитов известково-щелочного ряда. Их плавление происходило под влиянием мантийных магм щелочно-базальтоидного и абсарокит-

шошонитового состава, дайки которых прорывают граниты массива, но кроме того широко проявлены в рифтогенных впадинах в его обрамлении. Сопоставление крупных массивов гранитоидов сформировавшихся в разных по строению магматических ареалах, указывает на то, что ведущим механизмом формирования их магм являлись процессы анатексиса.



Условные обозначения. Содержания элементов (ppm) нормированы на средний состав континентальной коры [12]. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры [12].

**Рисунок 3 – Распределение элементов в породах Бага-Газрынского и Бага-Хэнтэйского массивов (Монголия)**

Это отразилось на их составе, унаследовавшем характеристики вмещающей коры. Различия в составе продуктов плавления отражены в слабой дифференцированности пород Бага-Хэнтэйского массива, что, возможно, определялось условиями анатексиса и последующим формированием расплавов в обстановке коллизионного сжатия. В отличие от него магматические расплавы Их-Наротин-Хидского массива формировались в обстановке растяжения, благоприятствовавшей их глубокой дифференциации [13, 14]. Однако в обоих случаях источником тепла, порождавшего анатексис, являлись мантийные плюмы, обеспечившие не только тепловое воздействие на литосферу, но и вещественное участие мантийных магм в процессах гранитообразования.

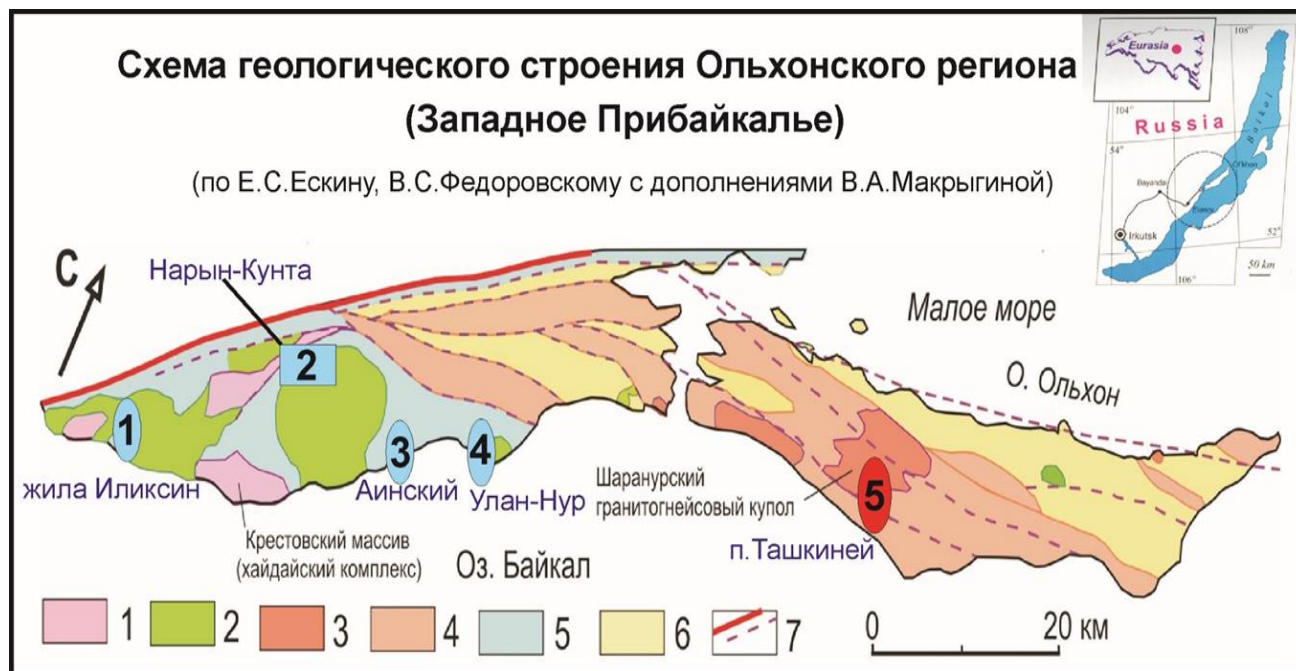
В рифтовой периферической зоне повышенной проницаемости южной части раннемезозойского ареала проявлены процессы флюидно-магматического взаимодействия [3], когда под влиянием высокотемпературных глубинных флюидов происходит плавление

корового субстрата, определяющее геохимические особенности интрузий Li-F гранитов. Образование гранитной магмы, обогащенной Li, F, Rb, Sn, Ta, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата. Становление крупных массивов, как Бага-Газрынский, 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-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующей редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb) (в соответствии с рисунком 4) [13]. На примере мезозойских ареалов магматизма Монголии показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.

Раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона Прибайкалья (возраст 500-460 млн лет) с образованием автохтонных мигматит-гранитных комплексов, а также многофазных массивов (шаранурский комплекс) являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата ольхонской серии. Пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту (455-458 млн лет), минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом.

Наряду с коллизийными гранитоидами и пегматоидными гранитами в Прибайкалье исследованы редкометалльные граниты и пегматиты (в соответствии с рисунком 4). На о. Ольхон пегматоидные граниты жилы Ташкиной относятся к Be-Nb-Ta минералогическому типу с высокими содержаниями W, U, Th, Sn, Sc, но с весьма низкими концентрациями Li и летучих компонентов (F и B). В Приольхонье значительный интерес представляет жильный пегматит Иликсин с Li, Be, Nb, Ta минерализацией. Сходство исследованных пегматитовых жил выражается обогащением пегматитов литофильными редкими элементами (Be, Cs, Rb, Nb, Ta) и наличием для них глубоких минимумов концентраций Ba, Sr, Eu и Zr (в соответствии с рисунком 5). Для циркона из редкометалльной части жилы Иликсин получено значение возраста  $430,1 \pm 2,2$  млн лет (U-Pb изотопный LA-ICP-MS метод, ГИ СО РАН, г.Улан-Удэ), что свидетельствует о формировании пегматита на позднем постколлизийном этапе проявления магматизма в Ольхонском регионе. Жильные пегматиты с амазонитом (пегматиты Аинские и Улан-Нур) по минералогическим характеристикам соответствуют Li-F типу. В Аинском амазонитовом пегматите выявлена Ta минерализация, представленная микролитом и

минералами группы колумбит-танталита. По результатам исследований установлено, что В Ольхонском регионе Прибайкалья пегматоидные граниты и пегматиты формировались в широком возрастном интервале (458 – 390 млн лет) и представлены различающимися минералого-геохимическими типами.



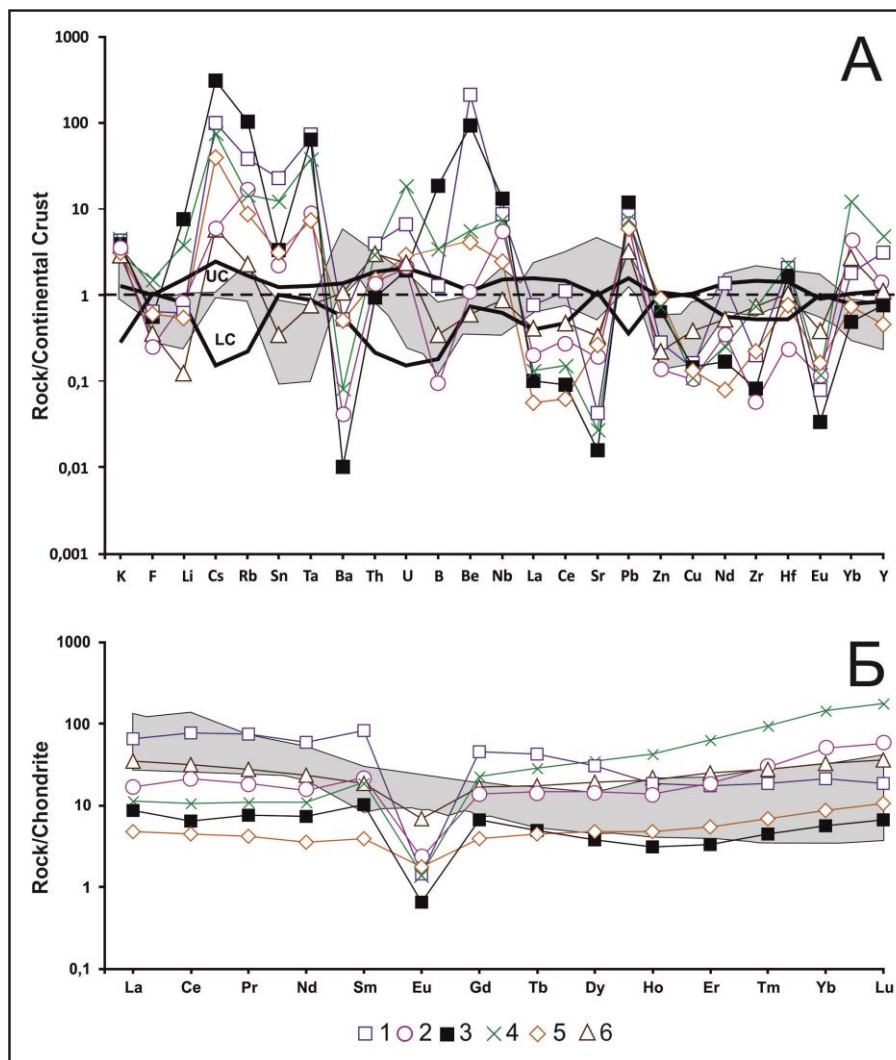
1 – граниты хайдайского комплекса; 2 – габбро озерского комплекса; 3 – гранитоиды шаранурского комплекса; 4 – граниты аинского комплекса; 5 – гнейсово-купольные зоны; 6 – пачки: мрамор-сланец-кварцит ольхонской серии; 7 – сланцы, мраморы и кварциты ангинской толщи; 8 – карбонатно-силикатные породы, амфиболиты, 9 – зоны сдвигов.

**Рисунок 4 – Схема геологического строения Ольхонского региона Прибайкалья**

Среднепалеозойские жильные тела пегматитов (Ташкиней, Иликсин, Аинский, Улан-Нур), в отличие от раннепалеозойских пегматоидных тел, относятся к формации редкометалльных пегматитов. Они контролируются трещинными субмеридиональными зонами и характеризуются геохимическими различиями пород, содержащими разнообразную редкометалльную минерализацию.

Среди исследованных пегматитов проявлены жильные тела с амазонитом, которые по минералого-геохимическим характеристикам наиболее близки к редкометалльным Li-F гранитам, выделенными и исследованными ранее в Монголии и Забайкалье. В практическом отношении концентрированная редкометалльная минерализация, может иметь генетическую связь с развитием и эволюцией пегматитов Be-Nb-Ta и Li-F типов в Ольхонском регионе Прибайкалья.

В Хамар-Дабанской провинции, в отличие от Ольхонского региона, внутриплитный магматизм проявлен в виде многофазных малых интрузий и жильных серий субвулканических и пегматоидных редкометалльных гранитов, входящих в состав позднепалеозойского ареала магматизма на периферии Ангаро-Витимского батолита.



Условные обозначения. 1 – пегматоидные граниты с Be-минерализацией (п. Ташкиней); 2 – пегматит Иликсин, 3 – амазонитовые пегматиты (Аинский массив), 4 – пегматит Улан-Нур, 5 – граниты Улан-Нур, 6 – средний состав шаранурского пегматита. Поле на диаграмме – гранитоиды шаранурского комплекса. Содержания элементов нормированы на средний состав континентальной коры [12]. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры [12]. Все анализы проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов.

**Рисунок – 5** Спайдер-диаграммы распределения редких (А) и редкоземельных элементов (Б) в гранитоидах шаранурского комплекса и редкометалльных пегматитах Ольхонского региона



## ВЫВОДЫ

Геолого-петрологическое и изотопно-геохимическое изучение раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (Ольхонский регион, хр. Хамар-Дабан) в южном обрамлении Сибирского кратона показало, что они близки по возрасту и составу и являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ. Пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту (455-458 млн лет), минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом.

Показано, что в Хамар-Дабанской структурной зоне Прибайкалья позднепалеозойский внутриплитный магматизм представлен гранитоидами различных геохимических типов: палингенными известково-щелочными гранитоидами, монцогранитоидами, редкометалльными Li-F гранитами. Редкометалльными гранитами здесь образованы многофазные массивы (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) с площадью выхода пород около 10 км<sup>2</sup> и возрастом их формирования 311- 321 млн. лет, а также сериями среднезернистых и пегматоидных даек.

На примере разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии и Прибайкалья показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей эволюции гранитных магм. Проведено сопоставление эталонных плутонов разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии: раннемезозойского (Бага-Хэнтэй, Бага-Газрын) и позднемезозойского (Их-Наротин Хид) с целью анализа геодинамических механизмов их образования. На примере мезозойских ареалов магматизма Монголии показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.

Раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона Прибайкалья (возраст 500-460 млн лет) являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата ольхонской серии. Пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту (455-458 млн лет), минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом.

## **2. Итоги комплексного изучения геотектонического развития Ольхонского региона Прибайкалья с привлечением новых геохимических, геофизических и палеомагнитных данных**

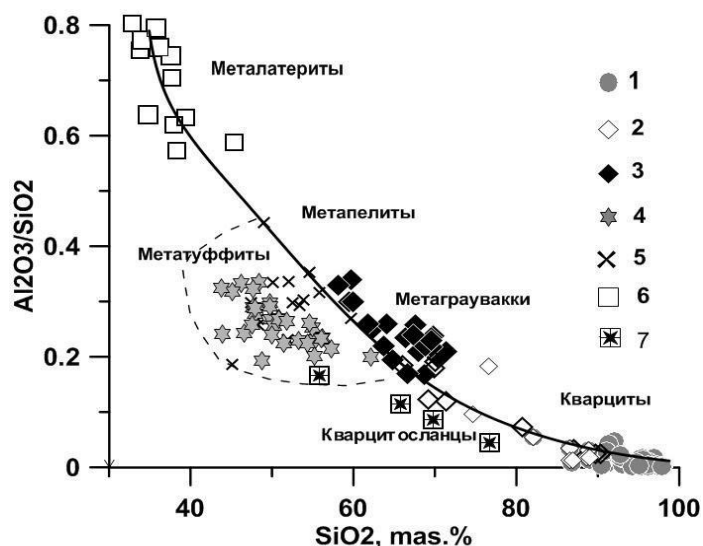
### **2.1 Итоги исследований 2020 г**

Хорошо обнаженные и изученные комплексы пород Ольхонского региона Прибайкалья являются небольшим участком Центрально-Азиатского складчатого пояса, но претерпели настолько сложные тектонические преобразования, что до сих пор не найдено ответов на следующие актуальные вопросы. Почему при столь мощно проявленных коллизионных и сдвиговых преобразованиях нет признаков столь же крупной зоны субдукции под Сибирский континент? Почему геохронологические оценки возраста различных геодинамических обстановок так сближены во времени? Почему весь основной магматизм с надсубдукционными признаками остался внутри аккреционной призмы? Почему массивы габброидов в Приольхонье сопровождаются массивами щелочных сиенитов или щелочным метасоматозом? В чем секрет одинакового возраста островодужного многофазного андезитоидного магматизма хайдайского комплекса Ангино-Таланчанской дуги и синколлизионного гранитного шаранурского комплекса? И один из главных вопросов: являются ли комплексы пород Ольхонского террейна производными ювенильной коры, прошедшей лишь один цикл тектонической переработки в каледонское время, или несколькими чужеродными террейнами с более древней корой.

**2.1.1 Доколлизионная стадия. Терригенные породы.** Результаты многолетних геохимических исследований метаосадочных и метамагматических пород Ольхонского региона показали, что при всей сложности тектоники в его строении четко выделяются две толщи: ольхонская, сформировавшаяся в задуговом бассейне, и ангинская, представляющая образования зрелой островной дуги.

**Ольхонская толща** сложена пакетом тектонических пластин, где повторяются зоны гнейсов и мигматитов с мелкими гранитогнейсовыми куполами, обрамленные амфиболитами, и пачки переслаивания графитовых кварцитов, мраморов и диопсидовых сланцев (метатUFFитов). Ольхонскую толщу считали сложенной продуктами разрушения фундамента кратона, залегающей на его пологом продолжении под породами складчатого пояса [16, 17]. Основанием для этого заключения послужил единичный раннепротерозойский возраст гранитогнейсов (1890 млн лет) на севере Чернорудской зоны [18]. Но определения модельного возраста метатерригенных пород мигматит-гнейсовых (купольных) зон дальше от коллизионного шва составляют 1369-1549 млн лет и свидетельствуют о разрушении бывших здесь ранее мелких, незрелых островных дуг, а не

раннепротерозойского фундамента платформы. Их незрелость подтверждается практически полным отсутствием среди метатерригенных пород метапелитов (в соответствии с рисунком б) и близостью геохимических особенностей состава метаграувакк островодужным вулканитам. Отсутствие метапелитов свидетельствует о быстром разрушении дуг и о том, что выполненные ими междугловые бассейны были мелководными.



Условные обозначения. 1- кварциты, 2 – кварцитосланцы, 3 – гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 4 – диопсидовые плагио- и скаполитовые сланцы ольхонской толщи; 5 – то же ангинской толщи; 6 – металатериты по щелочным базальтам; 7 – кварцитосланцы с примесью туфового материала

**Рисунок 6 – Положение всех метатерригенных пород ольхонской и ангинской толщ на линии осадочных пород в координатах  $Al_2O_3/SiO_2-SiO_2$**

Именно геохимические особенности состава и чередования метаосадочных пород показали, что во время их отложения существовал мелководный, слабосоленый (низкие концентрации Li, B, F) задуговой бассейн, а обогащенность метаграувакк, кварцитов и мраморов графитом, Cr, V, Mo, Zn и Ag [19, 20] свидетельствует о восстановительном режиме седиментации и сближает эту толщу с черносланцевой формацией.

**Ангинская толща** состоит из чередования метавулканитов андезитоидного состава с доломитовыми мраморами, сланцами, кварцитами, обогащенными Mn, вплоть до образований пород гондитовой формации. Островодужный вулканизм заканчивается наземными излияниями щелочных базальтов, о чем свидетельствуют более поздние, сопряженные с базальтами коры выветривания [21]. То есть это типичный комплекс пород зрелой островной Ангино-Таланчанской дуги, главная часть которой находится на восточном берегу оз. Байкал. Все петротипы пород: метаандезибазальты и преобладающие

андезиты, их пирокластика, метаграувакки, мраморы с преобладанием доломитовых разностей и кварциты имеют иную геохимическую характеристику по сравнению с ольхонской толщей - магнетит вместо графита, повышенные Mn, P, Ba – свидетели окислительной обстановки седиментации и вулканизма на аэрируемых склонах островной дуги.

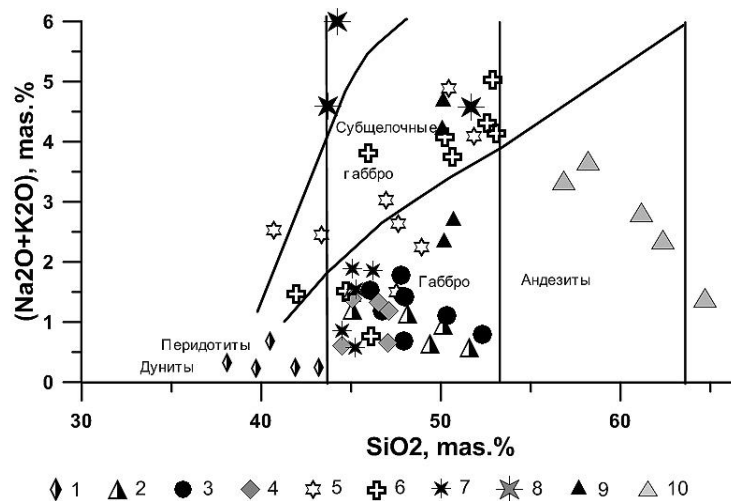
### **2.1.2 Источники сноса терригенного материала**

При явном преобладании каледонских возрастов по всей площади региона, в непосредственной близости к коллизионному шву в Чернорудской зоне Приольхонья есть единичное определение докембрийского возраста по детритовому циркону 1890 млн лет [18]. К западу, вблизи границы с Шарыжалгайским выступом платформы в метаосадочных породах орогена также определены нижнепротерозойские модельные возраста  $T_{Nd}(DM+2st) = 2067-2202$  млн лет [22], что свидетельствует о близости к кратону этого края террейна еще на доколлизионной стадии со сносом древнего материала при седиментации. Исследование возраста детритовых цирконов из осадочных толщ, непосредственно перекрывающих фундамент платформы (голоуспенской, улунтуйской, качергатской и ушаковской свит) показало, что только в самой верхней из них появляются детритовые цирконы с неопротерозойскими возрастами [23]. Это также говорит о сближении материка с террейном, поставляющим в песчаники ушаковской свиты часть материала складчатого пояса еще на этапе осадконакопления, что противоречит предположениям о чужеродном, дальнем путешествии данных плит. Но основная часть терригенного материала пояса имеет неопротерозойские источники сноса с модельными возрастами около 1,5 млрд лет и характерные особенности островодужных образований [24].

### **2.1.3 Магматические комплексы**

В Ольхонском регионе выделяются магматические комплексы основных, средних, кислых и щелочных пород. Их генезис тесно связан с островодужными, коллизионными и сдвиговыми процессами, которые способствовали проникновению расплавов, и близок к ним во времени.

**Бирхинский комплекс габбро-пироксенитов.** Из-за крутого положения стенки кратона [25] часть океанической коры при аккреции выдавливалась (обдущивала) по плоскостям сдвигов в породы складчатого пояса, образуя вдоль южной границы кратона ожерелье габбро-пироксенитовых массивов (Бугульдейский, Улангантинский, Бирхинский, Тажеранский, Хариктинский (Танхан), Хужирский и Святоносский массивы). Их ранние фазы по составу соответствуют базальтам спрединговых зон задуговых бассейнов (в соответствии с рисунком 7).



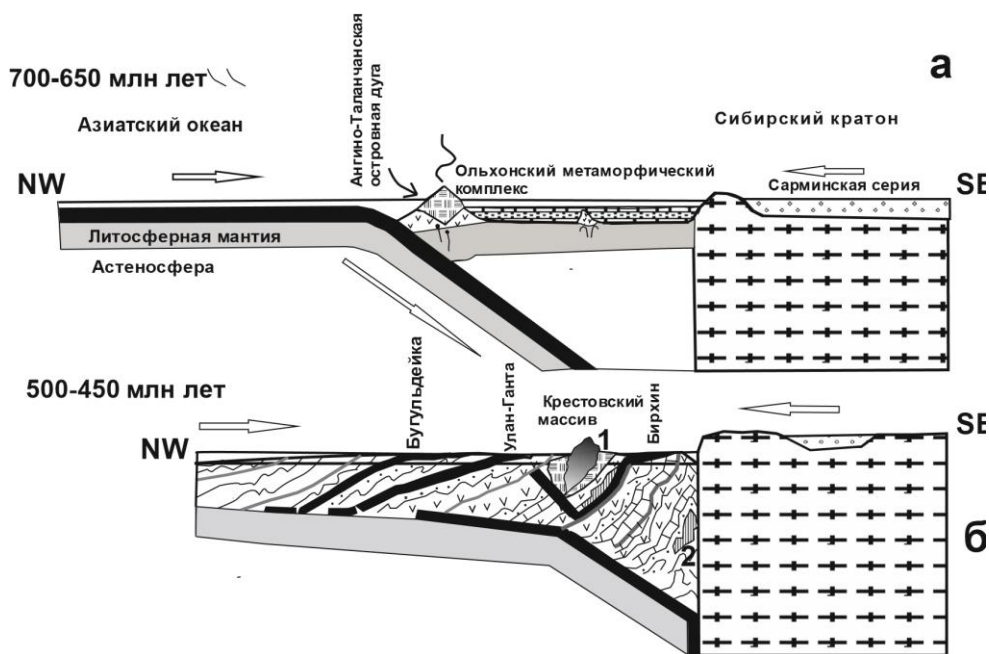
Условные обозначения. 1 - дуниты и перидотиты реститовых пластин; 2 – габбро-пироксениты малых массивов; 3 - пироксениты и габбро Хужирского массива; 4 – габбро Хариктинского массива (Танхан); 5 – дифференцированные мафиты Бугульдейского массива; 6 – ранняя фаза и субщелочные габбро Бирхинского массива; 7 – габбро ранней фазы Тажеранского массива, 8 – субщелочные и щелочные габбро дайковой серии Тажеранского массива; 9 – метагаббро Святоносского массива, 10 – гранитизированные породы этого массива.

**Рисунок 7 – Диаграмма TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$  для основных магматических пород Ольхонского региона**

По мере удаления от коллизионного шва сдвиговые процессы ослабевают, и ярче проявляются покровно-складчатые системы в хребте Хамар-Дабан [26]. При идентичности составов ранних фаз основных массивов более поздние фазы различаются в зависимости от их расположения. Удаленные от коллизионного шва – Хужирский и Хариктинский (Танхан) массивы прорывают ольхонскую толщу и наименее изменены. Улангантинский и Бирхинский массивы залегают в породах ангинской толщи и частично подвержены щелочному метасоматозу.

**Хайдайский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс.** Его представителями являются Крестовский, Таловский, Уланханский и Аральский массивы гранодиорит-гранитного состава. Крестовский массив расположен в северной части Ангино-Таланчанской островной дуги и представляет магматическую брекчию, состав которой меняется от габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов до гранитов натриевой щелочности и сопровождается большим числом даек такого же разнообразного состава. Дайки прорывают и метавулканиды, и осадочные породы, и массивы габброидов. На спайдер-диаграммах отчетливо видна разница редкоэлементного состава Крестовского массива, породы которого отвечают составу зрелых островных дуг, и Хужирского массива, чьи габбро и анортозиты

близки по составу производным океанических островных дуг. Крестовский массив представляет пример типичного надсубдукционного островодужного магматизма, который позволяет предполагать возможность существования на стадии аккреции зоны субдукции под Ангино-Таланчанскую дугу пород океанической коры Азиатского океана (в соответствии с рисунком 8).



Примечание. Раскрытие Азиатского океана 700-650 млн лет я(а). Аккреция отложений островной дуги и задугового бассейна к Сибирскому континенту, переходящая в надвиги и затем в сдвиги 500-450 млн лет (б). Субдукция океанической коры под Ангино-Таланчанскую островную дугу с типичным надсубдукционным магматизмом (Крестовский массив). Расщепление слэбов океанической коры с выдавливанием их по сдвигам (Бугульдейский, Улангантинский и Бирхинский габбро-пироксенитовые массивы) и предположительным уходом части ее вдоль вертикальной стенки континента в мантию.

**Рисунок 8 – Схема развития коллизионных событий в Ольхонском регионе.**

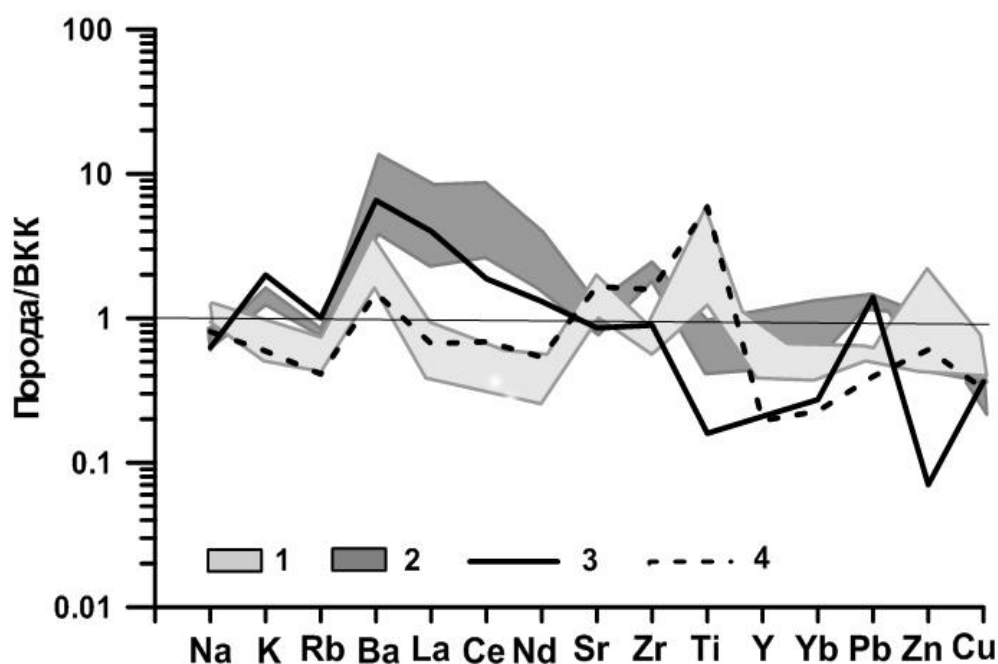
Возникают сложности с интерпретацией возраста фазовых разновидностей пород Крестовского массива. Для ядра циркона из диорита этого массива получен возраст  $493 \pm 4$  млн лет, и  $477 \pm 3$  млн лет для его оболочки (U-Pb метод, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ [27]).  $Ar^{39}-Ar^{40}$  методом А.В.Травиным получен возраст  $475 \pm 4$  млн лет по амфиболу из габбро-диорита и  $465 \pm 4$  млн лет по биотиту из гранодиорита Крестовского массива [27]. Поскольку цирконы имеют идиоморфные очертания и магматическую зональность, цифры U-Pb возраста должны соответствовать кристаллизации породы. Но если бы расплавы внедрялись на

доколлизийном этапе, они должны были иметь более древний возраст. А цифры их возраста те же, что у синколлизийных гранитов шаранурского комплекса. Приходится предполагать, что развитие островной дуги вплотную приблизилось к началу коллизии, и надсубдукционный магматизм (внедрение Крестовского массива) даже был активизирован коллизией, что подтверждает сугубо местное происхождение Хамардабан-Ольхонского террейна.

**Шаранурский комплекс К-На гранитов.** В метаграувакках ольхонской толщи на этапе покровной тектоники происходит массовая мигматизация, рост гранитогнейсовых куполов. При переходе к сдвиговому тектогенезу активизируются выплавки типичных S-гранитов, образующих небольшие массивы и жилы, секущие все разновидности пород, располагаясь в трещинах, оперяющих сдвиговые структуры. Метасоматическое образование мигматитов завершается выплавлением гранитного материала локально в отдельных пластинах, что доказывается явным унаследованием особенностей их состава гранитогнейсами и гранитами [29]. Кристаллизация гранитоидов синколлизийного шаранурского комплекса происходила в процессе сдвиго-взбросового движения пластины в целом, вместе с расплавом, что подтверждается наличием раскристаллизованных расплавных включений в ядрах цирконов и стекловатых, слабо раскристаллизованных – в оболочках цирконов из гранитов. Возраст шаранурских гранитов от зарождения цирконов (начало кристаллизации) до полной кристаллизации породы охватывает период 505-477 млн лет. При одинаковом возрасте хайдайских и шаранурских гранитоидов, различия составов их пород и даек отчетливо видны (в соответствии с рисунком 9).

#### **2.1.4 Соотношение покровной и сдвиговой тектоники**

Ранее покровы были широко распространены, о чем свидетельствуют детальные геологические и геохимические наблюдения. При господствующем выдавливании аккрецированного материала вверх, непосредственно вблизи коллизийного шва происходит погружение части материала вдоль стенки кратона, что выражается в сохранении от эрозии узкой полосы выходов катаклазированных пород верхней ангинской толщи (СЗ берега Малого моря и частично мыса Хобой на о-ве Ольхон), - возможно, остатка ее покрова. Это подтверждается тем, что выходы сложены близкими по составу к средним вулканитам биотит-амфиболовыми гнейсами, более низко метаморфизованными по сравнению с зоной гранулитовой фации. Среди метаосадков преобладают доломитовые разности мраморов (мраморные «бастионы» вдоль северо-восточного берега Малого моря) и кварциты с Мп-спецификой. На о-ве Ольхон в двух километрах к юго-западу от мыса Хобой гнейсы гранулитовой фации перекрыты пологой складкой мраморов и кварцитов [30].



Графики для гранитоидов хайдайских (1) и шаранурских (2) интрузивных массивов. Графики для гранитоидных даек хайдайских (3) и шаранурских (4) интрузивных массивов. Составы пород нормированы на средний состав верхней континентальной коры (ВКК) по [12].

**Рисунок 9 – Спайдердиаграммы для составов гранитоидов Приольхонья**

В последних одновременно присутствуют зеленый хромистый мусковит и спессартины, то есть совмещены минералого-геохимические особенности ольхонских и ангинских кварцитов, что также может быть признаком нижней границы остатка покрова.

Далее на восток в Онгоконской бухте п-ва Святой Нос нами найдены выходы спессартиновых кварцитов, типичных представителей ангинской толщи [31]. Все эти факты позволяют предполагать, что ранее пластина ангинской толщи перекрывала ольхонскую, но почти вся удалена эрозией. Покров способствовал сохранению в ольхонской толще повышенного флюидного давления и температурного режима по сравнению с ангинской, что привело к полной перекристаллизации ольхонских пород и интенсивному развитию в них гранитизации. В ангинской толще нет гранитизации и сохраняются реликты первичных порфиритовых структур вулканитов [32].

Обычно при коллизии массы океанической коры либо уходят под континент, образуя зону субдукции, либо обдуцируют на него, что проявляется в надвинутых покровах офиолитов (например, Гарганская глыба). В Приольхонье, видимо, мы столкнулись с особым случаем. Последние работы геофизиков М.И. Мордвиновой с коллегами [25] показали, что южный край кратона погружается почти вертикально на глубину 200 км, а затем более полого уходит под оз. Байкал в Забайкалье, достигая там глубин 400 км. Поэтому в данном



случае крупной субдукционной зоны быть не может, о чем говорит отсутствие на кратоне надсубдукционного магматизма каледонского времени. Прилегающая к коллизионному шву окраина Сибирского кратона представлена выходами раннепротерозойских вулканитов Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса (СБВП) ( $1869\pm 6$  -  $1854\pm 5$  млн лет) [33] и гранитов приморского комплекса с возрастом  $1859\pm 16$  млн лет (U-Pb метод по циркону) [34]. Уровень метаморфизма метаосадков чехла не превышает зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации и относится к кианит-силлиманитовому типу (хлоритоидные кварциты анайской свиты). Наиболее поздние события в этой зоне датируются по цирконам из метасоматитов по вулканитам хибеленской свиты ( $1821\pm 6$  млн лет) и из экструзии трахириодацитов в чайской свите ( $1801\pm 22$  млн лет) [35].

Обдукции материала океанической коры на кратон также не происходило, вследствие высокого стояния края кратона, так как именно эта его часть у коллизионного шва сложена огромными массами легкого кислого материала.

**Зона Орсо.** Ангинский комплекс пород отделяется от пород ольхонской толщи тектоническим клином, называемым зоной Орсо. Данная зона имеет тектонические контакты с обеими толщами, сложена микрогнейсами, которые содержат микроклин, но мигматизация в них отсутствует. На втором этапе метаморфизма породы мусковитизированы. Именно в этих породах получены более древние значения возраста -  $792\pm 10$  и  $844\pm 6$  млн лет в амфиболитах пластины Орсо [36]. Только эта тектоническая зона является чужеродной и могла бы служить границей между субтеррейнами, сложенными ангинской и ольхонской толщами.

Но даже если эти два комплекса пород отнести к разным субтеррейнам, то по принадлежности их состава к островодужным образованиям и оценкам возраста они могли сформироваться в сближенной обстановке зрелой островной дуги и задугового бассейна.

**Террейны.** Целый ряд тектонистов, изучавших Ольхонский регион с позиций террейнового анализа, опубликовали карты, на которых южный край кратона обрамлен коллажем относительно мелких террейнов, перемещенных, по их мнению, с разных концов Палеоазиатского океана и имевших самостоятельное развитие [30, 32, 37; 38, 39]. Одноименные террейны на них (Ольхонский, Хамардабанский, Баргузинский) имеют самые разные очертания, но ни в одной работе не приведены конкретные обоснования их выделения и границ.

Изложенные выше материалы показали, что и Ольхонский регион располагался недалеко от Сибирского кратона. Только в непосредственной близости от коллизионного шва найдены признаки участия в материале сноса терригенного неопротерозойского материала в осадках ушаковской свиты на кратоне. Об этом свидетельствует наличие

развитой Ангино-Таланчанской островной дуги на юго-западе Ольхонского региона в ангинской толще и множество признаков задуговых и междуговых бассейнов в отложениях ольхонской толщи, умноженных сдвиговым тектогенезом. Они выполнены преимущественно незрелыми метаграувакками, по составу идентичными андезитоидам, и являются продуктами разрушения нескольких островных дуг разной степени зрелости. Ни по изотопному составу пород (модельным возрастам), ни по их редкоэлементным особенностям признаков влияния вещества кратона на удалении от шва не обнаруживается.

Реконструкция данной обстановки для доколлизийной стадии развития южного складчатого обрамления Сибирского кратона (630-500 млн (лет), в том числе и Ольхонского региона, выполнена И.В. Гордиенко [40]. Ангино-Таланчанская островная дуга находилась в то время еще довольно далеко от края Сибирского кратона, и в этом промежутке намечена еще одна дуга. Поскольку состав комплексов пород и геологическое развитие всех частей региона оказались близкими, здесь не было террейнов с древней корой и другой историей развития. Кроме того, по данным С.И. Школьник [41] протолит большей части отложений хангарульской свиты слюдянской серии реконструируется как пирокластическая средне-кислого состава, а сама свита - как преддуговой бассейн Ангино-Таланчанской островной дуги. Все эти факты свидетельствуют о том, что существовал единый Хамардабан-Ольхонский террейн, который к моменту каледонской коллизии находился недалеко от Сибирского кратона.

Нам представляется, что наиболее близким по строению из современных геодинамических объектов к доколлизийной стадии развития Ольхонского региона является Индонезийско-Филиппинский район с его многочисленными островными дугами разной степени зрелости и узкими междуговыми бассейнами [42, 43, 44]). Единственным отличием Индонезийско-Филиппинского района являются глубокие междуговые бассейны с отложениями глубоководных метапелитов [45]. Главным сходством является то, что в Индонезийско-Филиппинском районе к материка примыкают образования ювенильной океанической коры с развивающимися в настоящее время островными дугами разной степени зрелости.

**Доказательства приповерхностного положения магматических проявлений региона.** Еще одной особенностью развития этого региона, кроме совмещения в узком интервале времени разнородных геодинамических обстановок, является близкое к поверхности расположение большинства магматических проявлений. Это выразилось в наличии широких зон закалки массивов габбро (Тажеранский и Бирхинский массивы), проявлении минглинг-структур (в соответствии с рисунком 10) в дайках смешения расплавов кислого и основного состава, а на микроуровне - в появлении анортоклаза в сиенитах Будунского щелочного



**Рисунок 10 – Минглинг структуры в дайках**

массива и в слабой раскристаллизации расплавных включений во внешних оболочках цирконов из интрузивных фаций шаранурских гранитоидов.

Такие факты обусловлены взбросо-сдвиговым характером движений и выжиманием аккрецированных к кратону толщ вдоль плоскостей сдвигов преимущественно вверх (в соответствии с рисунком 8). Эти данные подтверждают тезис В.С. Федоровского об отсутствии мощного орогенеза в этом районе и неглубоком эрозионном срезе ольхонских каледонид [46], но противоречат выводам о погружении пород складчатого пояса на глубину 25-27 км [32].

В результате сильного сжатия и прогрева только вблизи кратона зональный метаморфизм всего Ольхонско-Хамардабанского террейна завершился узкой зоной гранулитовой фации вдоль коллизионного шва [47]. Тепловой поток концентрировался вдоль этого шва и распространялся, в основном, в массы пород складчатого пояса. Признаков разогрева пород кратона каледонского времени не найдено. Встречное движение Ангино-Таланчанской островной дуги и Сибирского кратона, который двигался на юг со скоростью 5-6 см/год и к тому же испытывал ротацию по часовой стрелке, как установил Метелкин Д.В. по палеомагнитным данным [48], привело на позднеколлизионном этапе к развитию мощного сдвигового тектогенеза. В монолитной краевой части континента сдвиговая составляющая проявилась только в образовании зоны бластокатаклазитов, милонитов в коллизионном шве и срывов в складках осадков байкальской серии. Более разнородная аккреционная призма ольхонского метаморфического комплекса превратилась в коллаж сдвиговых пластин разной мощности. Поток тепла обусловил развитие метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации на этапе покровно-надвиговой тектоники до повторной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации во время сдвигового тектогенеза. На кратоне у северного борта коллизионного шва в породах сарминской серии проявлен

более древний метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, не связанный с каледонскими событиями.

Сжатие и разогрев пород складчатого пояса вблизи шва выразились в более высоких давлениях в северной части ольхонской толщи, в основном, стрессового характера. Здесь слабее проявилась гранулитовая (эндербиты, чарнокиты), а затем и амфиболитовая гранитизация. Зато шире развиты основные метасоматиты: магнезиальные эклогитоподобные породы (скарны) в наиболее сжатой части Чернорудско-Баракчинской зоны [49] и известковые скарны в расширяющихся северных пластинах о-ва Ольхон [50].

В южной от главной сдвиговой зоны взброшенной части ольхонской толщи, где давление было ниже, широко проявлены участки меланжа и интенсивная синколлизонная гранитизация (шаранурский комплекс). Метасоматическое образование мигматитов завершается выплавлением гранитного материала локально в отдельных пластинах, что доказывается явным унаследованием особенностей их состава гранитогнейсами и гранитами [29]. Кристаллизация гранитоидов синколлизонного шаранурского комплекса происходила в процессе сдвиго-взбросового движения пластин в целом, вместе с расплавом, что подтверждается наличием раскристаллизованных расплавных включений в ядрах цирконов и стекловатых, слабо раскристаллизованных – в оболочках цирконов из гранитов. Поэтому возраст кристаллизации шаранурских гранитов от зарождения цирконов (начало кристаллизации) до полной кристаллизации породы растянулся на период 505-477 млн лет.

## 2.2 Итоги исследований 2017 г

**Задание.** Изотопно-геохимическое обоснование условий седиментации вулканогенно-осадочных толщ Ольхонского региона.

Согласно выявленным геохимическим особенностям, метаграувакки (гнейсы) и кварцевые породы ольхонской и ангинской толщ относятся к разным геохимическим типам. В ольхонской серии они имеют ванадиевую специфику с необычно высоким для этого типа пород валовым содержанием Cr и V, с повышенными концентрациями их в породообразующих минералах кварцитосланцев и возникновением собственно Cr-V аксессуарной минерализации. Помимо Cr и V, кварцевые породы ольхонской серии спорадически резко обогащены C, Mo, Ag, реже Ni, Zn и Sr, что характерно для кремнисто-углеродистой формации. Для пород ангинской свиты характерна марганцовистая специфика, вплоть до появления гондитов. Породы ангинской свиты, помимо Mn, имеют повышенные содержания P, F и Ba.

На базе этих фактов логичен вывод о формировании исходных осадков ольхонской и ангинской толщ в бассейнах с разными условиями седиментации. Геохимические

особенности свидетельствуют о застойном, восстановительном режиме мелководного задугового бассейна при отложении ольхонской серии окислительного – ангинской толщи. Карбонатные породы ангинской серии, практически не содержат графита, имеют низкие концентрации Zn, Cr, V, но высокие - Mn, P, F, как и другие метаосадочные породы этой серии [20]. Метакарбонатные и метатерригенные породы ольхонской серии переслаиваются с метатолитами окраинно-морского типа, а ангинской - с геохимическими аналогами андезито-базальтов [19]. Присутствие в обеих толщах – ангинской и ольхонской - одних и тех же петротипов пород, близкий план деформаций и наличие в зоне их сочленения метаосадочных пород с промежуточными геохимическими характеристиками – марганцовистых кварцитов с графитом и Cr-V минерализацией, приводят к выводу об одновременном их отложении в сопряженных обстановках островной дуги и задугового бассейна.

### **2.3 Итоги исследований 2018 г**

**Задание.** Исследование процессов взаимодействия кислых и основных магм с образованием щелочных магматических и метасоматических пород в условиях сдвиговых деформаций Прибайкалья.

Практически все массивы основных пород Приольхонья сопровождаются проявлениями щелочных метасоматитов (нефелинизация у контактов Бугульдейского и Бирхинского массивов [51], сиениты и нефелиновые сиениты Тажерана с перовскитовыми и другими щелочными метасоматитами в экзоконтактах [52, 53]. Опубликованы только минералогические данные и силикатные анализы пород. Геохимия метасоматитов изучена слабо. Данные о редкоэлементном составе щелочных сиенитов Тажеранского массива впервые появились в статье Е.В.Склярова с соавторами [54].

Комплексный анализ геохимических данных по сиенитам Будунского и Тажеранского массивов, тесной пространственной сопряженности щелочных проявлений и основных пород, близости их возрастов с синколлизийными гранитами шаранурского комплекса свидетельствует о генетической связи процессов их образования [55]. Частичное выплавление гранитов из гнейсов ольхонской серии проявляется на поздней коллизийной стадии (500-490 млн.лет) с последующим подъемом вместе южным крылом сдвиговой системы (480-475 млн. лет). В присутствии амфиболитов и карбонатов наблюдается подщелачивание выплавок с образованием граносиенитов на юге о.Ольхон. Чуть раньше происходит выдавливание обрывков слэбов с образованием цепочки массивов габбро (530-485 млн лет). Это сопровождалось быстрым перемешиванием основных и кислых магм в приповерхностных условиях (сложные дайки со структурами минглинг) и формирование

приконтактных зон нефелинизации у контактов основных массивов. На большей глубине это взаимодействие приводит к более полному смешению расплавов и перераспределению между ними щелочей,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  [56]. Оно способствует отделению щелочных сиенитовых расплавов Тажеранского и Будунского массивов, с одной стороны, и подщелоченных габбро с другой (дайки Тажеранского массива). Глубже происходит более длительное взаимодействие с подщелачиванием кислых расплавов вплоть до формирования интрузивных щелочных и нефелиновых сиенитов. По сравнению с мантийными щелочными сиенитами они обеднены редкими элементами в условиях преобладания основных и карбонатных вмещающих пород (Тажеранский массив) и обогащены Zr, Nb, отчасти REE (Будунский массив) при богатом этими элементами гнейсовом субстрате (Шаранурский гранитогнейсовый купол). Реальность таких процессов подтверждается экспериментами [56] о перераспределении элементов при взаимодействии кислых и основных расплавов с обогащением кислых расплавов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а основных -  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ . Действительно, секущие тажеранские сиениты дайки субщелочных габбро обогащены калием, но резко обеднены натрием [57].

#### 2.4 Итоги исследований 2019 г

**Задание.** Исследование геохимического разнообразия метасоматических процессов, сопряженных с гранитизацией, в связи с тектоникой на примере Ольхонского региона.

В Ольхонском регионе северном крыле сдвиговой зоны найдены скарны, согласные с мигматитами. Их составы отвечают известковым скарнам с высокими содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO, CaO. Интрузивных гранитов поблизости не наблюдается. Процесс скарнообразования идет на границе гранитогнейс – протолит, возможно, карбонатного состава. Активным началом в данном случае были мигматизирующие кремне-калиевые растворы. Валовый состав скарнов является сугубо известковистым. Породы и минералы практически не содержат магния и марганца, зато богаты Ca, Al, Fe и особенно Sr.

Внешней зоной является развитие геденбергита и анортита (клиноцоизита) по кальциту по реакции:  $2\text{CaCO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}^* + \text{SiO}_2 = \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{CO}_2$ .

Из формирующихся мигматитов с растворами в мрамор привносятся избыточные по отношению к лейкоosome  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ , в меньшей степени MgO – небольшое его количество содержится в геденбергите, но в гранате он практически отсутствует. Все щелочные элементы уходят на образование полевошпатовой лейкосомы мигматитов. Кроме петрогенных элементов, при образовании скарна привносятся такие гранитофильные элементы как Zr, Y, Nb и PЗЭ, не свойственные ни сланцам, ни мраморам, что опять-таки свидетельствует о связи скарнообразования с процессом мигматизации. В тыловой зоне

скарна отлагается много кварца с небольшим количеством граната и плагиоклаза и заметным - аксессуарных сфена и апатита. Похоже, внутренняя зона в пределе могла стать мономинеральной – кварцевой.

О сопряженности процессов мигматизации и скарнирования свидетельствуют практически одинаковые для мигматитов и скарнов температуры, определенные по гранат-биотитовому и гранат-клинопироксеновому геотермометрам (633-613С), и данные решения обратной задачи по программе Селектор – для скарна 614°С и 7 кбар и для мигматита 615°С и 7,5 кбар.

## **ВЫВОДЫ**

Ольхонский регион на небольшой площади и за короткий в геологическом плане отрезок времени (40-25 млн лет) демонстрирует в сжатом виде сложную историю островодужного магматизма, аккреции толщ Палеоазиатского океана, развития каледонской коллизии, перешедшей в мощный сдвиговый тектогенез, который резко нарастает к коллизионному шву. Главной причиной большинства особенностей коллизионных событий в Ольхонском регионе послужили:

1) исходно близкое положение ювенильной коры Хамардабан-Ольхонского террейна к Сибирскому кратону;

2) субвертикальное положение края кратона по отношению к аккреционной призме, препятствующее проникновению под кратон зоны субдукции. Прямые доказательства субдукционного процесса фиксируются только для погружения океанической коры под Ангино-Таланчанскую островную дугу. Вследствие высокого стояния этой части Сибирского кратона, сложенной кислыми породами, ни надсубдукционного магматизма каледонского времени на нем, ни обдукции на него офиолитов нет. Видимо, большая часть океанической коры ушла вдоль стенки кратона в мантию;

3) Одновременное появление гранитных выплавок и выдавливание основных расплавов вдоль плоскостей сдвигов привело к их взаимодействию с образованием щелочных сиенитов и щелочных растворов;

4) Активизация сдвиговым тектогенезом магматических процессов инициировала повторное расплавление надсубдукционного островодужного материала с внедрением многофазного Крестовского массива одновременно с выплавками шаранурских гранитов;

5) Общая сближенность геодинамически разных процессов во времени, возможно, была связана с ускорением движения Сибирского кратона на юг (в современных координатах) вследствие отрыва его от кратона Лаврентии в процессе распада Родинии.

### **3. Петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение процессов метаморфизма и метасоматоза и их роли в формировании гранитоидов в раннем докембрии и фанерозе на юге Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении**

#### **3.1 Итоги исследований 2020 г**

**Задание.** Исследование вещественных особенностей метаморфических, магматических и метасоматических пород архейских и палеопротерозойских комплексов Северо-Азиатского кратона и Фенно-Скандинавского щита, установление условий их формирования.

##### **3.1.1 Архейские и палеопротерозойские комплексы Северо-Азиатского кратона и Фенно-Скандинавского щита**

Установлены вещественные особенности метаморфических, магматических и метасоматических пород архейских и палеопротерозойских комплексов Северо-Азиатского кратона (массивы тоналит-трондьемит-гранулитовых ассоциаций Китойского и Булунского блоков; Онотский и Таргазойский зеленокаменные поясов; шарыжалгайский и китойский гранулитовые комплексы, черемшанская свита и Фенно-Скандинавского щита (Северо-Карельские зеленокаменные пояса, беломорский, кольский, лапландский, ладожский комплексы, ряд массивов, дайки в упомянутых комплексов [58].

В обоих кратонах отмечается близкие возрастные рубежи формирования метамагматических и метаосадочных протолитов, проявления в них метаморфизма, магматизма и метасоматоза. В восточной части Фенно-Скандинавского щита) и юге Восточной Сибири (Присаянский краевой выступ Сибирского кратона) присутствуют типовые структуры континентальной коры – массивы архейских тоналит-трондьемитовых гранито-гнейсов (ТТГГ), зеленокаменные и гранулитовые пояса (ЗП и ГП), парагнейсовые, архейские и палеопротерозойские гранитные комплексы, отражающие становления коры. В Фенно-Скандинавском щите это многочисленные зеленокаменные пояса, кольский, беломорский, лапландский, свекофенский метаморфические комплексы, гранитные массивы [58, 59]. В Присаянском выступе (Онотском и Таргазойском блоках) – массивы тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций (ТТГА) и одноименные ЗП, залегающие в их супраструктуре; гранулитовые (шарыжалгайский, китойский) и парагнейсовые комплексы; массивы архейских и палеопротерозойских гранитоидов и габброидов [58].

Палеоархейский период (3,2-3,4 млрд лет). Как и на других кратонах в Фенно-Скандинавском щите в этот период были сформированы ТТГА, слагающие инфраструктуру ЗП и парагнейсовые комплексы в Карельской, Кольско-Норвежской, Беломорской провинциях [59, 60]. В Присаянском выступе массивы ТТГГ имеют небольшие размеры,



часто залегают в виде тектонических пластин и линз в Онотском и Таргазойском блоках. Фиксируется три рубежа становления ТТГА (3,38, 3,34, 3,25 млрд лет).

Мезоархей (3,2-2,8 млрд лет). На этом этапе в раннедокембрийских комплексах Северо-Запада России и юга Восточной Сибири продолжается формирование «сиалических ядер» ТТГА. В Фенно-Скандинавском щите они пользуются более широким распространением, чем в Присяянском выступе; являются более магнезиальными по сравнению с Сибирскими; обогащены – Cr, Ni, обеднены – Zr, REE. В Северо-Карельской провинции в этот период началось формирование Керетского и Тикшеозерского ЗП (2,88-2,74 млрд лет), внедрились тоналиты (2,78 млрд лет). Для Фенно-Скандинавского кратона характерным является распространение высокомагнезиальных магматитов (коматиитов, бонинитов). В Беломорском подвижном поясе выделяется Хетоламбинский покров (Слабунов, 2008) с метабазальтами и метагабброидами, инъекционными тоналитами, согласными метабазитами и ультрабазитами, рассматриваемых как реликты протоофиолитов (2,92-2,79 млрд лет). С рубежа 2,88-2,79 млрд лет фиксируется образование чупинского парагнейсового комплекса, залегающего на хетоламбинском. Парагнейсы реконструируются как незрелые граувакки [59]. Позже участками проявился метаморфизм гранулитовой фации (2,7-2,88 млрд лет) и внедрение тоналитов. Породы чупинского парагнейсового комплекса по геохронологическим и изотопным характеристикам относятся к наиболее древним в Беломорском подвижном поясе [59]. В Присяянском краевом выступе в период 3,0-2,8 млрд лет происходили преобразования ранних ТТГА. В этот период были сформированы: Онотский и Таргазойский ЗП, состоящие из метамагматических (метабазальтовых и метагабброидных) амфиболитов, метаосадочных низко – и высокоглиноземистых гнейсов, железистых кварцитов; черемшанская парагнейсовая свита шарыжалгайского комплекса. В них практически нет ультраосновных пород. Особенностью докембрия региона является присутствие в Онотском ЗП доломитовых и магнезитовых мраморов, доля которых в камчадальской свите составляет 40%. Изотопный состав кислорода и углерода мраморов Онотского ЗП близок к составу архейских мраморов Южной Африки и Канады [61]. По сравнению с образованиями других регионов ЗП Присяянья имеют небольшие размеры. Их метаморфизм достигал амфиболитовой фации и проявился в период 1,8-1,9 млрд лет.

Неоархей (2,8-2,5 млрд лет). На Фенно-Скандинавском щите [59, 60]) в этот период завершилось формирование зеленокаменных поясов Центрально-Карельской провинции, внедрением диоритов и тоналитов (2,78-2,74 млрд лет), гранитов I типа. Были сформированы метамагматические и хемогенно-осадочные протолиты кольской серии и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. В Кольской провинции появились гранодиоритовые, плагиомикроклиновые щелочно-гранитные, граносиенитовые интрузии, редкометальные

пегматиты. В Северо-Карельской провинции [62] сформировался Нотоозерский комплекс (чарнокиты, диориты, тоналиты); в Фенно-Карельской субщелочные гранитоиды; в Кольской – габбро-анортозиты, щелочные граниты); в Центрально-Кольском и Мурманском блоках – монцониты, сиениты. В Сибирском кратоне рубеж 2,7-2,8 млрд лет проявился не столь масштабно как в Фенно-Скандинавском. В Китайском, Жидойском, Иркутном блоках были сформированы эндербиты. Им присущи более древние, чем палеоархейским ТТГА модельные возрасты. В Иркутном, Жидойском блоках распространены двупироксеновые плагиосланцы, гнейсы, реконструируемые как метавулканиды высоко- и низкокальциевых известково-щелочных серий с возрастными метаморфизма 2,6-2,7 млрд лет [58, 63]. Среди метаосадочных пород появляются высоко-и низкоглиноземистые сланцы, гнейсы, кварцито-гнейсы, реконструируемые как метаосадочные островодужные и металатеритные континентальные ассоциации. Обнаружены реликты метаморфизованных в условиях гранулитовой фации расслоенных габбро-анортозитов (2,649 млрд лет), близкие к рубежам становления подобных пород в кольском и беломорском комплексах [63]. Метаморфизм, гранитообразование в шарыжалгайской толще происходили в период 2,562-2,557 млрд лет. В китайском комплексе сформировались протолиты метавулканидов нормальных и высококальциевых известково-щелочных серий (2,545 млрд лет), доломитовых и кальцитовых мраморов, металатеритов (древних кор выветривания). Гранулитовый метаморфизм, гранитообразование произошло в период 2,48-2,53 млрд лет. Неоархейские гранитоиды китайского ультраметаморфического комплекса в Иркутном, Жидойском, Китайском блоках встречаются или в гранит-мигматитовых полях и (или) небольших массивах [64]. Они представлены гранитами А, I, S и ультраметаморфического типов. Состав последних определяется субстратом замещаемых пород. Ультраметаморфические гранитоиды [64] в шарыжалгайском (Иркутный и Жидойский блоки) и в китайском (Китайский блок) комплексах по геохимическим характеристикам близки между собой, относятся к син-и постколлизийным гранитам [64]. В Онотском и Таргазойском блоках фиксируется образование ультраметаморфических гранитов по ТТГА, в виде мигматитов и небольших их массивов [64].

Палеопротерозой 2,5-2,0 млрд лет. В Кольской провинции в период 2,4-2,5 млрд лет начался рифтогенез, а в Кольско-Норвежской и Карельской сформировались массивы габбро-анортозитов [59, 60]. В Сибири в конце этого периода в породах Онотского, Таргазойского и Китайского блоков завершилась кратонизация, которая отразилась в формировании широкого круга габбро-диабазов [65, 66, 67, 68]. В Иркутном, и отчасти Жидойском блоке, в интервале 2,3-1,9 млрд лет формировались субдукционные известково-

щелочные бимодальные серии, терригенные и карбонатные (доломитовые) осадки шарыжалгайского полихронного комплекса.

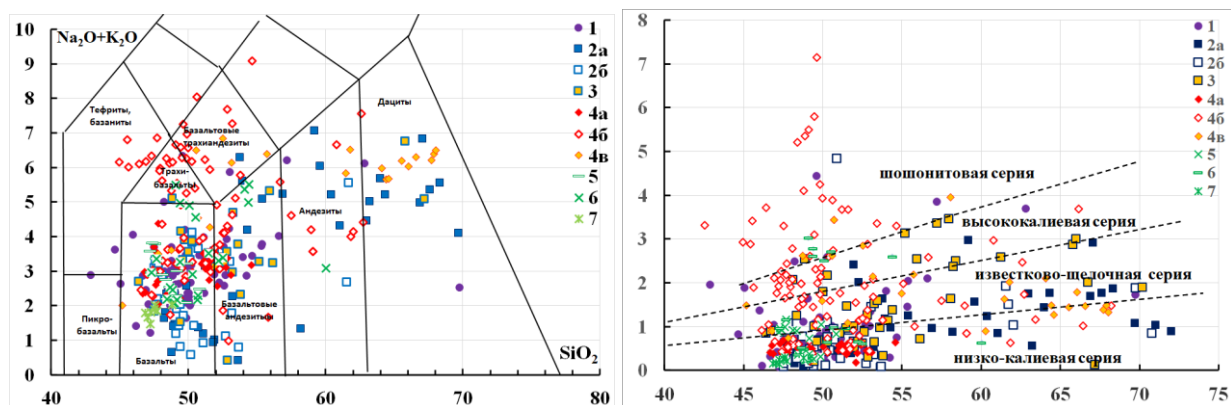
2,0-1,8 млрд лет. В зоне сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков в период 1,9 млрд лет образовался Лапландский гранулитовый пояс. В разных его участках фиксируются вариации составов от основных метамагматитов до широкого круга осадочных пород (кварцитов – высокоглиноземистых гнейсов (кондалитов), кальцитовых мраморов и кальцифиров). Распространены чарнокиты, эндербиты, граниты. В метаосадочных породах детритовые цирконы имеют возраста 2,0-2,9 млрд лет. Рубежи метаморфизма гранулитовой фации составляют 1,85-1,92 млрд лет, средний модельный возраст – 2,3 млрд лет [59]. В Северном Приладожье сформировался Свекофенский пояс [58, 59]. В нем широко распространены терригенно-осадочные и карбонатные породы. Проявлены зональный метаморфизм, ультраметаморфизм, присутствуют интрузии диоритов, габбро, редко пород шошонитовой серии, тоналитов, гранитов. В Иркутном, Жидойском блоках в интервале 2,0-1,9 млрд лет: сформировались протолиты пород бимодальных известково-щелочных и шошонитовых серий; карбонатные, метатерригенные, железистые осадки. В период 1,85-1,86 – метаморфизм и ультраметаморфизм гранулитовой фации; появление двупироксеновых, гиперстеновых плагиосланцев и плагиогнейсов, мигматитов по ним, эндербитов, чарнокитоидов, метатерригенных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов, доломитовых мраморов, кварцитов. В шарыжалгайском гранулитовом комплексе выделяется три возрастных уровня протолитов: палеоархейско-мезоархейский, неоархейский, палеопротерозойский. На рубеже 1870 млрд лет произошла субдукция неоархейского китойского комплекса с полихронным шарыжалгайским. В период 1,85-1,868 млрд лет в последнем проявилось масштабное гранитообразование с развитием плагио- и калишпатовых мигматитов, ультраметаморфических гранитов, появлением интрузий постколлизийных гранитоидов А типа, приморского, саянского, шумихинского комплексов. К этому периоду приурочено широкое развитие основных пород от обычной габбро-диабазов до лаек пород шошонитового ряда.

При выполнении проекта были опробованы разные методы обобщения материалов по выявлению основных характеристик по обоснованию различий между разными породами кратонов при эволюции магматизма во времени. Изучалось распределение петрогенных и редких элементов в метаморфических (метавулканических и метаинтрузивных) и магматических основных, средних и кислых породах, наблюдаемых в отдельных обозначенных и безымянных массивах, бимодальных сериях, дайковых полях. В результате изысканий было установлено, что наиболее информативными индикаторами по выявлению сходств и различий по обоснованию эволюции явились – общая щелочнометалльность

( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) и содержания  $\text{K}_2\text{O}$ . Эти характеристики, в целом, определяют их видовую принадлежность пород, возможные связи с мантийными и коровыми источниками, позволяют оценивать условия и геотектонические (геодинамические) обстановки их формирования.

В Северо-Азиатском кратоне от раннего архея (3 млрд л) до раннего палеопротерозоя (1,8 млрд. лет) практически во всех основных породах разных структурно-вещественных комплексов фиксируются существенные вариации щелочнометалльности (сумма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) (в соответствии с рисунком 11 а) и содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  (в соответствии с рисунком 11 а). Вариации в составах отражают их распределение в протолитах метаморфических и магматических пород. Существенные значения величин общей щелочнометалльности и  $\text{K}_2\text{O}$  присущи как архейским метаморфическим породам, так и протерозойским (в соответствии с рисунком 11). На обоих графиках точки составов образуют две обособленных области составов - низкокалиевой и известково-щелочной серий и в области высококалиевой и шошонитовой серии. Их примерной границей является область с 5%  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ . При этом максимальные значения щелочнометалльности присущи метаморфическим породам шарыжалгайского комплекса с палеопротерозойскими протолитами (в соответствии с рисунками 11 а, 12 б). Эти ассоциации относятся к гранулитовой фации, где кроме орто- и клинопироксена отмечается и биотит. Породы встречаются как в виде пластов, переслаивающихся с двупироксеновыми сланцами (низкокалиевой серии), так в линзовидных телах. Биотит-двупироксеновые плагиосланцы обогащены калием, их протолиты относятся к высококалиевой и шошонитовой сериям (в соответствии с рисунками 11 а, 11 б, 12а, 13, 14). В мировой литературе нет данных о присутствии протолитов этих серий в гранулитовых комплексах мира. Считается, что габбро и габбро-диабазы [67], также как и недавно открытые нами [68] породы шошонитовой серии (в соответствии с рисунками 11, 13, 14) отражают завершающий палеопротерозойский этап становления кратона в Китайском и Онотском блоках. Но в шарыжалгайском комплексе их протолиты метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (в соответствии с рисунками 11, 12 б).

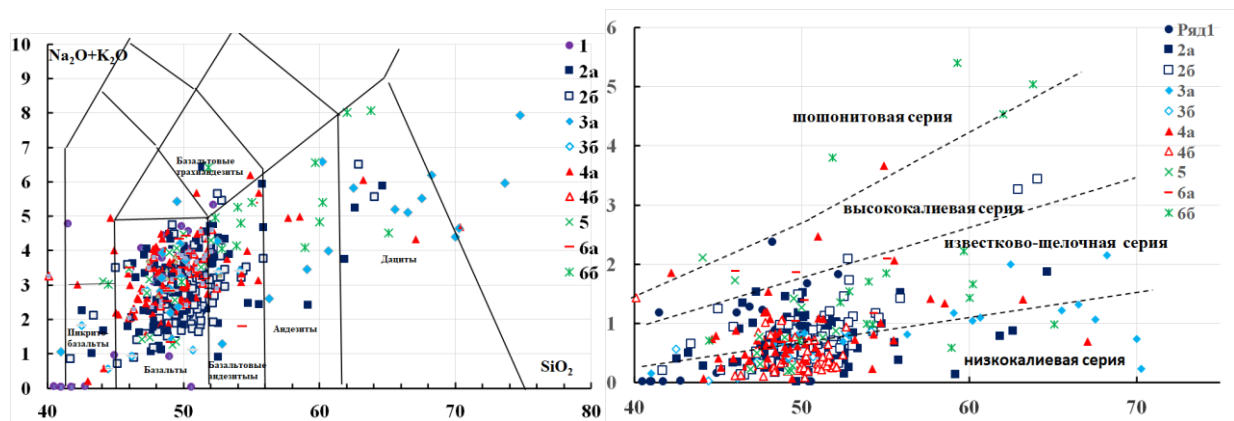
Как и в Северо-Азиатском кратоне в архейских и палеопротерозойских породах разного состава в Фенно-Скандинавском щите (в соответствии с рисунком 12) отмечаются существенные колебания величин щелочнометалльности (в соответствии с рисунком рис. 12а) и калиевости (в соответствии с рисунком 12б). На графиках (в соответствии с рисунками 11, 12) обращает на себя внимание большая распространенность в щите метаморфических и магматических породы низкокалиевой и известково-щелочной серий (в соответствии с рисунком 12 а), гораздо меньшая доля пород высококалиевой и шошонитовой



Условные обозначения. 1-3 – архейские породы: метаморфические - из массивов ТТГА, разных свит Онотского и Таргазойского ЗП (1); шарыжалгайского комплекса [64]: 2а – метаморфические (аповулканогенные протолиты зеленокаменных поясов) ; 2б – габбро и метагаббро шарыжалгайского комплекса гранулитовой фации; 3- метавулканыты китойского гранулитового комплекса; 4-6 раннепалеопротерозойские породы: шарыжалгайский гранулитовый комплекс - дупироксеновые плагиосланцы (метавулканыты, 4а), биотит-дупироксеновые плагиосланцы (4б), биотит-дупироксеновые и дупироксеновые плагиосланцы в тектонических блоках оз. Байкал (4в); 5 -6 - палеопротерозойские габброиды и диабазы в онотском зеленокаменном поясе (5) и китойском гранулитовом комплексе(6). 7- неопротерозойские диабазы и габбро-диабазы в шарыжалгайской и китойском гранулитовых комплексах, Онотском ЗП.

**Рисунок 11 – Распределение щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , а) и  $\text{K}_2\text{O}$  (б) в метаморфических и магматических породах гралитовых и зеленокаменных комплексов Северо-Азиатского кратона**

серий (в соответствии с рисунком 12 б). В целом можно сказать, что по сравнению с Северо-Азиатском кратоне они здесь редки (в соответствии с рисунком 11). Следует отметить, что именно в комплексах Фенно-Скандинавском щита широко представлены магнезиальные образования - коматииты, бониниты, которые неизвестны в Северо-Азиатском кратоне. Судя по работам по Балтийскому щиту [69], среди пород дайкового комплекса встречаются магматические породы высококальцевой и шононитовой серии, но в пределах метаморфических комплексов протолиты такого состава пока не установлены. пока не установлены. Для Фенно-Скандинавского щита также отмечается отсутствие какой-либо приуроченности высококальцевых серий к породам определенных возрастных рубежей. В Северо-Азиатском и Фенно-Скандинавском щите выявлено отсутствие тенденций последовательной смены пород низкокальцевых серий высококальцевыми.



Условные обозначения. 1-3 – архейские породы: метаморфические из массивов ТТГА, зеленокаменных поясов - Тулосский, Ветряный, другие (1); беломорского комплекса – метаморфические (двупироксеновые сланцы, гнейсы, амфиболиты, 2 а), магматические (метагабброиды, метаанортозиты, габброиды, друзиты, 2 б); кольской серии - метаморфические породы (двупироксеновые сланцы и гнейсы, амфиболиты, 3 а), магматические породы - диабазы и метаультрабазиты (3 б); 4-7 – палеопротерозойские породы\): лапландского гранулитового комплекса – метаморфические - двупироксеновые сланцы, гнейсы (4 а), магматические - габбро, метагаббро, метаанортозиты, друзиты (4 б); магматические и метамагматические породы Северо-Печенгского и Имандра-Варзугского подвижных поясов (5); Свеко-Фенского подвижного (ладожского) пояса – метаморфические (двупироксеновые сланцы, амфиболиты, гнейсы, 6 а), магматические (габбро, диабазы, диориты, 6 б).

**Рисунок 12 – Распределение щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , а) и  $\text{K}_2\text{O}$  (б) в метаморфических и магматических породах гранитовых и зеленокаменных комплексов Фенно-Скандинавского щита**

Их развитие не определяется временными рубежами и определяется локальными факторами корообразования в каждом периоде геологической истории.

Присутствие высококальциевых серий в докембрийских зеленокаменных областях может быть объяснено только мантийными процессами и не может быть объяснено механизмом контаминацией коры, которой в раннем докембрии еще не было. В тоже время для раннепалеопротерозойского этапа в обоих кратонах фиксируется развитие высококальциевых и шошонитовых серий (в соответствии с рисунками 11, 12). Требуется объяснения и то, что в Фенно-Скандинавском щите не встречено палеопротерозойских протолитов шошонитовой и высококальциевой серий. Выявление различий в распространении пород высококальциевой и шошонитовой серий в Северо-Азиатском и Фенноскандинавском кратонах может рассматриваться как открытие с дальнейшими далеко идущими выводами понимания

коровых и мантийных процессов, гранитообразования и рудообразования. Эти различия в будущем могут рассматриваться как критерии для геотектонических построений формирования суперконтинентов, проведения типизации континентальных блоков, при проведении металлогенетического анализа.

Метасоматические процессы контролируются проявлением метаморфизма и тектоническими условиями при определяющем влиянии субстрата замещаемых пород. Именно он определяет вещественную специфику метасоматитов сформированным по разным карбонатным породам, кристаллическим сланцам и гнейсам в широком интервале температур. Источником флюидом является магматиты разного состава. Также образование метасоматитов происходит при региональных процессах в глубинных зонах в связи с проявлением процессов ультраметаморфизма (гранитизации).

### **3.1.2 Черносланцевые толщи мезоархейского возраста**

В черемшанской свите шарыжалгайского комплекса (междуречье р. Китой-Тойсук) обнаружены древнейшие в мире аналоги черносланцевых толщ мезоархейского возраста ( $T_{ND} (DM) \sim 3.0$  млрд лет), являющиеся протолитами колчеданных руд. В них, несмотря на метаморфизм гранулитовой фации, сохранились метки архейского атмосферного резервуара серы (масс-независимое фракционирование), ее изотопов в протолитах сульфидных руд. По существующим представлениям [70] это могло происходить только в условиях бескислородной атмосферы на Земле до рубежа 2,5 млрд. лет. Между возрастами образования протолитов и их метаморфизмом (конкордантный U-Pb возраст –  $1866.8 \pm 7.6$  млн лет) отмечается перерыв почти в 1 млрд. лет. Такой огромный перерыв между временем образования протолитов колчеданной формации и их метаморфизмом фиксируется впервые в Северо-Азиатском кратоне.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что черемшанская свита является еще одним древнейшим в Северо-Азиатском кратоне полигенным, полихронным комплексом. Она сформировалась в мезоархее (~3.0 млрд лет) в один период с Онотским и Таргазойский ЗП, но в отличие от них была метаморфизована в условиях гранулитовой фации. При проявлении а высокоградиентного метаморфизма, сопровождавшийся изменением минерального состава пород и хемогенным фракционированием изотопов, метка атмосферной серы мезоархей в сульфидных рудах сохранилась. Полученная по цирконам датировка отражает как завершение этапа метаморфизма, так и возраст преобразований протолитов колчеданных руд. Данные являются основой для разработки новых структурно-вещественных шкал в Присяянском выступе.

### **3.1.3 Бобруйский погребенный выступ Белорусского кристаллического массива**

В Бобруйском погребенном выступе Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейского кратона (ВЕК) присутствуют уникальные на Земле породы с редкими по морфологии и сочетанию элементов, самородными и интерметаллическими соединениями, карбидами, нитридами, сплавами, открытыми здесь аморфными металлами, минералами содержащими Fe, Mn, Ti, Si, Cu, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Cr, Co, K, Na, Ni, V, Al, Ag, As, F, Cl, S, C, O [71]. Они присутствуют в породах 8 скважин кристаллического фундамента, габбро-долеритовой, риодацит-риолитовой формации Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, дайках основного и кислого составов, метасоматитах развитых по ним. Площадь распространения минерализации в кристаллических породах может составлять 2506 км<sup>2</sup>. Формирование минерализации связывается или с процессами импактного взаимодействия метеороида с мантийным слоем или с процессами в мантии с поступлением флюидных потоков в верхние структурные этажи.

### **ВЫВОДЫ**

Установлены вещественные особенности метаморфических, магматических и метасоматических пород архейских и палеопротерозойских комплексов Северо-Азиатского кратона (массивы тоналит-трондьемит-гранулитовых ассоциаций Китойского и Булунского блоков; Онотский и Таргазойский зеленокаменные пояса; шарыжалгайский и китойский гранулитовые комплексы, черемшанская свита и Фенно-Скандинавского щита (Северо-Карельские зеленокаменные пояса, беломорский, кольский, лапландский, ладожский комплексы. Показано развитие в докембрийских зеленокаменных областях высококальциевых магматических серий пород, которое может быть объяснено только мантийными процессами и не может быть объяснено механизмом контаминации коры.

Выявление различий в распространении пород высококальциевой и шошонитовой серий в Северо-Азиатском и Фенноскандинавском кратонах может рассматриваться как открытие с дальнейшими далеко идущими выводами понимания коровых и мантийных процессов, гранитообразования и рудообразования. Эти различия в будущем могут рассматриваться как критерии для геотектонического построения формирования суперконтинентов, проведения типизации континентальных блоков, при проведении металлогенетического анализа.



## **4. Разработка и совершенствование петрогенетических моделей формирования гранитно-пегматитовых систем с месторождениями Li, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, РЗЭ, Nb, Ta, Zr**

### **4.1 Итоги исследований 2017 г**

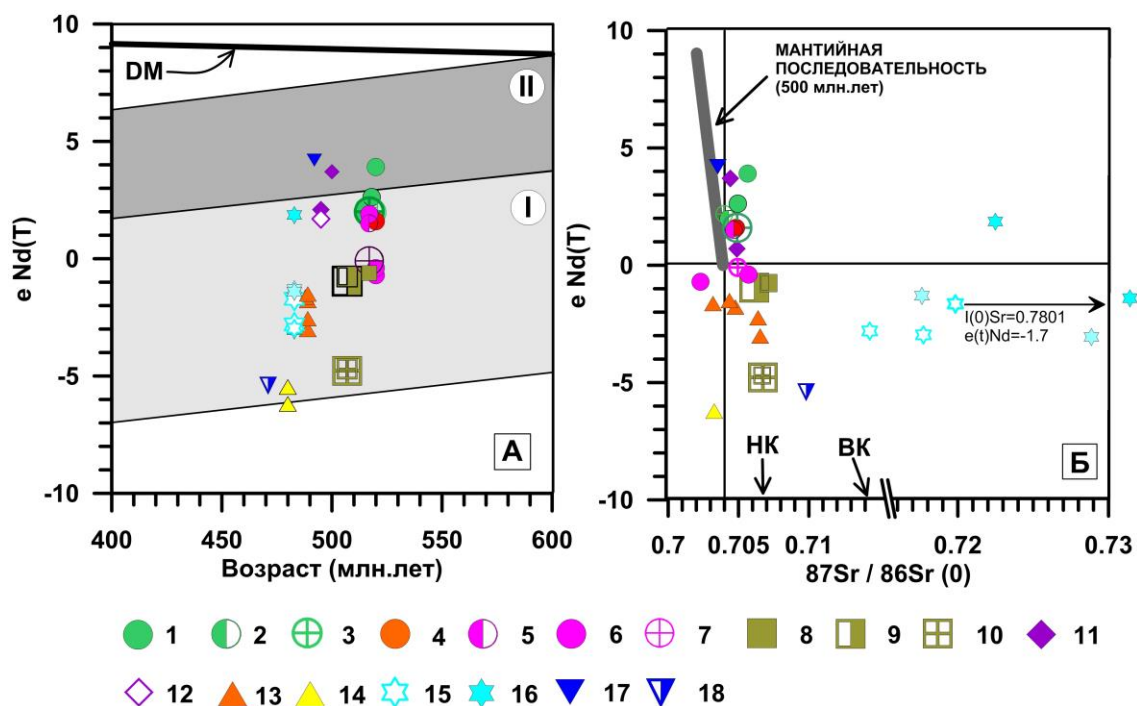
**Задание.** Изучение условий формирования, вещественного состава и рудного потенциала редкометалльных гранитно-пегматитовых систем в коллизионной зоне Сангиленского нагорья.

Установлены геологические условия проявления, исследованы состав и изотопные U-Pb, Sr-Nd характеристики раннепалеозойских габбро-гранитных plutонических ассоциаций в восточной части (бассейны рек Дзос и Хусуингол) субширотного Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП), включающего крупное месторождение лития Тастыг. Их возраст (SHRIMP, U-Pb по цирконам) отвечает интервалу проявления раннепалеозойского коллизионного орогенеза на Западном Сангилене (520-480 млн. лет), осложненного одновременным воздействием Алтае-Саянского мантийного плюма. Установлено, что главными факторами, отразившимися на геохимических особенностях и металлогенической специализации базитов и ассоциированных с ними гранитоидов, в том числе редкометалльных пегматитов, явились изменение в ходе коллизионного орогенеза состава мантийных источников и вовлечение в процессы корового плавления все более древнего и радиогенного субстрата (в соответствии с рисунком 13). Выявленное в пределах ЮСП закономерное увеличение с запада на восток объема гранитоидов повышенной калиевой щелочности и продуктивности проявлений литиевого редкометального магматизма, наряду с изотопно-геохронологическими данными, говорит о тесной парагенетической связи редкометального магматизма ЮСП с гранитами повышенной общей и калиевой щелочности кыстарысского комплекса (489-488 млн лет), образовавшимися на завершающем этапе раннепалеозойского коллизионного орогенеза.

### **4.2 Итоги исследований 2018 г**

**Задание.** Изучение геохимических особенностей и условий формирования редкометалльных гранитно-пегматитовых систем в постколлизионных геодинамических обстановках (на примере Сольбельдерского пегматитового поля Центрального Сангилена)

Установлено, что в отличие от Южно-Сангиленского редкометального пегматитового пояса (ЮСП), образованного на завершающем этапе раннепалеозойского коллизионного орогенеза, сподуменовые пегматиты Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП), представлены в Сольбельдерском пегматитовом поле и образованы в пермское время (292-272 млн лет) в анорогенной обстановке с большим отрывом как от коллизионных гранитных



Условные обозначения. I –IV магматические ассоциации ЮСП: I – габбро-диорит-кварцевый диорит-гранодиоритовая (1-7 разным цветом для разных полей, залитый круг-габбро, полузалитый круг -кварцевый диорит, круг с крестом – гранодиорит, плагиогранит); II – тоналит-плагиогранитовая (8 – тоналит, 9 – плагиогранит, 10 – лейкоплагиогранит); III – монцогаббро-щелочногранитовая (11 – монцогаббро, 12 – щелочные граниты); IV-а – гранит-лейкогранитовая кыстарысского комплекса ЮСП (13 – биотитовые граниты главной фазы, 14 – биотитовые лейкограниты фазы дополнительных интрузий); IV-б – сподуменовые пегматиты ЮСП (15 – проявления Харты Качикского поля, 16 – месторождения Тастыг); IV-с гранит-лейкогранитовая в Солбельдерском поле ЦСП (17 – биотитовые плагиограниты главной фазы, 18 – биотитовые лейкограниты фазы дополнительных интрузий). Римскими цифрами обозначены области составов коры рифейской ( I ) и каледонской ( II ) Nd-изотопных провинций ЦАСП.

**Рисунок 13 – Эволюционная диаграмма  $eNd(T)$ -возраст (А) и изотопная Sr-Nd систематика (Б) пород магматических комплексов Южно-Сангиленского пегматитового пояса, включающих месторождения литиевых пегматитов Тастыг**

комплексов раннепалеозойского возраста (492 и 471 млн лет), так и от пород щелочного состава (378 и 180 млн лет), проявившихся в структурах Сангилена в среднем и позднем палеозое. Новые данные о различном возрасте редкометалльных пегматитов Южно-Сангиленского и Центрально-Сангиленского пегматитовых поясов свидетельствуют о как минимум двукратном проявлении редкометального гранитного магматизма на Сангилене и

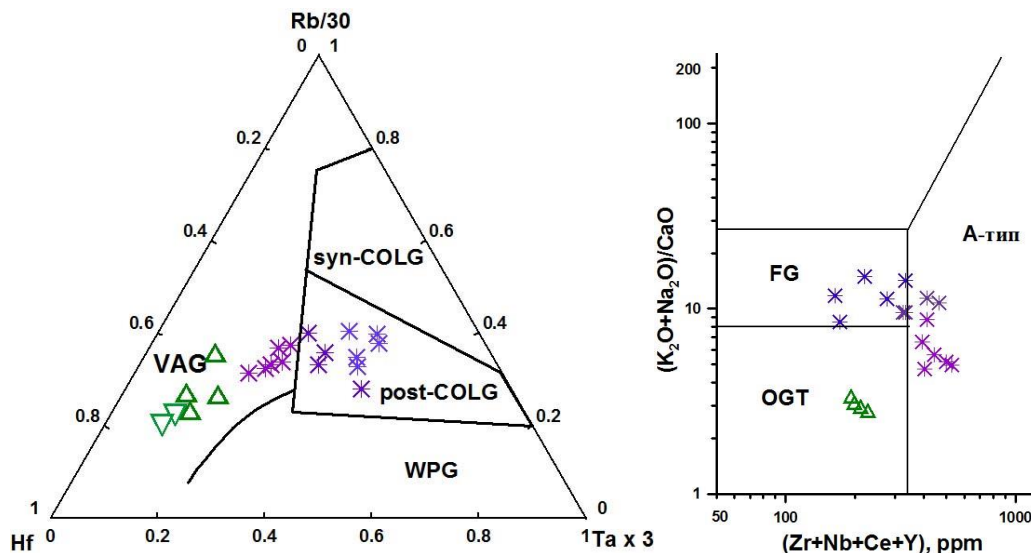
существенно расширяют его временные рамки. При этом вновь возникают вопросы об источниках рудного вещества и связи пегматитов с гранитами. Исследования петрогенезиса рудно-магматических систем ЦСП выявили кардинальные отличия состава и изотопных характеристик гранитов крупного плутона, вблизи которого сгруппированы проявления сподуменовых пегматитов Сольбельдерского поля (492 млн лет, I-тип,  $eNd(+)$ -тип), от гранитов кыстарысского комплекса, с которыми парагенетически связаны богатые Li пегматиты Южно-Сангиленского пояса (489-488 млн лет, A-тип,  $eNd(-)$ -тип) (в соответствии с рисунком 13). Полученные данные свидетельствуют об автономности позднепалеозойского магматического импульса формирования редкометальных гранитных пегматитов Сольбельдерского поля (292-272 млн лет), который проявился в анорогенной обстановке в интервале между импульсами щелочного магматизма, вне связи с окружающими гранитоидными плутонами.

#### **4.3 Итоги исследований 2019 г**

**Задание.** Изучение геохимических особенностей и условий формирования редкометальных гранитно-пегматитовых систем в постколлизионных геодинамических обстановках (на примере Сольбельдерского пегматитового поля Центрального Сангилена).

Установлено, что в отличие от Южно-Сангиленского редкометального пегматитового пояса (ЮСП), образовавшегося на завершающем этапе раннепалеозойского коллизионного орогенеза, сподуменовые редкометальные пегматиты Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП), представленные в Сольбельдерском пегматитовом поле, сформировались в пермское время (292-272 млн лет) в анорогенной обстановке с большим отрывом как от коллизионных гранитных комплексов раннепалеозойского возраста (492 и 471 млн лет), так и от пород щелочного состава (378 и 180 млн лет), проявившихся в структурах Сангилена в среднем и позднем палеозое. Новые данные о различном возрасте редкометальных пегматитов Южно-Сангиленского и Центрально-Сангиленского пегматитовых поясов свидетельствуют о как минимум двукратном проявлении редкометального гранитного магматизма на Сангилене и существенно расширяют его временные рамки. При этом вновь возникают вопросы об источниках рудного вещества и связи пегматитов с гранитами. Исследования петрогенезиса рудно-магматических систем ЦСП выявили кардинальные отличия состава и изотопных характеристик гранитов крупного плутона, вблизи которого сгруппированы проявления сподуменовых пегматитов Сольбельдерского поля (492 млн лет, I-тип,  $eNd(+)$ -тип), от гранитов кыстарысского комплекса, с которыми парагенетически связаны богатые Li пегматиты Южно-Сангиленского пояса (489-488 млн лет, A-тип,  $eNd(-)$ -тип) (в соответствии с рисунком 14).

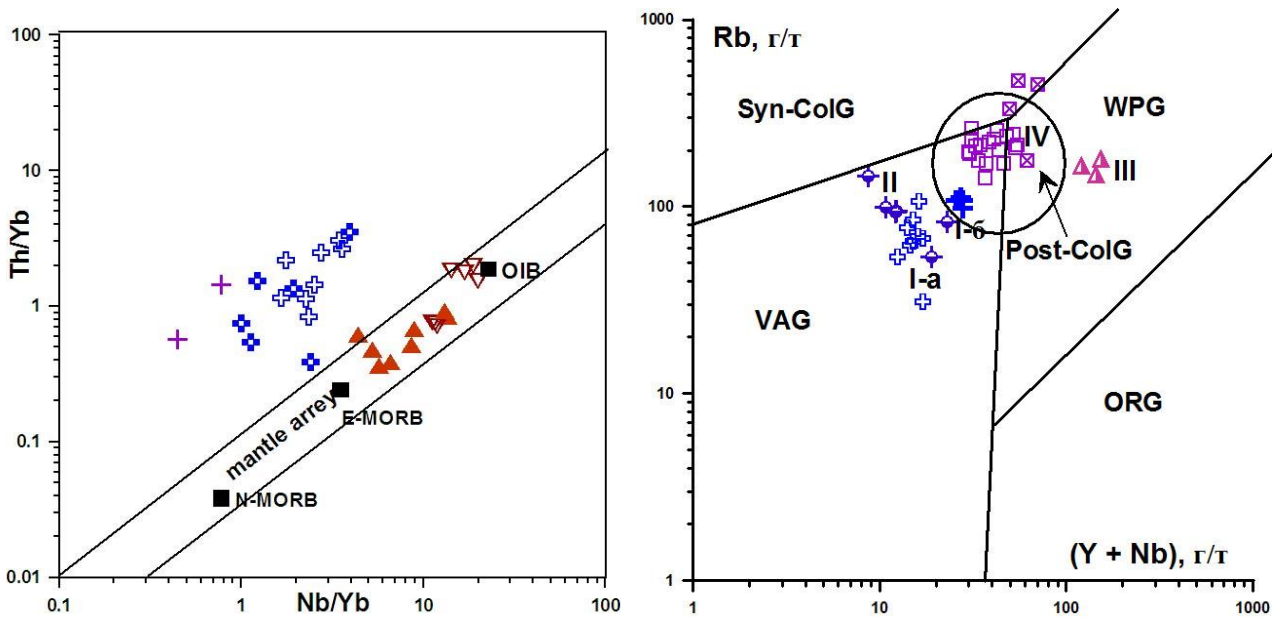
Полученные данные свидетельствуют об автономности позднепалеозойского магматического импульса формирования редкометальных гранитных пегматитов Сольбельдерского поля (292-272 млн лет), который проявился в анорогенной обстановке в интервале между импульсами щелочного магматизма, вне связи с окружающими гранитоидными плутонами.



Условные обозначения. Типы гранитов в разных тектонических обстановках: syn-COLG – синколлизионные, post-COLG – постколлизионные, WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, Fg – поле фракционированных гранитов, OGT – поле нефракционированных гранитов.

**Рисунок 14 – Составы гранитов Сольбельдерского поля (треугольники) в сравнении с гранитами кыстарысского комплекса Южно-Сангиленского пегматитового пояса (звездочки) на дискриминационных диаграммах**

В Качикском поле редкометальных сподуменовых пегматитов, принадлежащем к Южно-Сангиленскому пегматитовому поясу (ЮСП), впервые на Сангиле выявлена магматическая бимодальная ассоциация высокотитанистых монцогаббро и щелочных эгириновых гранитов (ассоциация-III) с геохимическими характеристиками OIB и WPG раннепалеозойского возраста (в соответствии с рисунком 15). Изотопно-геохимические характеристики этих пород (Sm-Nd-Sr)  $\epsilon_{Nd}(T)$  (от + 2.1 до + 3.7) свидетельствуют о связи с мантийным источником. Установлено, что они предшествовали образованию и оказали влияние на состав гранитно-пегматитовых систем ЮСП, источником которых, судя по их изотопным данным  $\epsilon_{Nd}(T) = (-1,6) - (-3,1)$ , были метаосадочные породы. Доказана возможность метасоматической переработки последних флюидами, сопровождавшими внедрение щелочных интрузивных пород.

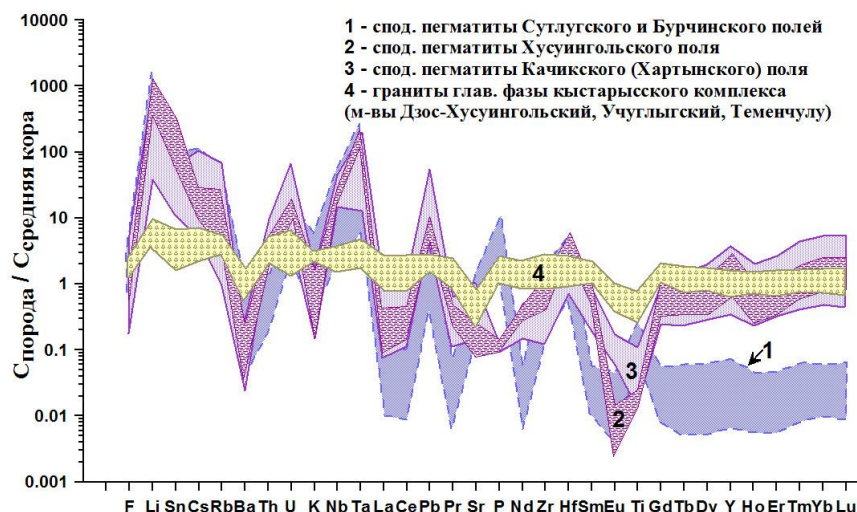


Условные обозначения. а) Th/Yb—Nb/Yb по [Dampare et al., 2008] для габбро двух магматических ассоциаций (раннеколлизийной I –кресты, позднеколлизийной III – треугольники); б) Rb—(Y+Nb) для гранитов, образующихся в разных тектонических обстановках: syn-COLG – синколлизийные, post-COLG – постколлизийные, WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов. Граниты 4-х магматических ассоциаций ЮСП, сформировавшихся на разных стадиях коллизийного тектогенеза: раннеколлизийной (I-II - кресты) и позднеколлизийной (III- треугольники, IV - квадраты).

**Рисунок 15 – Дискриминационные диаграммы для магматических пород раннепалеозойского возраста Южно-Сангиленского пегматитового пояса**

Этим, очевидно, обусловлены специфический состав как пегматитоносных гранитов кыстарысского комплекса А-типа (в соответствии с рисунком 13, 14), так и богатых Li сподуменовых пегматитов Качикского поля (в соответствии с рисунком 14).

Сравнение состава сподуменовых пегматитов двух полей ЮСП Качикского (в котором предшествующий щелочной магматизм проявился) и Сутлугского (в котором признаков его проявления нет), выявило их различия по типу щелочности (соотношению Na/K) и дополнительной редкометальной специализации: (1) Li ± Cs, Ta (классическая LCT) в Сутлугском поле и (2) Li ± Cs, Ta, Nb, Zr, Y, PЗЭ (комбинированная LCT-NYF) в Качикском поле (в соответствии с рисунком 16). Таким образом, установлено, что редкоэлементный состав сподуменовых пегматитов, как и обычных гранитов, может отражать геохимическую специфику их коровых источников, в том числе – проявление мантийно-корового взаимодействия.



Условные обозначения. 1-3 – сподуменовые пегматиты разных полей: 1 – Бурчинского и Сутлугского, 2 – Хусуингольского, 3 – Качикского (Хартынского проявление), 4 – граниты главной фазы трех изученных массивов (Дзос-Хусуингольского, Учуглыгского, Теменчулу). Содержания элементов нормированы по среднему составу земной коры по [12].

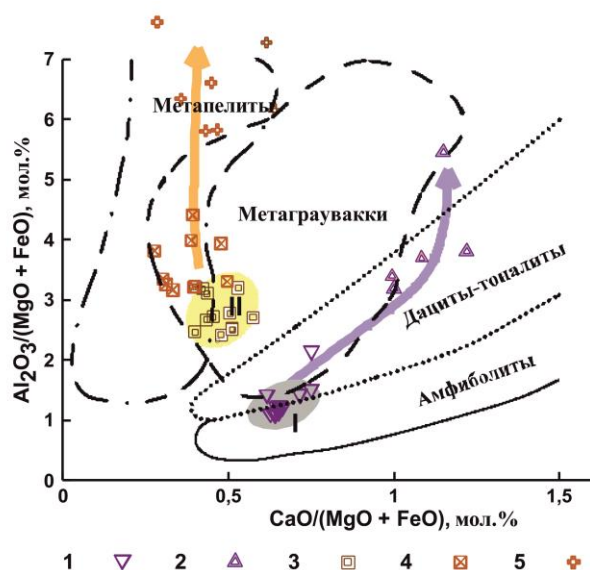
**Рисунок 16 – Мультиэлементные спектры для гранитов главной фазы кыстарыского комплекса (из 3-х массивов) и сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП**

#### 4.4 Итоги исследований 2020 г

**Задание.** Изучение процессов формирования и установление изотопно-геохимическими методами природы источников вещества разновозрастных гранитно-пегматитовых систем Сангиленского нагорья, продуцирующих редкометалльные месторождения. Оценка индикаторных минералого-геохимических особенностей редкометалльных пегматитов, сформированных в различных палеогеодинамических обстановках.

Установлены геологические условия проявления, состав и изотопные U-Pb, Sr-Nd характеристики магматических ассоциаций, предшествовавших образованию богатых литием редкометалльных пегматитов Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла (ЦБРУ) – одного из ключевых в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе (ЮСП) Тувино-Монгольского микроконтинента. Определение возраста этих пород (U-Pb по циркону, SIMS SHRIMP-II), позволило впервые выделить в этом регионе три импульса гранитообразования ( $517 \pm 7$ ,  $508 \pm 7$  и  $488 \pm 6$  млн лет), с последним из которых субсинхронно формирование богатых литием пегматитов ( $494 \pm 7$  млн лет), и обосновать их соответствие различным стадиям раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520-480 млн лет). На примере ЦБРУ доказано, что отличия состава и изотопных характеристик гранитоидов из магматических ассоциаций, доминировавших на разных стадиях орогенеза:

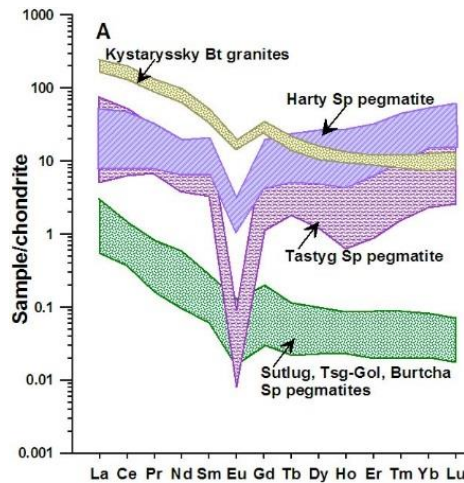
(I) - раннеколлизийной ( $517 \pm 7$  млн лет) - гранитоиды I-типа,  $eNd(+)$ -типа,  $TNd$  (DM-2st)=1.1 млрд. лет и (II) - позднеколлизийной ( $488 \pm 6$  млн лет) - граниты A-2-типа,  $eNd(-)$ -типа,  $TNd$  (DM-2st)=1.5-1.4 млрд. лет – обусловлены различием их источников (в соответствии с рисунком 17).



Условные обозначения. Гранитоиды доминирующих магматических ассоциаций ЦБРУ: 1-2 раннеколлизийной (1 – гранодиориты главной фазы крупного массива, 2 – жильные граниты); 3-5 позднеколлизийной (3-4 – граниты главной фазы из 2-х массивов, 5 – жильные лейкограниты); закрашенные поля I и II – области их источников, соответственно. Стрелками показаны направления эволюции их составов.

**Рисунок 17 – Сопоставление составов гранитоидов ЦБРУ с экспериментальными данными по плавлению различных коровых пород**

В ЦБРУ не выявлено признаков прямой генетической связи между гранитами A-2-типа позднеколлизийного импульса, слагающими два плутона, и расположенными вблизи них многочисленными проявлениями сподуменовых пегматитов Бурчинского и Сутлугского полей. Несмотря на близкий возраст их формирования ( $494 \pm 7$  млн лет для сподуменовых пегматитов и  $488 \pm 6$  млн лет для гранитов, между ними не установлено фациальных переходов, а геохимические особенности пегматитов резко контрастируют не только с этими гранитами, но и со сподуменовыми пегматитами других полей ЮСП, включающих крупное месторождение лития Тастыг (в соответствии с рисунком 17). Сопоставление изотопно-геохимических характеристик гранитоидов ЦБРУ и других модельных гранитно-пегматитовых систем Сангиленского нагорья, изученных в 2017-2019 гг, позволило доказать важную роль процессов корово-мантийного взаимодействия в формировании их источников, и обосновать их влияние на особенности редкометальной специализации пегматитов.



**Рисунок 18 – Спектры распределения РЗЭ для позднеколлизионных гранитов Южно-Сангиленского пегматитового пояса (кыстарысского комплекса) и для сподуменовых пегматитов разных полей в его составе: Качикского (проявление Харты), Дзос-Хусуингольского (месторождение Тастыг) и двух полей ЦБРУ (Сутлугского и Бурчинского)**

## ВЫВОДЫ

Установлены условия проявления, состав и изотопные U-Pb, Sr-Nd характеристики магматических ассоциаций, предшествовавших образованию богатых литием редкометальных пегматитов Церигийнольско-Бурчинского рудно-магматического узла (ЦБРУ) – ключевого в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе Тувино-Монгольского массива. Определение возраста этих пород (U-Pb по циркону, SIMS SHRIMP-II), позволило впервые выделить в этом регионе три импульса гранитообразования ( $517 \pm 7$ ,  $508 \pm 7$  и  $488 \pm 6$  млн лет), с последним из которых субсинхронно формирование богатых литием пегматитов ( $494 \pm 7$  млн лет), и обосновать их соответствие различным стадиям раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520-480 млн лет). Доказано, что отличия состава и изотопных характеристик гранитоидов магматических ассоциаций, доминировавших на разных стадиях орогенеза: (I) раннеколлизионной ( $517 \pm 7$  млн лет) - гранитоиды I-типа,  $eNd(+)$ -типа,  $TNd (DM-2st)=1.1$  млрд. лет и (II) позднеколлизионной ( $488 \pm 6$  млн лет) - граниты A-2-типа,  $eNd(-)$ -типа,  $TNd (DM-2st)=1.5-1.4$  млрд. лет – обусловлены различием их источников.



## **5. Изучение процессов формирования адакитовых магм в коллизионных орогенах, определение их возраста и изотопно-геохимических характеристик на примере гранитоидов Восточного Саяна и Восточного Забайкалья**

### **5.1 Итоги исследований 2017 г**

**Задание.** Установление вещественных особенностей и геодинамической позиции мезозойского адакитового магматизма Восточного Забайкалья.

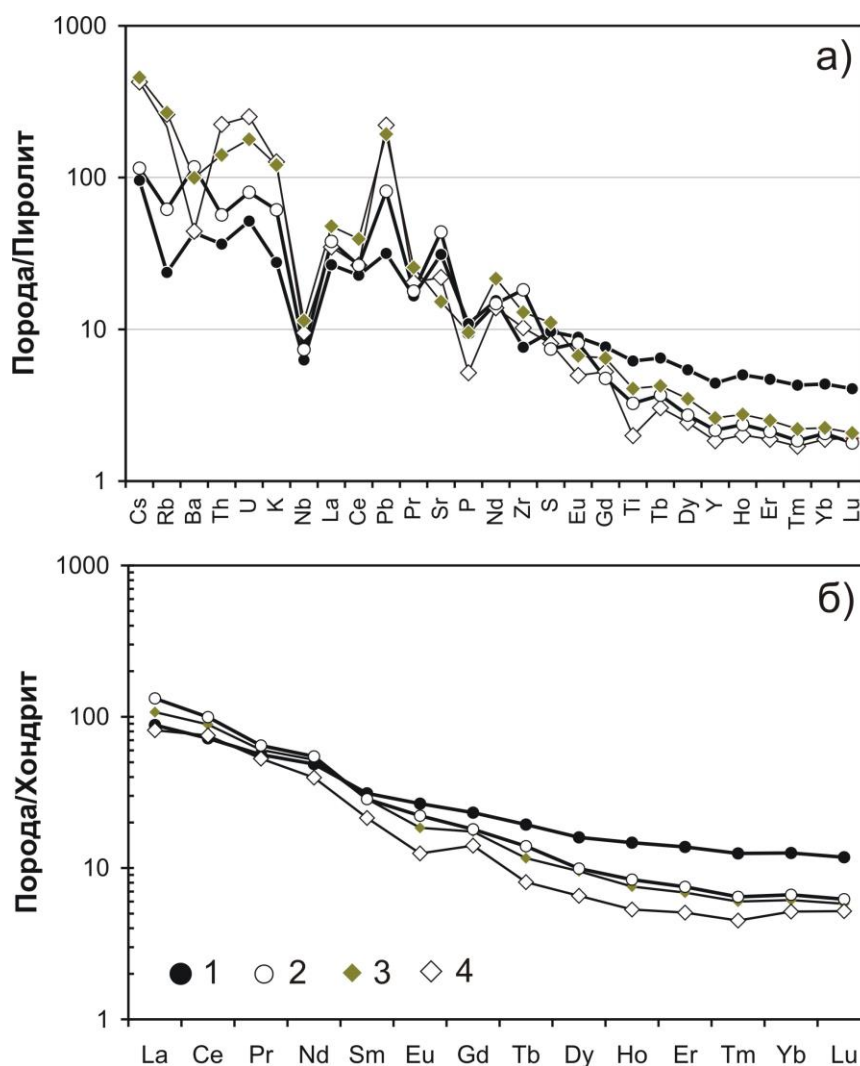
Выполнено изотопное датирование гранитоидов Усть-Карского района Восточного Забайкалья. Установлено, что гранитоиды новоолекминского комплекса относимого к раннему протерозою имеют раннеюрский возраст ( $182,9 \pm 2,6$  млн лет). Их образование может быть сопоставлено с зоной субдукции существовавшей в данный промежуток времени на южной (в современных координатах) границе Сибирского континента. Рвущие их гранитоиды амуджикано-сретинского комплекса имеют позднеюрский возраст ( $151,7 \pm 1,9$  млн лет) и могут быть сопоставлены с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов, после закрытия Монголо-Охотского океана.

По своей геохимической характеристике гранитоиды новоолекминского комплекса соответствуют производным слэбовых магм. Им свойственны повышенная магнезиальность, значительное преобладание калия над натрием, высокие концентрации глинозема. Высокие концентрации Sr, LREE, низкие концентрации Y, HREE, высокие Sr/Y и La/Yb отношения (в соответствии с рисунком 19). Основные породы комплекса по своей геохимической характеристике соответствуют высокониобиевым базитам (NEB). Базиты NEB образуются в результате плавления пород мантийного клина, либо литосферной мантии, метасоматически преобразованных производными слэбовых магм [72, 73]. Совместное появление адакитов и базитов NEB свидетельствует о том, что слэбовые магмы прошли через мантийный клин и фиксирует существование геохимически специализированного домена/метасоматически преобразованной мантии — источника базитов NEB.

Гранитоиды амуджикано-сретинского комплекса обладают аномальными магнезиальностью и концентрациями Cr, Ni, наряду с повышенными концентрациями LIL элементов, близким к единице K/Na отношением, высокими концентрациями LREE, низкими концентрациями Y, HRE элементов (в соответствии с рисунком 19). По своей геохимической характеристике они соответствуют санукитоидам - «посткинематическим» гранитоидам древних кратонов [73], продуктам плавления геохимически специализированных мантийных источников сформированных в зоне субдукции, при воздействии слэбовых магм на перидотиты верхней мантии [74]. Анализ имеющейся геохимических и изотопных данных позволил связать образование этих гранитоидов с плавлением образованного в ранней юре

геохимически-специализированного источника, располагавшегося, на момент магмогенерации, в субконтинентальной мантии региона.

Появление производных слэбовых магм в составе гранитоидных комплексов региона позволяет говорить о существовании на период магмогенерации мантийного, субконтинентального геохимически специализированного источника вещества. Источник был сформирован в зоне субдукции, существовавшей на южной границе Сибирского континента в раннеюрское время и ремобилизован в поздней юре при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Этот источник контролировал как геохимически специализированный гранитоидный магматизм, так и рудную минерализацию.



Условные обозначения. а – спайдердиаграмма; б – спектр редкоземельных элементов. 1 – 2 – новоолекминский комплекс: 1 – габбро (NEB), 2 – тоналиты (адакиты); 3 – 4 – амуджикано-сретенский комплекс: 3 – гибридные порфиры (примитивные санукитоиды), 4 – гранитоиды (санукитоиды).

**Рисунок 19 – Геохимическая характеристика гранитоидов Усть-Карского района (Восточное Забайкалье)**

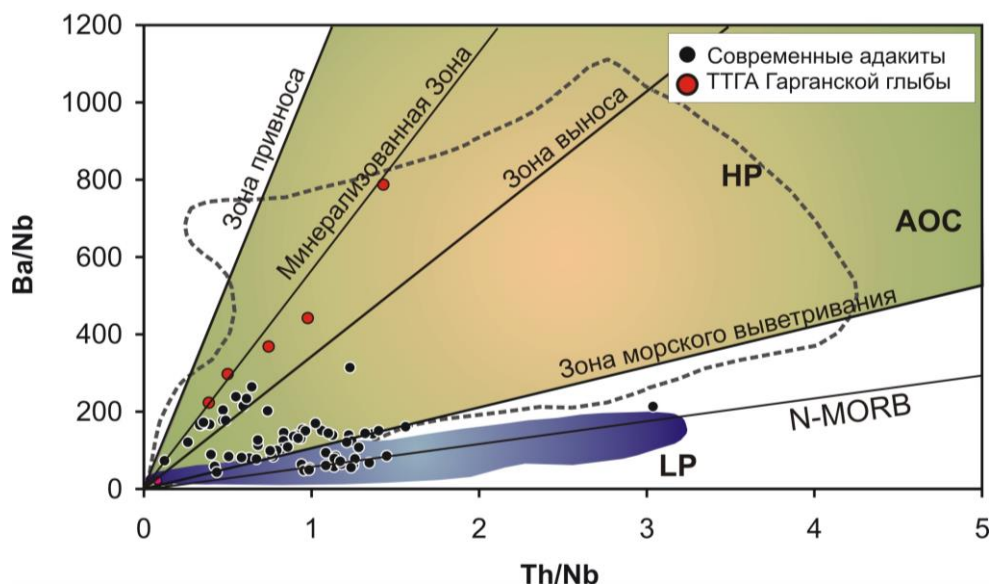
## 5.2 Итоги исследований 2018 г

**Задание.** Использование изотопной и геохимической характеристик для разделения ТТГА и адакитов по составам источников вещества, выделение производных слэбовых магм.

В результате работ были получены новые геохимические и изотопные характеристики пород ТТГА и амфиболитов Гарганской глыбы (Восточный Саян). Согласно своим вещественным характеристикам породы ТТГА соответствуют Low HREE (высокобарическим) в классификации [75] и наиболее соответствуют продуктам плавления измененных при взаимодействии с морской водой пород базальтового слоя океанической литосферы (АОС — altered oceanic crust). Ассоциирующие с ТТГА амфиболиты имеют геохимические характеристики известково-щелочных базальтов. Наиболее вероятной моделью их образования является плавление пород верхней мантии, преобразованных в зоне субдукции веществом океанической литосферы.

Получена новая Sm/Nd изохронная датировка пород ТТГА Гарганской глыбы ( $2838 \pm 35$  млн лет,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509032 \pm 0.000024$ ; MSWD = 0.39), довольно близкая к полученной ранее изотопной датировке ТТГА ( $T = 2727 \pm 6$  млн. лет, U/Pb по цирконам [76]). Соответствие изохронной модели и близость датировок позволяет говорить о том, что изотопное равновесие в системе не нарушено, а данные по геохимии и изотопии характеризуют магматический этап эволюции системы и могут быть использованы для генетических построений.

Создана методика выделения производных слэбовых магм по геохимическим и изотопным характеристикам адакитов/ТТГА/санукиитоидов, путем «фиксации» вещества океанической литосферы в их составе. Для этого использованы бинарные диаграммы построенные на элементных отношениях, величины которых изменяются при морском выветривании и гидротермальных преобразованиях, но остаются постоянными в магматическом процессе, характеризуя, таким образом, источник вещества (Ce/Pb [77], Th/La [78, 79] и др.). Для иллюстрации этого подхода на рисунке 20 (в соответствии с рисунком 20) приведена диаграмма Th/Nb-Ba/Nb. Она включает поля составов низкобарических (LP) и высокобарических (HP) ТТГА (база данных [80]), современной измененной океанической коры (АОС) [81]. Линии равных отношений Ba/Th в OIB и N-MORB (истощенный и неистощенный мантийный источник), в геохимически однородных зонах базальтового слоя океанической коры [81]. Диаграмма показывает, что среди адакитов Андийской континентальной окраины присутствуют породы не являющиеся производными слэбовых магм. Точки составов ТТГА Гарганской глыбы попадают в поле вариаций составов АОС, что позволяет связать их образование с плавлением этого источника.



Условные обозначения. LP – низкобарические, HP – высокобарические ТТГА (поле ограничено пунктирной линией). AOC - породы океанической коры преобразованные гидротермальными процессами и морским выветриванием. Линии равных отношений Ba/Th для оценок составов зон AOC [10]: зона морского выветривания (совпадает с GLOSS); зона привноса; зона выноса; минерализованная зона. N-MORB - линия равных отношений Ba/Th в базальтах N-MORB (близко к OIB).

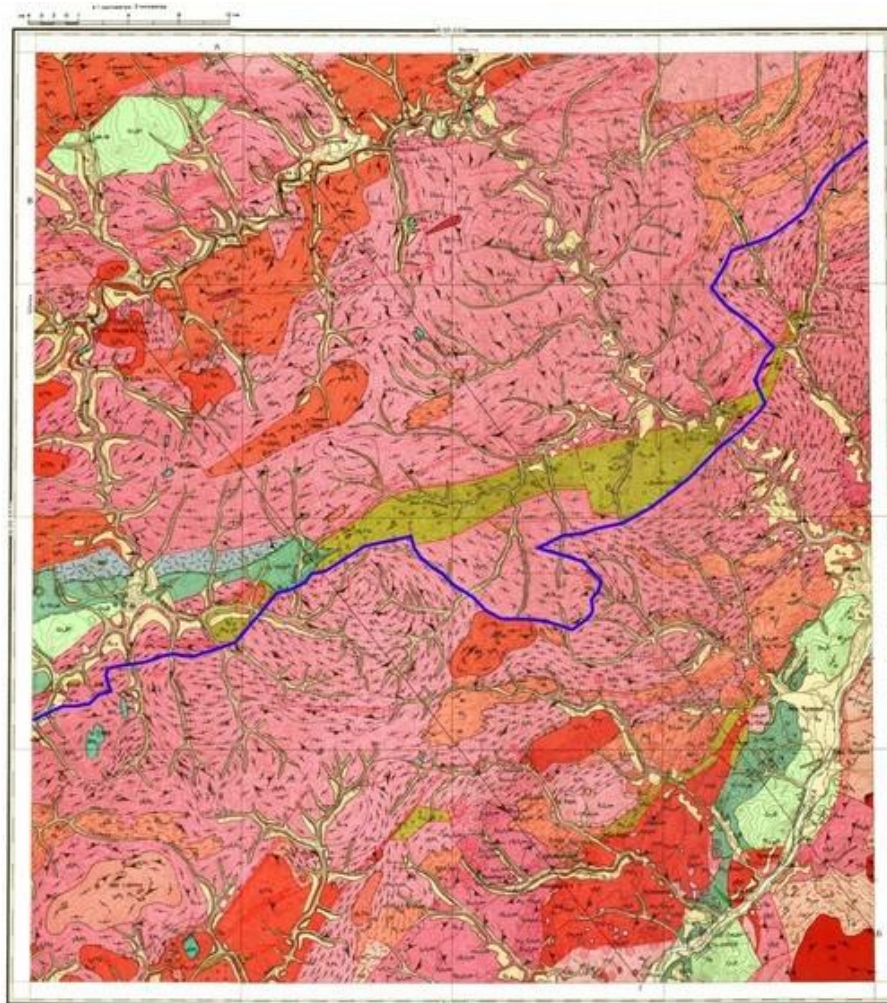
**Рисунок 20 – Диаграмма Th/Nb-Ba/Nb**

### 5.3 Итоги исследований 2019 г

**Задание.** Процессы формирования производных слэбовых магм в коллизионных орогенах, геохимически специализированные субконтинентальные источники вещества как потенциальный источник кислых магм с адакитовыми характеристиками.

В процессе полевых работ была выполнена оценка распространенности гранитоидов и базитов комплекса (производных слэбовых магм) в рамках листа геологической карты масштаба 1:200000. Показано широкое распространение этих пород в южной части площади, на границе с Монголо-Охотским швом (в соответствии с рисунком 21).

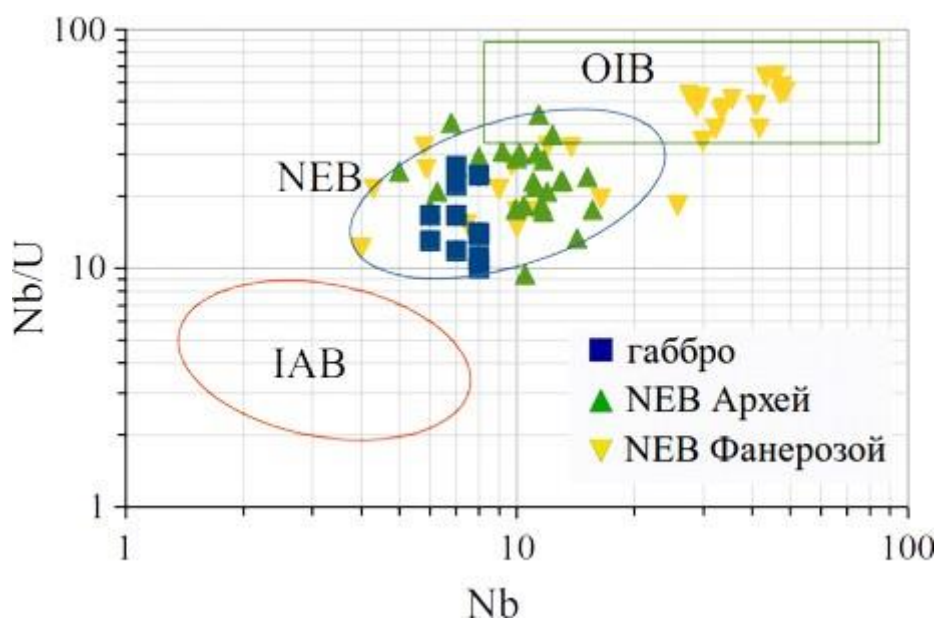
Анализ геохимических характеристик гранитоидов (тоналиты, гранодиориты) показал, что в отличие от слэбовых магм (высококремнистые адакиты HSA), они обладают более низкими содержаниями оксида кремния, более высокими содержаниями оксида глинозема, оксида натрия, калия, легких редкоземельных элементов (LREE), стронция. По своему составу они наиболее близки к низкокремнистым адакитам (LSA), или санукитоидам – продуктам плавления субконтинентальных геохимически специализированных очагов (СГСО), образовавшихся при взаимодействии слэбовых магм с перидотитами верхней мантии [2, 3].



Синяя линия – граница между гранитоидами олекминского (северная часть листа) и новоолекминского (южная часть листа) комплексов. Сутурный шов – р. Шилка.

**Рисунок 21 – Геологическая карта масштаба 1:200000, номенклатура листа N-50-XXIX**

Габброиды комплекса/ базиты NEB, по своим геохимическим характеристикам наиболее соответствуют базитам NEB позднего архея (в соответствии с рисунком 22), отличающихся от фанерозойских более низкими концентрациями высокочargedных катионов (HSFE), обусловленными более высокими степенями плавления в источнике вещества – СГСО. Анализ генетических моделей [72, 83], результатов экспериментов [74, 84, 85, 86], геологических взаимоотношений и эволюции геохимических характеристик гранитоидов и габброидов комплекса позволил связать образование этих пород с различной степенью плавления в пределах единого СГСО. Список восстановленных ликвидусных фаз (темная слюда/амфибол – ортопироксен – клинопироксен - гранат) совпадает со списком новообразованных/перекристаллизованных минералов формирующихся при взаимодействии слэбового расплава с перидотитами верхней мантии [74, 86].

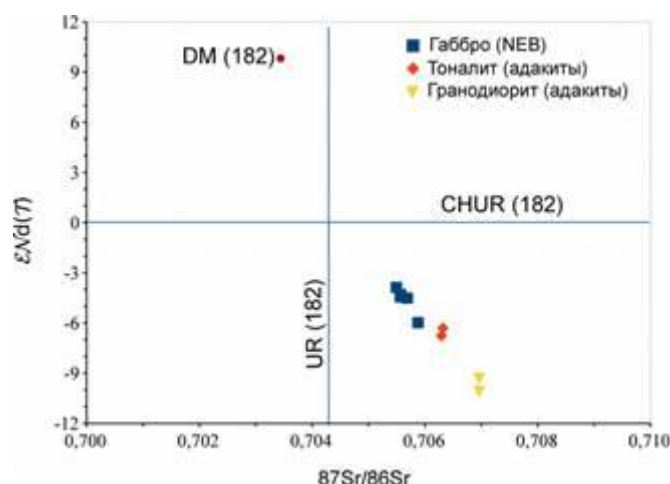


Данные по составам пород приведены по [82]

**Рисунок 22 – Диаграмма Nb – Nb/U для базитов NEB**

Появление амфибола в составе «ликвидусной» ассоциации минералов свидетельствует о полноте метасоматических реакций проявленных при формировании СГСО, а последовательное «выпадение» ликвидусных фаз при генерации магм (гранодиорит (амфибол + ортопироксен + клинопироксен + гранат) – тоналит (ортопироксен + клинопироксен + гранат) – габбро (клинопироксен + гранат)), наряду с реальными объемами кислых и основных магм сформировавших новоолекминский комплекс - о значительных объемах плавления в его пределах.

Изотопная характеристика гранитоидов и базитов комплекса позволяет оценить возраст образования СГСО. При пересчете на возраст образования (182 млн лет), точки составов пород комплекса попадают в четвертый квадрант диаграммы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (в соответствии с рисунком 23), что нетипично для производных одновозрастных слэбовых магм, обычно тяготеющих к составу деплетированной мантии на данный промежуток времени. Подобное положение точек свидетельствует о изотопной гетерогенности источника вещества этих пород и о его «выдержке» за пределами зон эндогенных преобразований не менее 1 млрд лет. Возраст выдержки вещества в источнике был рассчитан по пересечению линий эволюции верхней мантии [87] и оценки состава метасоматизирующего агента (слэбового расплава). Он составил 1,1 млрд лет, что соответствует границе неопротерозоя. Существование СГСО аналогичных рассмотренному выше позволяет объяснить образование гранитоидных магм с адакитовыми характеристиками в коллизионных орогенах и других геодинамических обстановках отличных от островодужных.



Условные обозначения. CHUR – единый хондритовый резервуар. UR – однородный резервуар. DM – деплетированная мантия. 182 млн лет – возраст гранитоидов новоолекминского комплекса.

**Рисунок 23 - Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$**

#### 5.4 Итоги исследований 2020 г

**Задание.** Будет выполнена оценка взаимосвязи между долей слэбового расплава и потенциальной рудоносностью в мезозойских гранитоидах Усть-Карского золоторудного узла (Восточное Забайкалье). Предложены новые критерии потенциальной рудоносности и рудной продуктивности гранитоидов с адакитовой геохимической характеристикой в отношении золота и тяжелых металлов.

Целью работ выполненных в отчетный период было доказательство контроля золотой минерализации Усть-Карского рудного узла гранитоидами, имеющими значительную долю слэбового расплава в своем составе. При проведении работ был апробирован новый методический подход по расшифровке эволюции рудно-магматических систем (РМС). Подход основан на изучении геохимических полей, связанных с различными этапами эволюции магматического очага, сопровождающегося рудной минерализацией. В качестве материала для исследований использовались результаты геохимических съемок по потокам рассеяния в пределах Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье).

Выполненный анализ особенностей состава и последовательности выделения геохимических полей позволил более детально взглянуть на эволюцию Карийской РМС. Было установлено, что мы имеем дело с сильно эродированной редкометалльной РМС, сформированной в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой РМС был Мо.

Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта минерализация также являлась редкометалльной, ее профилирующими элементами были W и Mo, однако главным полезным компонентом является Au.

Было установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую.

Конфигурация полей Au-комплексной ассоциации однозначно свидетельствует о связи Au минерализации с гранитоидами Кара-Чачинского массива (облекает массив по внешнему контуру), однако отсутствие Au в элементных ассоциациях геохимических полей связанных с верхним магматическим очагом ставит вопрос об источнике этого элемента (в соответствии с рисунком 24).

При анализе имеющихся данных было показано, что наиболее вероятным источником золота были сами гранитоиды обогащенные этим элементом, а их геохимическая специализация обусловлена составом их источника, сформированном в зоне субдукции 1.1 млрд лет назад.

Полученные данные позволяют использовать результаты геохимической типизации гранитоидов в качестве критериев для определения их потенциальной рудоносности в отношении золота и молибдена.

## **ВЫВОДЫ**

Выполненный анализ особенностей состава и последовательности выделения геохимических полей позволил более детально взглянуть на эволюцию Карийской РМС. Было установлено, что мы имеем дело с сильно эродированной редкометалльной РМС, сформированной в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой РМС был Mo.

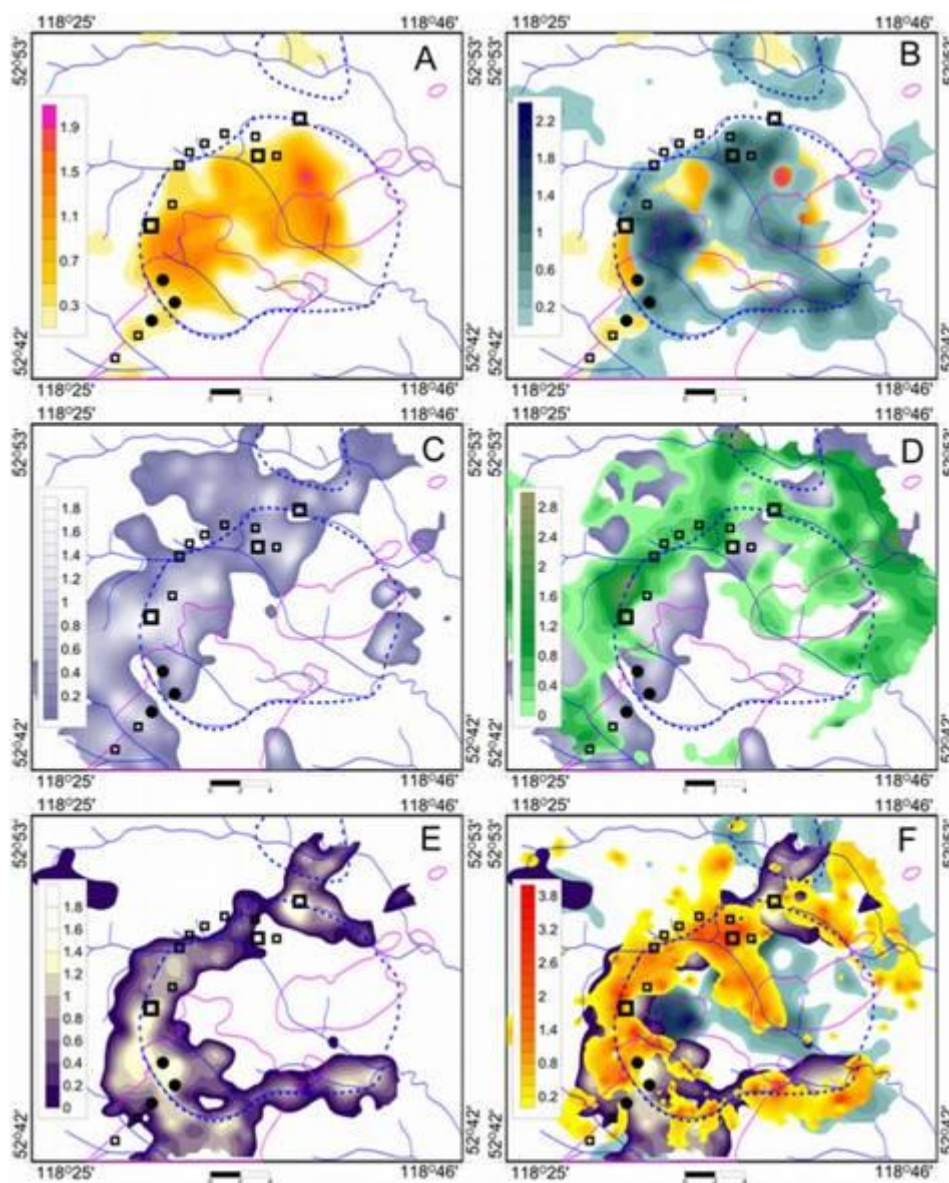
Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта минерализация также являлась редкометалльной, ее профилирующими элементами были W и Mo, однако главным полезным компонентом является Au.

Было установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую.

Конфигурация полей Au-комплексной ассоциации однозначно свидетельствует о связи Au минерализации с гранитоидами Кара-Чачинского массива (облекает массив по внешнему контуру), однако отсутствие Au в элементных ассоциациях геохимических полей связанных с верхним магматическим очагом ставит вопрос об источнике этого элемента (в соответствии с рисунком 24).



При анализе имеющихся данных было показано, что наиболее вероятным источником золота были сами гранитоиды обогащенные этим элементом, а их геохимическая специализация обусловлена составом их источника, сформированном в зоне субдукции 1.1 млрд. лет назад.



Условные обозначения. А – ореолы вольфрамит-молибденит-кварцевой ассоциации; В - ореолы кварц-молибденит-шеелитовой с золотом ассоциации; С – ореолы халькопирит-сульфоарсенидной минеральной ассоциации; D – ореолы халькопирит-сульфоарсенидной минеральной ассоциации; E – ореолы золото-висмутотеллуридной минеральной ассоциации; F – комплексный ореол золота. Синяя пунктирная линия – контур нескрытого магматического очага. Сиреневым цветом даны контуры вскрытых эрозией куполов Кара-Чачинского массива.

**Рисунок 24 – Зоны комплексного геохимического ореола**

## 6. Определение источников вещества, условий образования и эволюции магм в обстановках континентального рифтогенеза и коллизии литосферных плит

### 6.1 Итоги исследований 2017 г

**Задание.** Исследование модельных объектов трахибазальт-трахит-трахириолитовой (ТТР) и трахибазальт-трахит-комендит-пантеллеритовой серий, проявленных в условиях континентального рифтогенеза (Нилгинская депрессия, Центральная Монголия) и коллизии литосферных плит (вулкан Немрут, Восточная Турция).

Для вулканических пород Нилгинской депрессии выполнено датирование Rb-Sr и K-Ar методами, установлены изотопные Sr-Nd-O характеристики. Изотопно-геохимические особенности раннемеловых трахиандезибазальтов аналогичны таковым для позднемезозойских рифтогенных базальтоидных пород Монголии и Забайкалья. Впервые обнаружены и детально изучены трахириолиты, обогащенные Са и F, образованные при закаливании фторидно-кальциевого (F-Ca) и силикатного несмесимых расплавов. В пределах Нилгинской депрессии открыт новый пирометаморфический комплекс с клинкерами и паралавами, не имеющими аналогов в мире по минерально-фазовым ассоциациям (в соответствии с рисунком 25). Впервые определены составы и спектроскопические свойства редких и новых разновидностей минералов изоморфной серии рёнит-куратит.



Условные обозначения. Останцы осадочной толщи (а, б) с выходами клинкеров и паралав, Нилгинский пирометаморфический комплекс, Центральная Монголия. Фрагмент матрикса паралавы (с) с врезкой (d). Условные обозначения: Mll - мелилит, Srx - Al-клинопироксен, An - анортит, Spl - шпинель, G<sub>1</sub>+G<sub>2</sub> - Si-Al-K and Si-Al-Ca-Fe стекла (закаленная микроэмульсия расплавов), Nph - нефелин, Kir - кирштейнит с включениями Са-фаялита, Ku - куратит, подгруппа рёнита.

### **Рисунок 25 – Морфология и минералогия Нилгинского пирометаморфического комплекса Центральной Монголии**

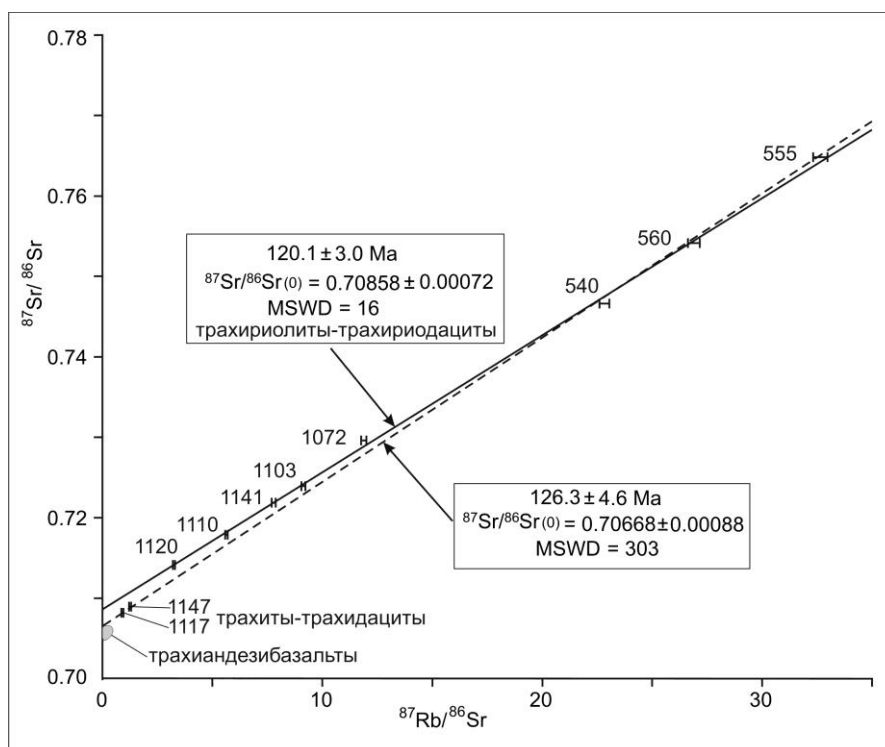
Для вулкана Немрут получены новые оценки K-Ar возраста и Sr-Nd изотопные характеристики основных разновидностей пород. Изотопные данные свидетельствуют о существовании двух независимых магматических источников (очагов) на докальдерной и посткальдерной стадиях. Близкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$  для вулканических пород на разных стадиях свидетельствуют о преимущественных процессах FC базитовых расплавов (докальдерного муджиеритового и посткальдерного трахибазальтового) при формировании магм дифференцированных серий. Прослежена эволюция состава магм докальдерной и посткальдерной стадий. Бенморейтовая магма докальдерной стадии формировалась при фракционировании трахибазальтовой и муджиеритовой магм, а посткальдерной – в результате смешивания трахибазальтовой магмы с низкожелезистым комендитовым расплавом. Остаточные комендитовые и пантеллеритовые магмы могли образоваться при различном фракционировании исходных трахит-комендитовых расплавов в зависимости от содержания в них воды и давления. Позднечетвертичный щелочной вулканизм Немрута и других вулканов в пределах узкой линейной зоны, протягивающейся из фронтальной части Арабской плиты, может быть следствием процессов континентального рифтогенеза, которые только начинают проявляться в этой области Евразии.

## **6.2 Итоги исследований 2018 г**

**Задание.** Изучение вулканических пород ТТР серии в пределах Нилгинской депрессии Центральной Монголии.

Основываясь на геологических данных, минерально-фазовых особенностях пород ТТР серии и результатах масс-балансового моделирования предполагаются близкие по времени извержения основных, средних и кислых магм в пределах изученной площади Нилгинской депрессии. На этом основании первичное изотопное отношение Sr для всех пород рассчитано на изотопный возраст трахириолитов-трахириодацитов 120 Ма. С ростом кремнекислотности вулканитов постепенно возрастает величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ : 0.70526-0.70567

(трахиандезибазалты), 0.70665-0.70678 (трахиты-трахидациты) и 0.70803-0.70934 (трахириодациты-трахириолиты) (в соответствии с рисунком 26). Изотопный состав Nd в этом ряду пород характеризуется постоянством состава и величиной  $\epsilon\text{Nd}(T)$  от -0.02 до -1.54 при расчете на 120 Ма.



Условные обозначения. Сплошная линия – изохрона для 8 проб: 5 трахириолитов и 3 трахириодацита. Штриховая линия – эрохрона для 14 проб: 5 трахириолитов, 3 трахириодацита, 2 трахита и 4 трахиандезибазалта.

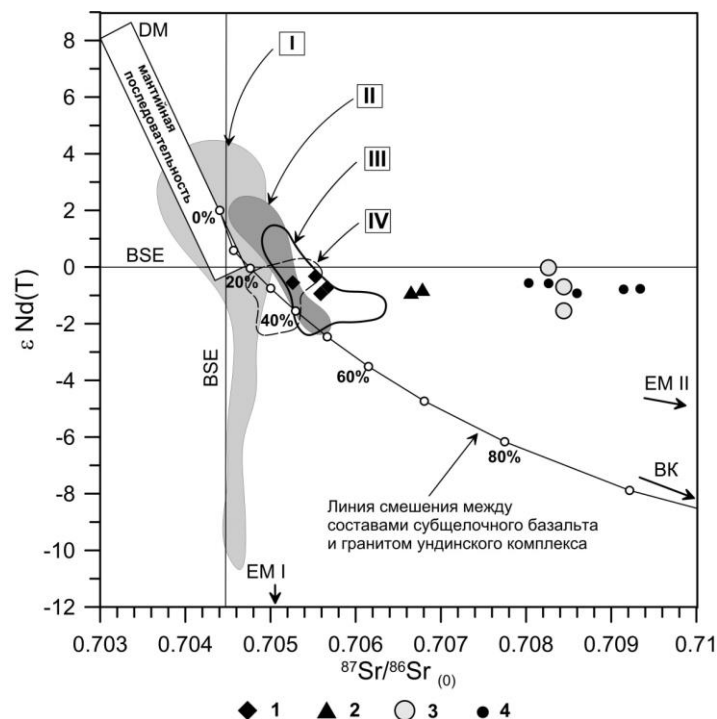
**Рисунок 26 – Изотопная эволюционная диаграмма  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для пород ТТР серии**

Проводилось изучение минерально-фазовых особенностей пород ТТР серии методами СЭМ ЭДС и лазерной абляции фенокристов минералов и остаточного стекла из матрикса. С ростом кремнекислотности в породах наблюдаются закономерные изменения составов минералов, особенно, полевых шпатов. Наиболее кальциевый плагиоклаз (андезин-лабрадор) встречается в оливин-содержащих трахиандезибазалтах. В базальтоидных породах без оливина из полевых шпатов преобладает андезин. Тройной Ca-Na-K полевой шпат и санидин характерны для поздней по отношению к плагиоклазу микролитовой ассоциации матрикса этих пород. В породах трахитового ряда тройной полевой шпат встречается только как реликт в центральных областях крупных фенокристов санидина. Санидин с большими вариациями K и Na образует фенокристы и микролиты в матриксе трахириодацитов и трахириолитов. Только в трахиандезибазалтах, трахитах и трахидацитах плагиоклаз и K-Na

полевые шпаты имеют примесь Ва. Санидин не содержит Ва. Кварц появляется в трахириодацитах и становится одним из основных минералов в трахириолитах. Характерны также большие различия состава фторапатита: минерал в базальтоидах содержит до 1.4 мас.% SrO, а в породах трахитового ряда – до 4 мас.% суммы LREE. Методом LA-ICP-MS определены концентрации элементов-примесей в стеклах нескольких образцов трахиандезибазальтов и трахириодацата, а также в минералах-вкрапленниках (плагиоклазе, клинопироксене, санидине, фторапатите, чевкините). Проведено масс-балансовое моделирование фракционной кристаллизации (FC) трахиандезибазальтового, трахитового и трахириодацитового расплавов по макро- и микроэлементным составам пород и слагающих их фенокристных минералов. Установлено, что увеличение концентрации Ва и снижение концентраций Sr, P при переходе от трахиандезибазальтов к трахитам, наиболее обогащенных Ва, согласуется с FC моделями трахиандезибазальтовых расплавов за счет удаления лабрадора-андезина и Sr-содержащего апатита. В ряду пород от трахиандезибазальтов до трахитов-трахидацитов практически не было изменений концентраций REE, что объясняется близкими к единице комбинированными коэффициентами распределения REE между кристаллизующимися минералами (плагиоклазом, клинопироксеном, апатитом) и остаточным расплавом. Закономерное постепенное снижение концентрации Ва от трахитов через трахидациты, трахириодациты к трахириолитам согласуется с моделями FC, где основной фракционирующей фазой является Ва- и Sr-содержащий K-Na полевой шпат. Резкое увеличение в трахириодацитах концентрации REE, Zr и Hf связано с массовой кристаллизацией в трахитовых расплавах тройного полевого шпата и санидина, не содержащих данные элементы. Снижение концентраций LREE, Zr, Hf и P в трахириолитах является следствием фракционирования циркона, чевкинита-Се и апатита, обогащенного LREE. По FC моделям остаточные расплавы накапливали несовместимые элементы, не входящие в минералы фенокристов. От трахиандезибазальтов до трахириолитов такое поведение элементов-примесей характерно для Rb, Та, Nb, Th, U и Pb.

Обобщая геологические, минералогические, изотопно-геохимические данные по породам ТТР серии сделан вывод о близких по времени извержениях основных, средних и кислых магм, проходивших в раннемеловое время. Трахиандезибазальты являются высокотитановыми, низкомагнезиальными, высококалиевыми и обогащенными фосфором дифференцированными породами. Они имеют умеренно обогащенный изотопный состав стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0) = 0.70526\text{-}0.70567$  и слабоотрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$ , что может указывать на образование исходных для них базитовых расплавов за счет частичного плавления мантийных пород, в формировании которых принимали участие расплавы из

умеренно истощенного источника PREMA и обогащенного источника EM-II (в соответствии с рисунком 27). При этом допускается ассимиляция базитовыми расплавами 10-15% вещества верхней континентальной коры. Форма нормированных к составу примитивной мантии распределений элементов с небольшим минимумом Nb-Ta, выпуклым относительно базальтов OIB-типа спектром от K до Y и максимумом Pb, а также изотопные Rb-Sr и Sm-Nd характеристики являются типичными для позднемезозойских рифтогенных базальтоидных пород, широко развитых на обширной территории Монголии и Забайкалья, что позволяет отличать их как от позднепалеозойских-раннемезозойских, так и от кайнозойских основных вулканитов рифтовых областей Центрально-Азиатского складчатого пояса. Высокие концентрации Ti в трахиандезибазальтах, а также схожесть их геохимических характеристик с базальтами зон субдукции и OIB-типа связаны с геохимическими особенностями базитовых расплавов, образованных при частичном плавлении мантийного протолита, метасоматизированного и гидратированного в ходе предшествующих субдукционных процессов. Предполагается, что в период от позднего палеозоя до конца мезозоя в центрах вулканической активности Северной и Центральной Азии происходило перемещение очагов магмогенерации от менее глубинного и более гидратированного к более глубинному и менее гидратированному мантийному источнику (от шпинелевого к гранатовому перидотиту).



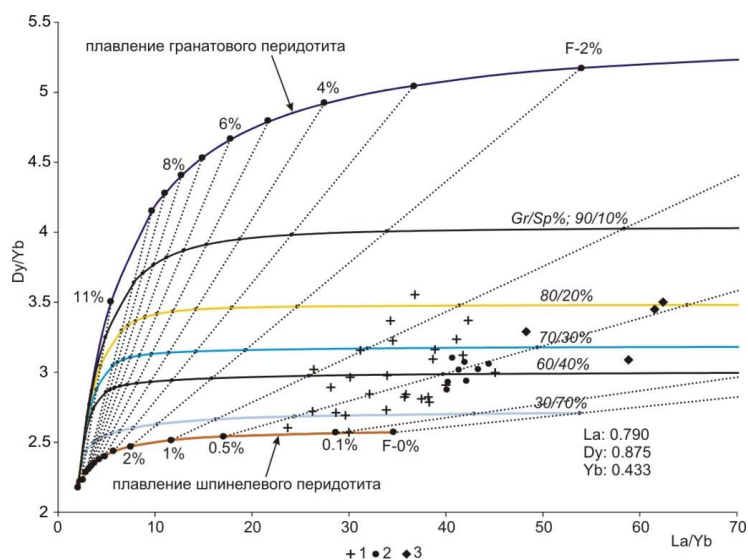
Условные обозначения. 1 – базальтовые трахиандезиты; 2 – трахиты; 3 – трахириодациты; 4 – трахириолиты. Области составов пород: I – кайнозойских внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [88]; II – позднепалеозойских-мезозойских внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского

складчатого пояса, по [88]; III – тахибазальтов меловых рифтогенных впадин Восточного Забайкалья, по [90]; IV – тахибазальтов позднемезозойских рифтогенных впадин Западного Забайкалья, по [91]. Линия смешения между модельным составом континентального базальта Северной Азии, по [92] и гранитом ундинского комплекса, по [93].

**Рисунок 27 – Изотопная диаграмма  $\epsilon\text{Nd}(T)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$  для пород ТТР серии**

Базитовые расплавы, исходные для основных пород этого временного интервала, формировались за счет плавления 0.1–5 мас.% протолита, в котором соотношение гранатового к шпинелевому перидотиту изменялось от 30/70 до 80/20 (в соответствии с рисунком 28). Мантийные породы, в минеральном составе которых присутствует гранат, по-видимому, находились в литосферной мантии на глубинах более 55–60 км. Данные масс-балансового моделирования, особенности геохимии и минерально-фазового состава пород ТТР серии наилучшим образом описываются моделями FC трахиандезибазальтовых, трахитовых и трахириодацитовых расплавов. Остаточные фельзитовые расплавы (трахитовые, трахириодацитовые, трахириолитовые), образованные при эволюции разных по составу исходных магм (трахиандезибазальтовых, трахитовых и трахириодацитовых), могли перемещаться в верхние горизонты континентальной коры и накапливаться в магматических камерах. Изотопные данные свидетельствуют о контаминации этими расплавами некоторого количества корового вещества согласно AFC моделям.

В покрове меловых трахириолитов (120±5 млн. лет) Нилгинской депрессии (Центральная Монголия) изучался участок площадью около 0.5 км<sup>2</sup>, сложенный необычными обогащенными флюоритом риолитами с аномально высокими концентрациями СаО (1.2–25.7 мас.%) и F (0.6–15 мас.%). Структурно-текстурные признаки пород указывают на их образование при закаливании смеси двух несмесимых расплавов – фторидно-кальциевого (F-Ca) и риолитового. Геохимические особенности и данные по включениям в минералах пород свидетельствуют о ликвации фторидно-силикатной жидкости (расплава) в риолитовой магме на разных стадиях его эволюции – от роста вкрапленников минералов в магматической камере до излияния на земную поверхность. Предполагается, что повышение концентрации фтора в локальной области риолитового расплава до 1.5–2 мас.% привело к его ликвации и образованию F-Ca жидкой фазы. При этом произошло перераспределение элементов-примесей между несмесимыми жидкостями. R3Э, Y, Sr, P накапливались в F-Ca фазе, а Zr, Hf, Ta, Nb – в силикатном расплаве. F-Ca жидкость содержала кислород, растворенный водный флюид и находилась в подвижном (текущем) состоянии до стеклования трахириолитовой магмы.

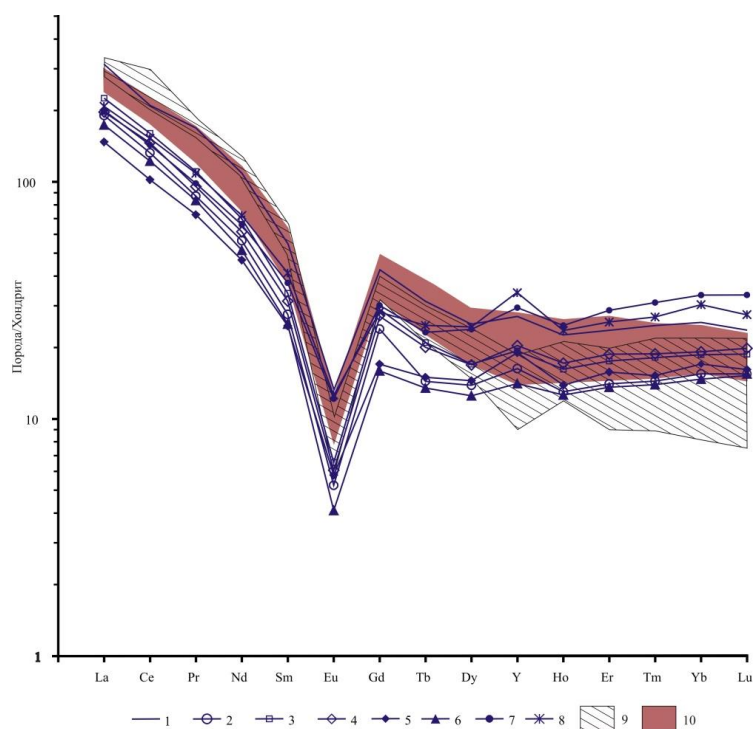


Условные обозначения. 1-3 – трахиандезитобазальты: 1 – Нилгинской депрессии, 2 – Ингодинской, 3 – Усуглинской впадин Восточного Забайкалья. Используются коэффициенты распределения из [94, 95], концентрации La, Dy и Yb в обогащенном мантийном источнике по [96]. F – степень плавления протолита. Gr/Sp% - процентное соотношение гранатового и шпинелевого перидотитов в мантийном протолите.

**Рисунок 28 – Результаты моделирования плавления мантийных источников, отвечающих по составу гранатовому и шпинелевому перидотиту**

Воздействие на обогащенные Ca и F породы низкоплотного ( $0.05\text{--}0.1 \text{ г/см}^3$ ) водного флюида, выделяющегося при дегазации риолитового расплава, привело к частичному удалению РЗЭ из F-Ca фазы (продукта закалывания F-Ca жидкости). Близкий к первичному состав F-Ca фазы сохранился лишь во включениях минералов и в реликтовых обособлениях среди матрикса пород. Процессы образования флюорита из обогащенной кислородом F-Ca фазы происходили в интервале субсолидусных температур ( $570\text{--}780^\circ\text{C}$ ) при сильных окислительных условиях (летучести кислорода  $\Delta\lg f_{\text{O}_2} = 0.9\text{--}1.7$  по отношению к буферу NNO), что нашло свое отражение в минералого-геохимических особенностях пород (кристаллизуется ферро-ильменит, As-содержащие минералы группы монацита, церианит, по титаномagnetиту развивается гематит). В нормированных к хондриту спектрах РЗЭ пород появляется положительная аномалия Y и прогиб W-типа от Gd до Ho (р в соответствии с рисунком 29). Проводились также экспериментальные работы по плавлению обогащенных  $\text{CaF}_2$  риолитов. Охарактеризованы минералого-геохимические особенности и условия формирования клинкеров и паралав нового пирометаморфического комплекса, открытого в пределах Нилгинской депрессии. Минеральные и фазовые ассоциации пиропород не имеют аналогов в мире (в соответствии с рисунком 30).

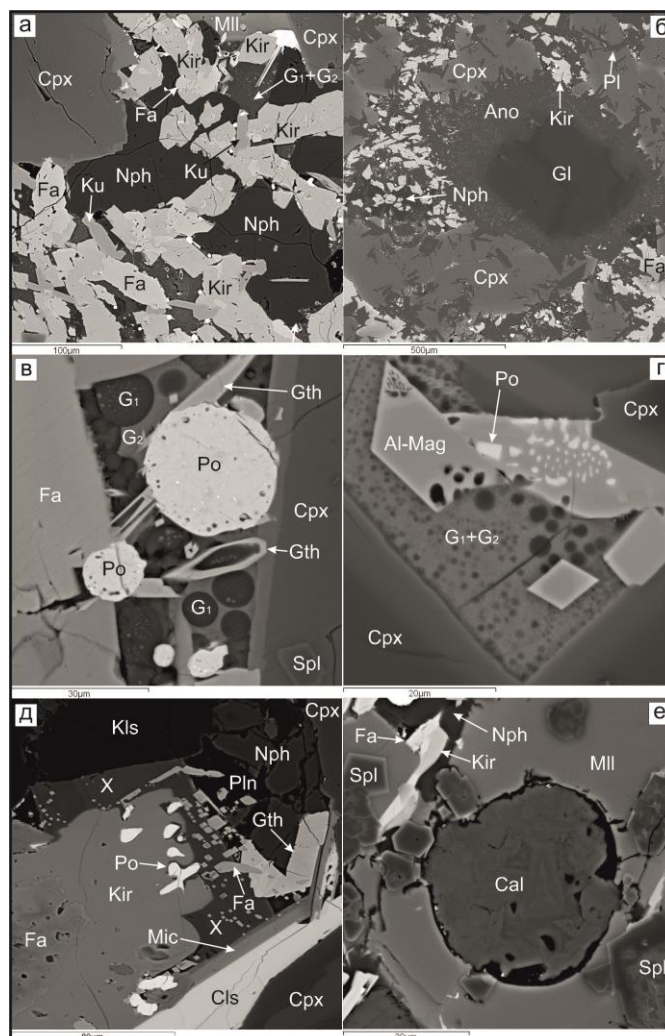




Условные обозначения. 9 – поле составов трахириолитов, 10 – поле составов «флюоритовой горки». Нормированы к хондриту C1, по [97].

**Рисунок 29 – Спектры распределения REE и Y для обогащенных флюоритом пород (1-9) и трахириолитов**

Клинкеры содержит реликты пирогенно измененных аргиллитов, кислое стекло, оплавленные зерна кварца, полевых шпатов и новообразованные микролиты (фенокристы) индиалита с краевой зоной ферроиндиалита. В расплавах паралав первыми образовались микролиты шпинели с большими вариациями содержания Fe и фенокристы анортита-битовнита, затем – фенокристы Al-клинопироксена ± мелилита и Mg-Fe оливина. Далее кристаллизовались Ca-фаялит, кирштейнит, пирротин, минералы рёнит-куратитовой серии, K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гиалофан, Ba-ортоклаз), Fe<sup>3+</sup>-герцинит ± (самородное Fe, вюстит, Al-магнетит, фресноит), нефелин ± (кальсилит) и более поздние кальцит, сидерит, барит, целестин, гипс (в соответствии с рисунком 30). В паралавах обнаружены редкие минералы ренит-куратитовой серии, новый конечный член из подгруппы рёнита Ca<sub>4</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>8</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>4</sub>O<sub>4</sub>[Si<sub>8</sub>Al<sub>4</sub>O<sub>36</sub>], тоберморитоподобный минерал, богатая F высокобариевая слюда (K,Ba)(Mg,Fe)<sub>3</sub>(Al,Si)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>F<sub>2</sub>. В паралавах встречаются реликты закаленных микроэмульсий несмешиваемых остаточных силикатных расплавов с большими вариациями содержаний Si, Al, Fe, Ca, K, Ba и Sr, сульфидных и кальцитовых расплавов, а также обогащенных водой силикатно-железистых ± (Mn) флюидных сред.



Условные обозначения. (а) – Интерстиции между микрофенокристами Al-CPX и мелилита заполнены нефелином и стеклами с включениями куратита, Са-фаялита и кирштейнита. (б) – Обособление богатого Al стекла (расплавленный ксенолит аргиллита), окруженное каймой анортита в матриксе паралавы. (в) Закаленная микроэмульсия двух силикатных расплавов с глобулами пирротина и включениями игольчатого гетита между микрофенокристом Al-клинопироксена и микролитом фаялита. (г) Закаленная микроэмульсия богатых Ва и Sr силикатных расплавов с включениями Al-магнетита между микрофенокристами клинопироксена. (д) Микролиты и обособления минералов, в т.ч. тоберморитоподобный минерал и высокобариевая богатая F слюда между микрофенокристами Al-CPX. (е) Включение кальцита в микрофенокристе мелилита. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE).

**Рисунок 30 – Фрагменты матрикса клинкеров на останцах осадочной толщи Нилгинского комплекса**

Клинкеры формировались < 2 млн. лет в разных частях меловой (K<sub>1</sub>) осадочной толщ Нилгинской депрессии при плавлении аргиллитов с валовым составом от дацитов до

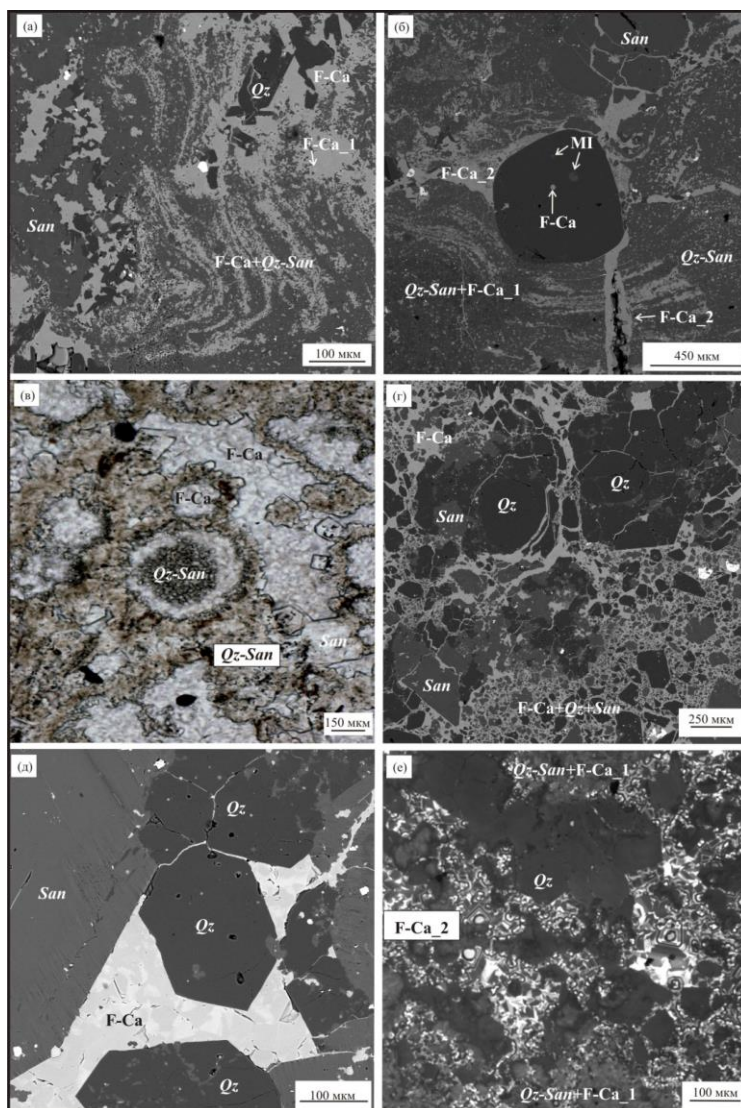
андезитов. За исключением летучих компонентов, пирогенные изменения аргиллитов были близки к изохимическим. Пиропороды андезито-базальтового состава образовались в процессе плавления карбонатно-силикатных осадочных пород при температурах, превышающих 1450°C. Кристаллизация обогащенных Ca, Fe и недосыщенных по кремнезему мафических паралав происходила в близповерхностных условиях при температурах выше 900–1100°C и летучести кислорода  $f_{O_2}$  от IW до QFM буферов. Значительные вариации валового состава, большое разнообразие минеральных и фазовых ассоциаций пиропород (дацитовых, андезитовых, андезито-базальтовых, базальтовых и недосыщенных по SiO<sub>2</sub> мафических) объясняются неравновесными условиями кристаллизации расплавов, образованных при частичном либо полном плавлении пелитовых и карбонатно-силикатных осадочных пород во время природных угольных пожаров.

### **6.3 Итоги исследований 2019 г**

Продолжено изучение условий формирования риолитов с реликтами фторидно-кальциевого (F-Ca, флюоритового) расплава (в соответствии с рисунком 31) в пределах Нилгинской депрессии, Центральная Монголия. Основное внимание было уделено анализу минералого-геохимических данных по породам, определению состава F-Ca фазы (реликта флюоритового расплава) в матриксе и во включениях методом LA-ICP-MS, изучению рентгеновских и спектроскопических свойств F-Ca фазы (в соответствии с рисунком 32), а также экспериментам по плавлению риолитов с различным содержанием Ca и F для определения составов фаз методом LA-ICP-MS и свойств продуктов закаливания несмесимых расплавов.

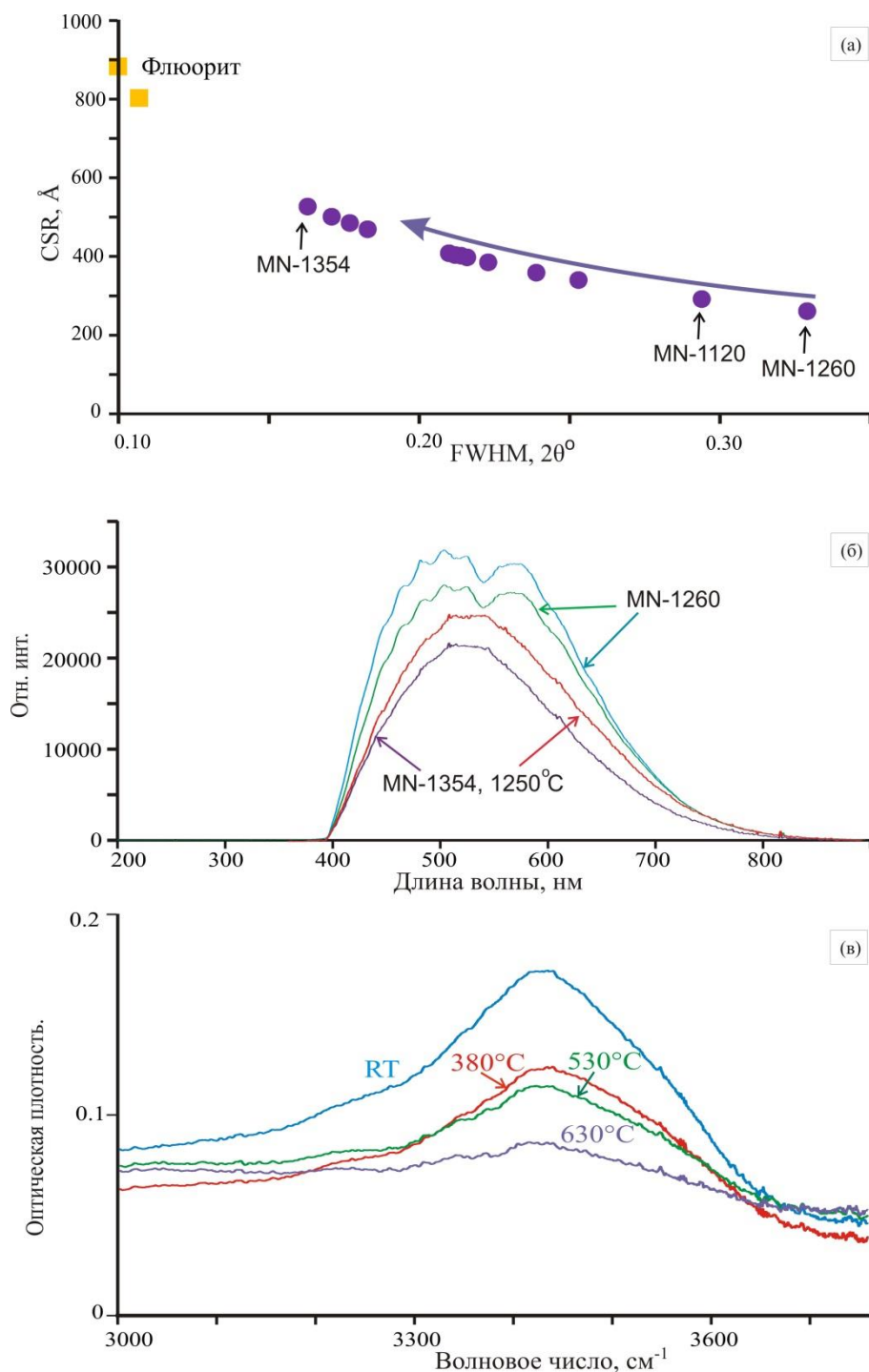
Выполнены опыты по плавлению обогащенных флюоритом риолитов (в соответствии с рисунком 33). Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе F > 2.5 мас.% и CaO > 5.3 мас.% в широком интервале P-T параметров (1250–750°C, 5.5–1 кбар).

Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе F > 2.5 мас.% и CaO > 5.3 мас.%. С ростом температуры и давления происходило значительное увеличение концентраций REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Co, Cu, Sn, Sb и Mo в F-Ca расплаве. Особенности коэффициентов распределения  $D_{REE}$  между F-Ca и силикатным расплавами могут привести к образованию тетрад-эффектов M-типа для первой, третьей и четвертой тетрад в нормированных к хондриту спектрах REE силикатного расплава (в соответствии с рисунком 34).



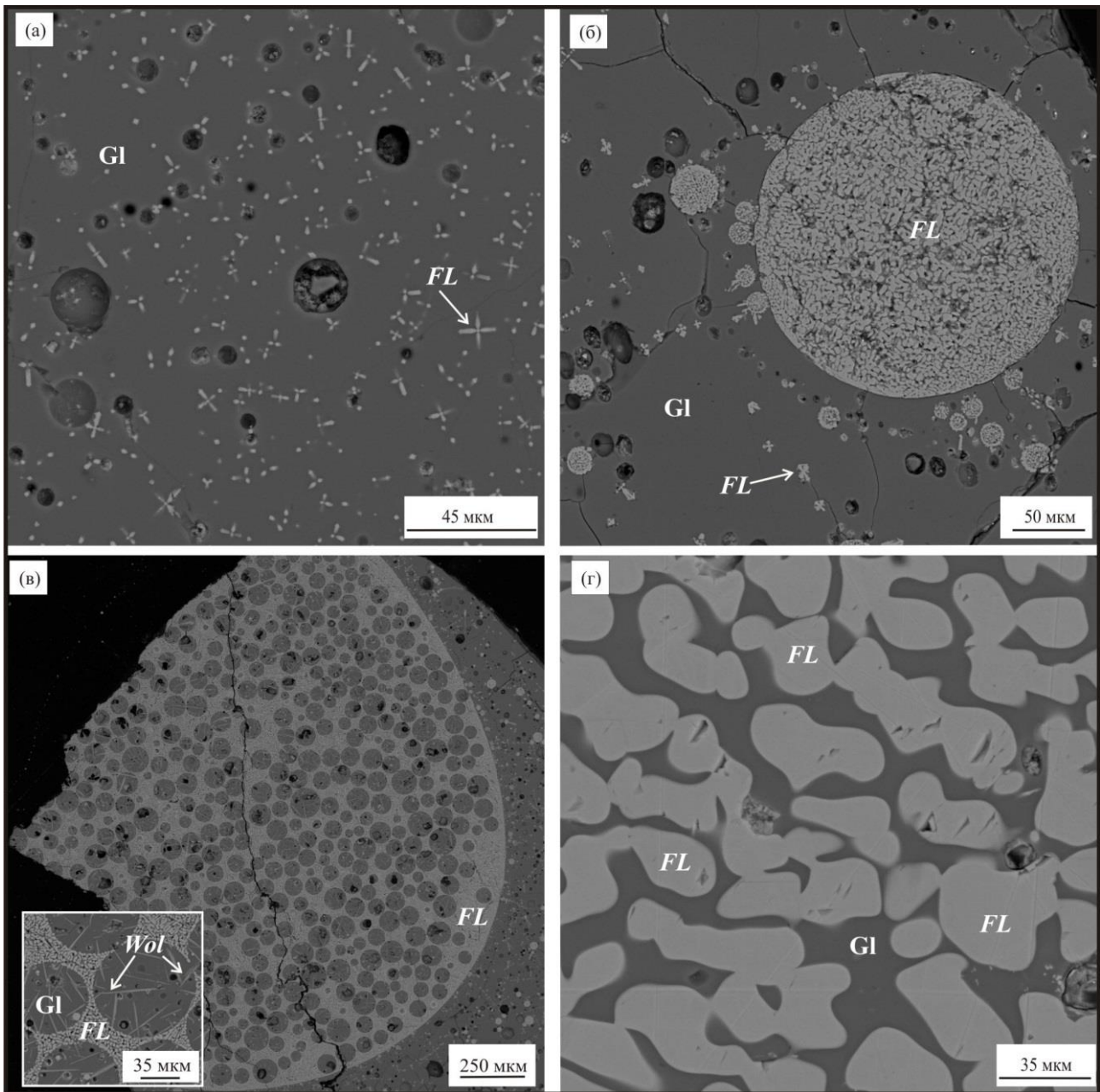
Условные обозначения. (а) Флюидальные прослои F-Ca фазы и кварц-санидиновых симплектитов, стрелка указывает на реликтовую F-Ca глобулу. (б) Поздняя генерация F-Ca фазы заполняет трещины в крупном выделении санидина, пересекает флюидальный матрикс, сложенный прослоями кварц-санидинового симплектита и F-Ca фазой ранней генерации. Порфиновый вкрапленник кварца содержит расплавные включения и F-Ca включение. (в) Зональные сферулы с прослоями, выполненными F-Ca фазой и кварц-санидиновыми симплектитами. (г) F-Ca фаза цементирует обломки кварца, санидина и матрикса риолита, а также идиоморфные микролиты минералов. (д) Идиоморфные микролиты кварца и санидина с включениями в F-Ca фазе пятнистого строения (светлые области содержат 0.5–0.7 мас.% Sr, 0.3–0.5 мас.% Y). (е) F-Ca фаза поздней генерации, состоящая из агрегата зональных куб-октаэдрических кристаллов флюорита, пересекает кварц-санидиновые симплектиты и F-Ca фазу ранней генерации. (а, б, г, д) – BSE изображения; (в) – проходящий свет, шлиф; (е) – катодоллюминесцентное изображение; F-Ca\_1 – ранняя генерация F-Ca фазы; F-Ca\_2 – поздняя генерация F-Ca фазы.

**Рисунок 31 – Фрагменты матрикса обогащенных флюоритом риолитов**



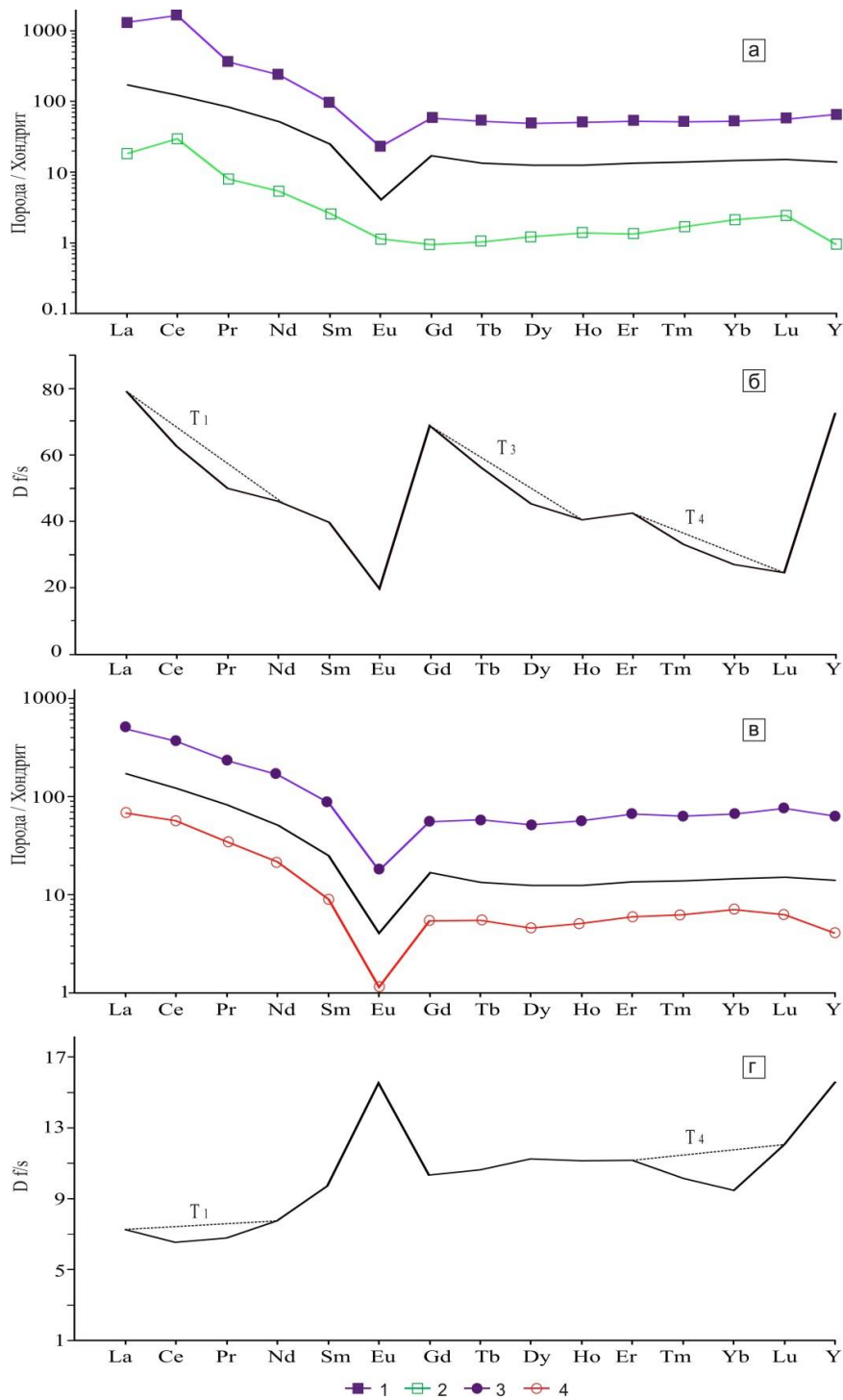
Условные обозначения. (а) Соотношение между шириной пика флюорита (220) на полувысоте (FWHM) и областью когерентного рассеивания (CSR) флюорита по данным порошковой дифрактометрии для обогащенных флюоритом риолитов. В направлении стрелки усиливается сиреневое окрашивание F-Са фазы в матриксе пород. (б) Конфокальные спектры люминесценции флюорита разной интенсивности при возбуждении лазером с длиной волны 375 нм в разных областях F-Са фазы. (в) ИК-спектры в области поглощения молекулярной воды для F-Са-содержащего матрикса при комнатной температуре (RT) и после прокаливания до 630°C.

**Рисунок 32 – Рентгеновские и спектроскопические свойства F-Са фазы**



Условные обозначения. (а) Дендритовые кристаллы флюорита в стекле. (б, в) Фрагменты закаленной микроэмульсии в виде F-Са глобул, состоящих из агрегата субмикронных зерен флюорита и небольшого количества стекла в интерстициях между зернами. В крупной глобуле (в) находятся многочисленные включения стекла с игольчатыми кристаллами волластонита. (г) Обособления флюорита сложной морфологии в стекле. (а, г) – опыты с пробами MN-1120 и MN-1354, соответственно, при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 2 часа и затем 900°C, 1 кбар, 4 суток. (б, в) – опыты с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 6 часов. FL – флюорит, Gl – силикатное стекло, Wol – волластонит.

**Рисунок 33 – Продукты плавления флюоритсодержащих риолитов из экспериментов при 1250, 5.5 кбар и 900°C, 1 кбар**



Условные обозначения. (а, в) Спектры распределения РЗЭ и Y нормированы к хондриту C1, по [44]. (б) Спектр распределения D f/s между F-Са глобулами и силикатным стеклом, опыт с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 6 часов. (г) Спектр распределения D f/s между скоплениями флюорита и силикатным стеклом, опыт с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 2 часа и затем 900°C, 1 кбар, 4 суток. (T<sub>1</sub>, T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>) тетрады REE; (1) F-Са глобулы; (2, 4) силикатные стекла; (3) скопления флюорита.

**Рисунок 34 – Спектры распределения REE и Y для сосуществующих фаз флюорита и силикатного стекла, коэффициенты распределения между фазами**

Флюоритовый (F-Ca) расплав существовал до субсолидусных температур риолитового расплава. Ни одна из моделей магматической кристаллизации флюорита в гаплогранитных расплавах либо субсолидусной постмагматической и гидротермальной флюоритизации не объясняет происхождение обогащенных флюоритом риолитов. Предполагается, что эти породы формировались из магмы, содержащей микроэмульсию риолитового и F-Ca расплавов (в соответствии с рисунком 33). Следствием фторидно-силикатной жидкостной несмесимости было перераспределение элементов-примесей (REE, Y, Sr, P, Zr, Hf, Ta, Nb, Sc, Li, Be и Rb) между расплавами. При формировании матрикса пород происходила дегазация риолитового расплава. Совокупная вязкость микроэмульсии расплавов с флюидными пузырями была сопоставима с вязкостью жидкости. В результате закаливания F-Ca расплава образовалась F-Ca фаза, состоящая из микронных обособлений флюорита, а после стеклования риолитового расплава формировались кварц-санидиновые симплектиты. Для F-Ca фазы характерны повышенные концентрации O, Sr, LREE, Y, Si, иногда, Sc, P и Al. Изоморфное замещение  $O^{2-} \rightarrow F^-$  в структуре флюорита привело к появлению агрегатов кислород-вакансионных центров, которые под воздействием лазера вызывают люминесцентное свечение F-Ca фазы в матриксе пород (в соответствии с рисунком 33 б). Большие вариации содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе связаны с ее изменениями при взаимодействии с флюидом, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Зерна флюорита микронных размеров в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом постепенно очищались от примесных элементов (кроме Sr) и формировали более крупные по рентгеновским свойствам (в соответствии с рисунком 33 а) кристаллические выделения (в соответствии с рисунком 32 е).

Микроэмульсия F-Ca и риолитового расплавов существовала до стадии формирования матрикса риолитов. Это противоречит полученным ранее экспериментальным данным, по которым в насыщенных  $CaF_2$  и  $H_2O$  гаплогранитных расплавах при температуре  $< 950^\circ C$  и давлении 1–2 кбар должен кристаллизоваться флюорит. Предполагается метастабильное переохлажденное состояние кислородсодержащего F-Ca расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы. Реликтовые фторидные фазы, в том числе F-Ca расплава, обнаружены либо предполагались ранее в онгонитах, щелочных гранитах, пегматитах и связанных с ними рудных месторождениях, риолитах, мантийных ксенолитах, щелочных лавах и карбонатитах. На примере изучения риолитов Нилгинской депрессии показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca расплава с повышенными концентрациями кислорода, REE и Y. Предполагается, что во многих изверженных породах и рудах

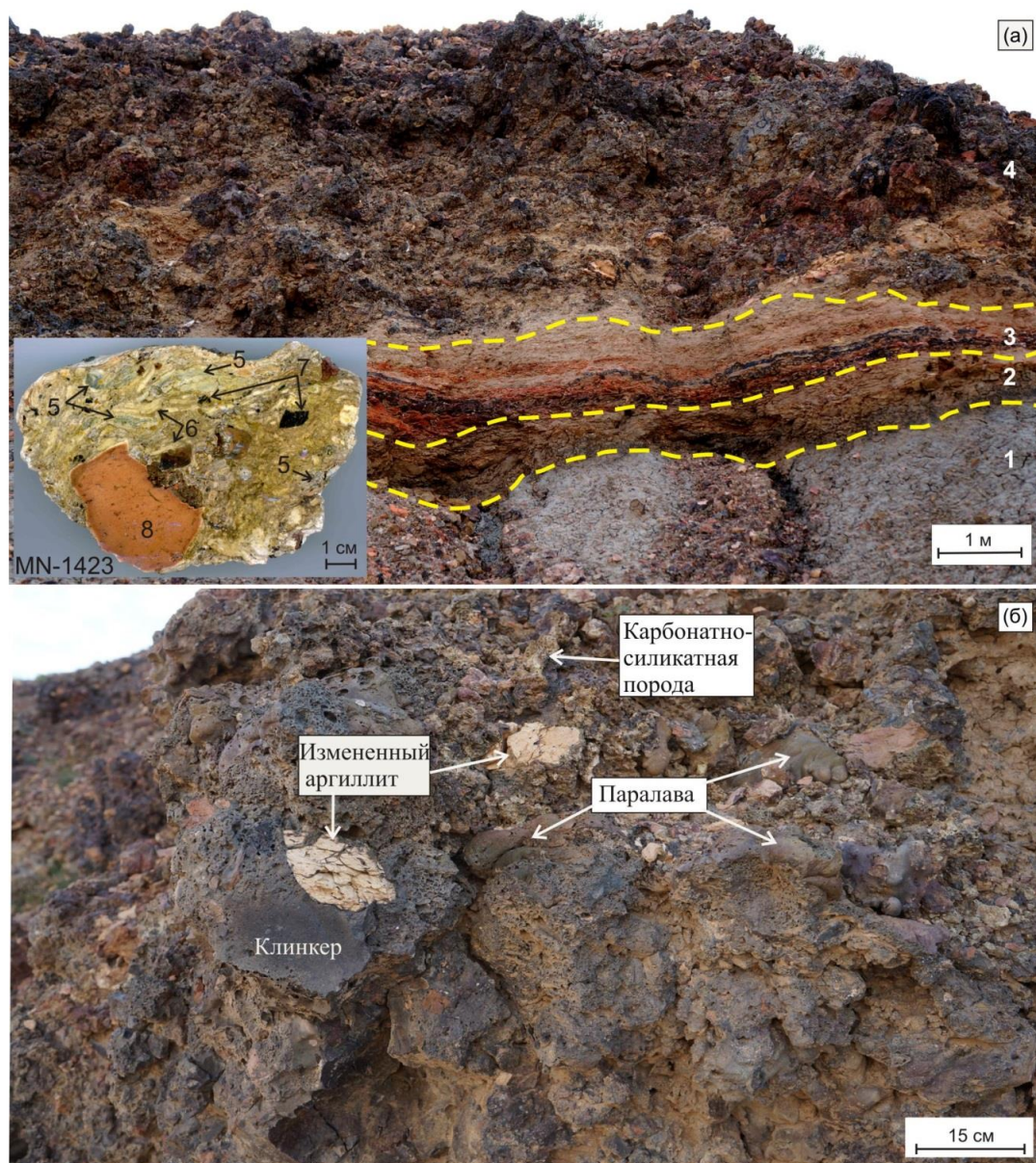


магматического происхождения флюорит может быть продуктом преобразования подобного F-Ca расплава.

Были впервые охарактеризованы минералого-геохимические особенности плавленных пород нового пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Khamaryn-Khural-Khiid) в Восточной Монголии. Клинкеры и паралавы этого комплекса образовались в результате плавления раннемеловой ( $K_1$ ) осадочной толщи, вызванного воздействием природных угольных пожаров, которые происходили, как минимум, с начала 19 века. На изученной площади комплекса преобладают пирогенно измененные пелитовые породы с разным количеством глинистого вещества, а вблизи эпицентров горения угля их плавленные разновидности – клинкеры дацитового и риолитового состава. Намного реже встречаются нефелин-мелилитовые паралавы, которые формировались из мафического недосыщенного  $SiO_2$  и обогащенного Ca расплава, образованного в результате термического изменения известняка и плавления находящегося в нем алюмосиликатного материала (в соответствии с рисунком 35).

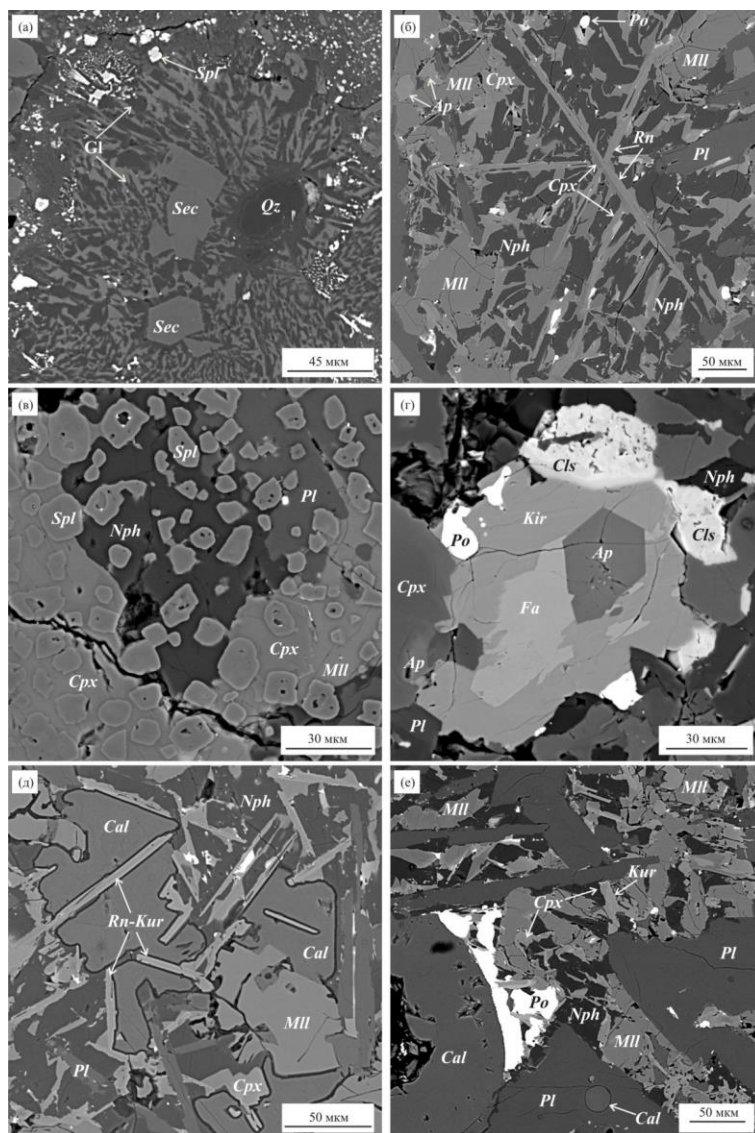
Пирогенно измененные аргиллиты и клинкеры содержат стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, монацита и других минералов, а также новообразованные фазы – кордиерит-секанинаит, герцинит, гетит, магнетит, ферросилит, барит-целестин, иногда, рутил, ильменит, фторапатит, фаялит. Паралавы представлены раскристаллизованными породами, сложенными минералами микрофенокристной ассоциации (плагноклазом, Al-CPX, мелилитом), между которыми в интерстициях находятся плеонаст, K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гялофан), минералы рёнит-куратитовой серии, Ca-Fe оливины (Ca-фаялит и кирштейнит), пирротин, барит, фторапатит и другие минералы, т.ч. очень редкие (бариевые Fe-Cu сульфиды из группы джерфишерита и фосфиды железа. На завершающей стадии формирования матрикса паралав кристаллизовался Ca-содержащий минерал из группы нефелина, предположительно, давидсмитит (в соответствии с рисунком 36).

Кристаллизация расплавов паралав происходила в близповерхностных высокотемпературных условиях ( $1365-945^\circ\text{C}$  для фосфидов Fe, около  $1100^\circ\text{C}$  для минералов рёнит-куратитовой серии и  $950-850^\circ\text{C}$  для Fe-Ca оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах паралав находились мелкие выделения фосфидов Fe и самородного железа. Встречаются также паралавы, содержащие  $Fe^{3+}$ -плеонаст и минералы подгруппы рёнита с большой долей минала доррита, которые образовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих HM буферу.



Условные обозначения. (а) Разрез пирогенной толщи с врезкой для образца карбонатно-силикатной породы. (б) Детализация слоя брекчированных пирогенных пород. На фото (а) выделены пунктирной линией участки: 1 – свалы пород в нижней части разреза, 2 – аргиллит с прослоями песчаника, 3 – реликты частично выгоревших слоев угля (черное) среди пирогенно измененных аргиллитов, 4 – брекчированные пирогенные породы. На врезке фото образца: 5 – ксенолиты известняка с тонкими черными прослоями Na-алюмосиликатного (близкого по составу к альбиту) стекла, 6 – флюидальные слои, выполненные кальцитом, 7 – выделения черного Na-алюмосиликатного стекла во флюидальном матриксе, 8 – ксенолит пирогенно измененного аргиллита.

**Рисунок 35 – Коренные обнажения пирогенных пород в центральной части комплекса Хамарин-Хурал-Хид**



Условные обозначения. (а) Клинкер с новообразованными микролитами секанинаита в стекле с оплавленным зерном кварца и реликтами глинистого матрикса аргиллита. (б) Мелилит-клинопироксен-нефелиновая ассоциация паралавы с игольчатыми кристаллами рёнита, включениями пирротина и фторапатита. (в) В паралаве микролиты шпинелида (плеонаста) в микрофенокристаллах клинопироксена, мелилита, плагиоклаза и в интерстициях между ними. (г) В паралаве Са-фаялит и кирштейнит (распад твердого раствора Са-Fe оливина) в ассоциации с фторапатитом, цельзианом, пирротинном и нефелином. (д) В интерстициях между микрофенокристаллами паралавы нефелин и кальцит с игольчатыми включениями рёнита-куратита. (е) В паралаве глобула кальцита и как включение кальцита в плагиоклазе. Изображения в BSE. Qz – кварц, Sek – секанинаит, Gl – стекло, Pl – плагиоклаз, Mll – мелилит, Cpx – клинопироксен, Npl – Са-содержащий минерал из группы нефелина (давидсмитит ?), Spl – шпинелиды, Rn – рёнит, Kur – куратит, Ap – фторапатит, Cls – цельзиан, Fa – Са-фаялит, Kir – кирштейнит, Po – пирротин, Cal – кальцит.

**Рисунок 36 – Фрагменты матрикса плавленных пирогенных пород**

Установлено, что мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского) имеют много общих минералого-геохимических особенностей.

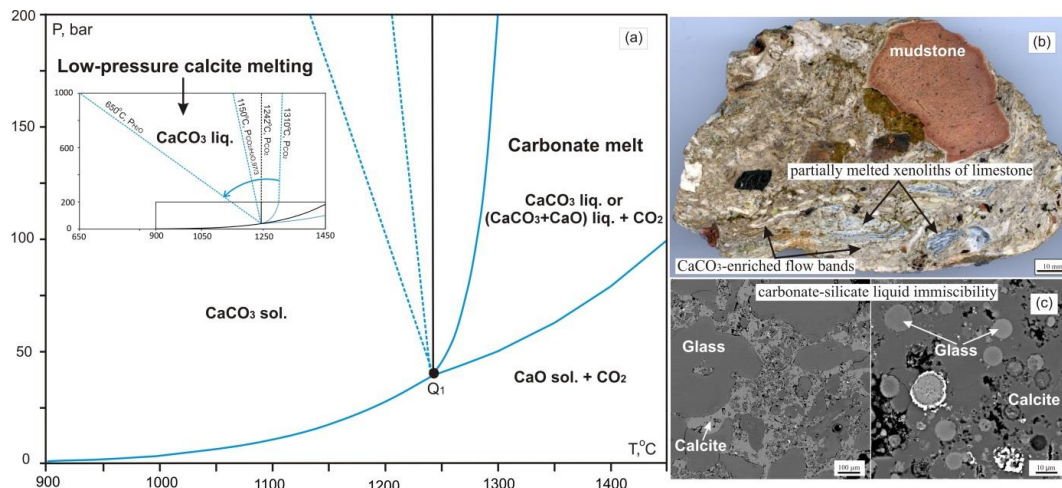
Подобные пирогенные породы нигде ранее в мире не описывались. Отличия минерально-фазового и геохимического составов плавленных пород в этих комплексах могут быть связаны с вариациями состава участвующего в плавлении осадочного протолита (пелитовых и карбонатных пород), а также с локальными изменениями физико-химических условий их формирования (температуры, флюидного режима, летучести кислорода, скорости охлаждения-закаливания пирогенных расплавов и других факторов).

#### **6.4 Итоги исследований 2020 г**

Опубликованы результаты детального исследования процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости, проходивших при формировании обогащенных флюоритом риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии, а также эволюции состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным. Эти данные подробно описаны в отчете за 2019 г. Приведем только основные выводы, полученные в ходе проведенных исследований. Обогащенные флюоритом риолиты образовались из эмульсии F-Ca (флюоритового) и риолитового расплавов. Кислородсодержащий флюоритовый расплав существовал до субсолидусной температуры ( $\sim 700^\circ\text{C}$ ) риолитовой магмы. Текучесть эмульсии расплавов была как у вязкой жидкости ( $< 10 \text{ Па}\cdot\text{с}$ ). Большая дисперсия содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе объясняется ее изменениями в результате воздействия флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Опыты по плавлению пород ( $1250\text{--}750^\circ\text{C}$ , 5.5–1 кбар) подтвердили несмесимость расплавов. Предполагается метастабильное переохлажденное состояние F-Ca расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы. Во многих магматических породах крупные скопления (месторождения) флюорита и сопутствующая рудная минерализация могли формироваться при кристаллизации флюоритового расплава.

Опубликованы первые результаты изучения минералого-геохимических особенностей плавленных пород нового пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид в Восточной Монголии. Продолжилось изучение пирогенных пород этого комплекса и процессов плавления карбонатно-силикатного осадочного протолита, вызванного многостадийными природными четвертичными угольными пожарами. Установлено, что мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского имеют много общих минералого-геохимических особенностей. Такие паралавы нигде ранее в не встречались. Предложена новая качественная модель формирования

паралав при инконгруэнтном низкobarическом плавлении кальцитовых известняков, содержащих примесь пелитового материала. Модель основана на анализе минерально-фазовых, геохимических особенностей паралав и ксенолитов частично плавленных известняков, а также на экспериментальных данных и термодинамическом моделировании плавления  $\text{CaCO}_3$  без разложения на  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ .



Условные обозначения. (a) Фазовая диаграмм  $\text{CaCO}_3$  в низкobarической области по экспериментальным данным [97] и термодинамическому моделированию [98]; синей стрелкой показано снижение температуры плавления кальцита с повышением флюидного давления от 40 до 1000 бар, по данным [99]. (b) Карбонатно-силикатная порода с реликтами кальцитового известняка и ксенолитами пирогенно измененного аргиллита, пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид. (c) Глобулы и крупные обособления стекол разного состава (закаленные силикатные расплавы) в кальците, образованном из кальцитового либо карбонатитового ( $\text{CaCO}_3 + \text{CaO}$ ) расплава.

Рисунок 37 - Фазовая диаграмм  $\text{CaCO}_3$  в низкobarической области и изображение карбонатно-силикатной породы с реликтами кальцитового известняка

До настоящего времени не были известны примеры природных процессов и пород любого генезиса, где бы происходило либо предполагалось плавление кальцита в низкobarических и высокотемпературных условиях. При изучении пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид были впервые получены доказательства плавления кальцитового известняка (в соответствии с рисунком 37), при котором образовались карбонатный расплав и паралава. По нашей модели при высокотемпературном метаморфизме пород садочной толщи, вызванном природными угольными пожарами, в кальцитовом известняке с примесью пелитового вещества формировалась минеральная ассоциация геленитового мелилита, Al-диопсида – фассаита с более редкими минералами (цельзианом, шпинелью, перовскитом, гейкилитом, форстеритом и др.). В известняке при

температуре более 1100°C и повышенном флюидном давлении CO<sub>2</sub> происходило плавление силикатных минералов (новообразованных, реликтовых) и кальцита, в результате чего образовались силикатные расплавы различного состава и кальцитовый либо карбонатитовый (CaCO<sub>3</sub> + CaO) расплав. После слияния капель силикатных расплавов формировался ненасыщенный по SiO<sub>2</sub>, обогащенный Ca и Na мафический расплав, из которого образовались нефелит-мелилитовые паралавы. Специфические особенности состава такого расплава объясняются плавлением в известняке фенокристов новообразованной преобладающей минеральной ассоциации мелилита-клинопироксена и реликтовых прослоев, содержащих богатый Na полевой шпат (вероятно, альбит-анортоклаз).

Наблюдается генетическая связь между составами минералов из ксенолитов термически измененных известняков и нефелин-мелилитовых паралав. Уникальность минералого-геохимических особенностей паралав пирометаморфических комплексов Монголии объясняется редким сочетанием P-T параметров их образования – повышенным флюидным давлением (> 40 бар), препятствующим разложению кальцита в известняке, и высокой температурой (> 1250°C), которые были при подземном горении пластов угля в карбонатно-силикатной осадочной толще. Локальные минерально-фазовые и геохимические отличия мелилит-нефелиновых паралав объясняются вариациями состава известняков и физико-химических параметров в осадочной толще над эпицентрами угольных пожаров (Т, Р, состава газовой фазы, летучести кислорода, скорости охлаждения расплавов и др.). Текстурно-минералогические особенности реликтов известняка и первичных включений кальцита в фенокристаллах минералов из паралав являются следствием силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости (в соответствии с рисунком 37), проявленной как на стадии плавления кальцитового известняка с примесью пелитового материала, слияния силикатных расплавов разного состава с образованием паралав, так и при их кристаллизации. Из полученных данных следует, что нефелин-мелилитовые паралавы формировались в процессе инконгруэнтного плавления термически измененных кальцитовых известняков в условиях повышенного флюидного давления CO<sub>2</sub> и высокой температуры, вызванных природными угольными пожарами.

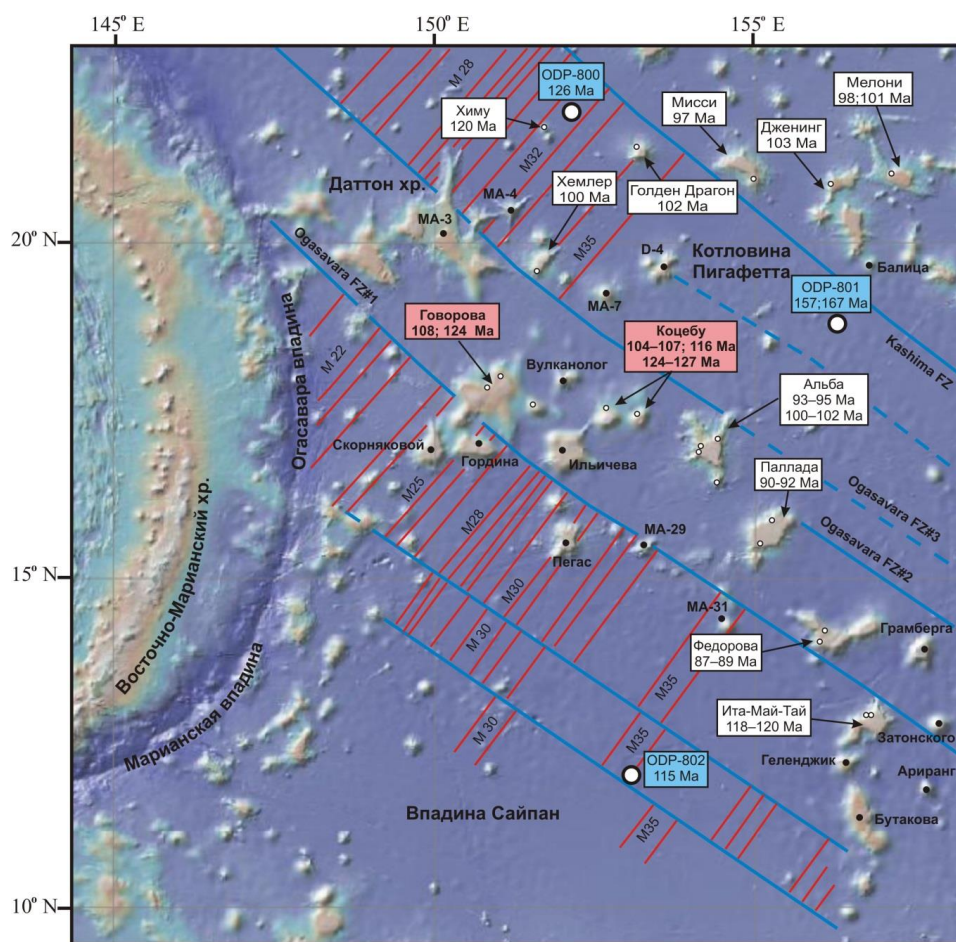
Анализ фазовой диаграммы CaCO<sub>3</sub> и плавления кальцитового известняка позволяет получить новую информацию о максимальных P-T параметрах и соотношении фаз спуррит-мервинитовой фации метаморфизма карбонатных пород [100, 101, 102]. В низкобарических (< 1 кбар) и высокотемпературных условиях (выше инвариантной точки Q<sub>1</sub> на фазовой диаграмме CaCO<sub>3</sub>) может не происходить либо проявляться незначительно декарбонизация осадочных пород с образованием CaO и не кристаллизуются многие Ca- и CO<sub>2</sub>-обогащенные индекс-минералы этой фации метаморфизма (спуррит, мервинит, ларнит, ранкинит, тиллеит

и др.). С ростом давления от 40 бар до 1 кбар температура плавления кальцита сильно снижается при увеличении содержания  $H_2O$  в водно-углекислотном флюиде (в соответствии с рисунком 37 а). Поэтому, в коровых P-T условиях за счет частичного плавления обогащенных кальцитом осадочных пород из мобильного кальцитового или карбонатитового расплава могут формироваться кальцитовые карбонатиты, например, на контакте высокотемпературных интрузий ультраосновного-основного состава с карбонатными породами и при региональном трапповом вулканизме. Полученные данные по текстурно-минералогическим и геохимическим особенностям пирогенно измененных карбонатных пород и паралав, а также предлагаемая качественная модель инконгруэнтного плавления кальцитового известняка согласуются с этим предварительным выводом.

### **6.5 Гайоты Магеллановых подводных гор**

Впервые были получены  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировки нескольких вулканических пород гайотов Говорова и Коцебу, расположенных в Магеллановых подводных горах Тихого океана. Анализировались современные геодинамические модели формирования гайотов. Магеллановы горы (МГ) представляют собой протяженную дугообразную систему цепочек подводных вулканических гор и гайотов С-З простирания длиной около 1100 км и шириной до 400 км (в соответствии с рисунком 38). В период юрской-меловой тектоно-вулканической активизации на этом участке Тихоокеанской плиты происходили масштабные излияния базальтоидных магм, что привело к образованию подводных и надводных вулканов. Ограниченное число данных о возрасте и составе базальтового основания океанической коры вблизи МГ получено по глубоководным ODP скважинам. Наиболее древний юрский сегмент океанической коры пробурен в котловине Пигафетта (ODP-801): разрез толеитовых MORB базальтов ( $166.8 \pm 4.5$  Ma), на которых залегают щелочные базальты ( $157.4 \pm 0.5$  Ma) OIB типа. Раннемеловые вулканические породы вскрыты скважинами в этой котловине и впадине Сайпан: щелочные долериты OIB типа ( $126.1 \pm 0.6$  Ma, ODP-800) и пиллоу-лавы толеитовых MORB базальтов ( $114.6 \pm 3.2$  Ma, ODP-802). Имеющиеся возрастные определения вулканических пород гайотов МГ и поднятия Маркус Уэйк не согласуются с модель движения Тихоокеанской плиты в меловом периоде относительно одной горячей точки (подобно Гавайской), где происходило проплавление литосферы плюмом. До настоящего времени были получены  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировки только для 15 образцов вулканических пород, отобранных на семи гайотах МГ (в соответствии с рисунком 38). По нашим  $^{40}Ar/^{39}Ar$  данным на гайоте Говорова наиболее древний раннемеловой возраст имеет базальтовый трахиандезит ( $124.3 \pm 2$  Ma), а датировки трахибазальта ( $107.8 \pm 2$  Ma), амфиболового

трахибазальта ( $107.6 \pm 2$  Ma) совпадают и в пределах аналитической ошибки близки таковым для базанитов из пьедестала гайота Альба.



Условные обозначения. Возраст пород, трещинные зоны (синие линии) и магнитные аномалии (красные линии), по [103]. Датирование пород гайотов Говорова и Коцебу по нашим данным. Названия гайотов МГ по <http://guyot.ocean.ru>.

На гайоте Коцебу, расположенном на удалении 200–250 км к востоку от гайота Говорова, по нашим данным вулканические породы имеют бимодальное распределение возраста (Ma): трахибазальт ( $124.9 \pm 2.4$ ), тефробазаниты ( $123.7 \pm 2$  и  $127.0 \pm 2$ ), трахит ( $116 \pm 1.9$ ), базальтовый трахиандезит ( $107.4 \pm 1.8$ ), тефрофонолит ( $103.8 \pm 2$ ) и фонотефрит ( $105.4 \pm 1.7$ ).

### Рисунок 38 – Магеллановы Горы в Тихом океане

Для цепочек гайотов и подводных гор West Pacific Seamount Province (WPSM), куда входят МГ, предлагается модель вторичных горячих точек, по которой мантийные струи, содержащие гетерогенный субдуцируемый материал формировали небольшие плюмы (parasitic plumes) в головной части суперплюма [103]. Другие альтернативные геодинамические модели образования меловых вулканов в Тихом океане основаны на



положениях мембранной тектоники, учитывающей изменения напряжений в движущейся океанической плите над аномальным астеносферным выступом поверхности земного геоида между 20° и 30° Ю. Ш. в области South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly (SOPITA). Изменение напряжений могло приводить к глубинным разломам океанической коры и образованию на их пересечении вулканов. По данной модели, не связанной с плюмовым магматизмом, в результате резкого сброса литостатического давления происходило частичное плавление мантийных пород, формировались базитовые расплавы, которые по разломам перемещались в промежуточные очаги и далее извергались на поверхность дна, формируя вулканы. Эта модель объясняет как повторные извержения на сформированных ранее вулканических постройках, так и образование новых вулканов в разное время. В районе МГ такими тектоническими нарушениями могли быть крупные разломные зоны Osagawara и Kashima, выделяемые по геомагнитным аномалиям и сейсмическому профилированию (в соответствии с рисунком 38). После прохождения участка Тихоокеанской плиты с меловыми вулканами экваториальной области над аномальным астеносферным выступом земного геоида напряжения в плите изменяли знак и становились сжимающими, что вызывало постепенное закрытие тектонических нарушений и прекращение вулканической деятельности.

Судя по возрасту наиболее древних вулканических пород МГ, первые проявления вулканической активности по нашим данным начались в раннем мелу (120–127 Ма), когда по палеореконструкциям гайоты и горы WSPSP находилось между 20 и 30° Ю. Ш. над областью SOPITA. Здесь на Тихоокеанской плите возникали и на протяжении нескольких десятков Ма формировались многочисленные вулканические постройки, большинство из которых в позднем мелу превратились в атоллы и позднее после погружения – в гайоты. К настоящему времени все гайоты и подводные горы мелового возраста переместились в северное полушарие, а над SOPITA в настоящее время формируются вулканические острова и атоллы Французской Полинезии [104, 105]. Учитывая большую протяженность цепи МГ и других вулканических цепочек WSPSP, значительные размеры гайотов и подводных гор, их сложную морфологию и строение, а также многостадийную историю формирования на протяжении десятков Ма, имеющихся изотопно-геохимических и геохронологических данных пока явно недостаточно для надежного обоснования любой геодинамической модели внутриплитного вулканизма Тихого океана.

## ВЫВОДЫ

На примере риолитовых расплавов установлено, что крупные скопления (месторождения) флюорита и сопутствующая рудная минерализация во многих магматических породах могли формироваться при кристаллизации флюоритового расплава. Обогащенные флюоритом риолиты образовались из эмульсии F-Ca (флюоритового) и риолитового расплавов. Кислородсодержащий флюоритовый расплав существовал до субсолидусной температуры (~700°C) риолитовой магмы. Текучесть эмульсии расплавов была как у вязкой жидкости (< 10 Па·с). Большая дисперсия содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе объясняется ее изменениями в результате воздействия флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Опыты по плавлению пород (1250–750°C, 5.5–1 кбар) подтвердили несмесимость расплавов. Предполагается метастабильное переохлажденное состояние F-Ca расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы.

Впервые были получены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки нескольких вулканических пород гайотов Говорова и Коцебу, расположенных в Магеллановых подводных горах Тихого океана.

## **7 Изучение роли процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных и щелочных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм в обстановках конвергенции литосферных плит и внутриплитной активизации**

### **7.1 Итоги исследований 2017 г**

#### **Минералого-геохимические особенности и условия образования кислых магм вулканических поясов Срединного хребта Камчатки и Южной Камчатки**

Выполнены минералого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования кислого магматизма Камчатки на примере неоген-четвертичного умеренно-щелочного вулканизма тылового пояса Срединного хребта активной окраины Камчатки и неогеновой NEB-Mg#-андезит-адакитовой ассоциации южного фланга Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Главным итогом исследований явилось получение доказательств участия в их образовании высокобарически преобразованного и рециклированного вещества океанической литосферы. Несмотря на то, что кислые умеренно-щелочные породы Срединного хребта отличаются от IAB относительным обогащением LILE и HFSE компонентами, а породы Mg#-андезит-адакитовой ассоциации имеют близкие к IAB редкоэлементные характеристики, но более высокую степень фракционирования REE, Sr, Y, и те и другие обладают геологическими и парагенетическими элементами сходства. Они близки по возрасту и структурно-геологическим условиям их проявлений, а также в связи с развитием в составе их парагенезисов высокониобиевых (HNB) и Nb обогащенных базальтоидов (NEB).

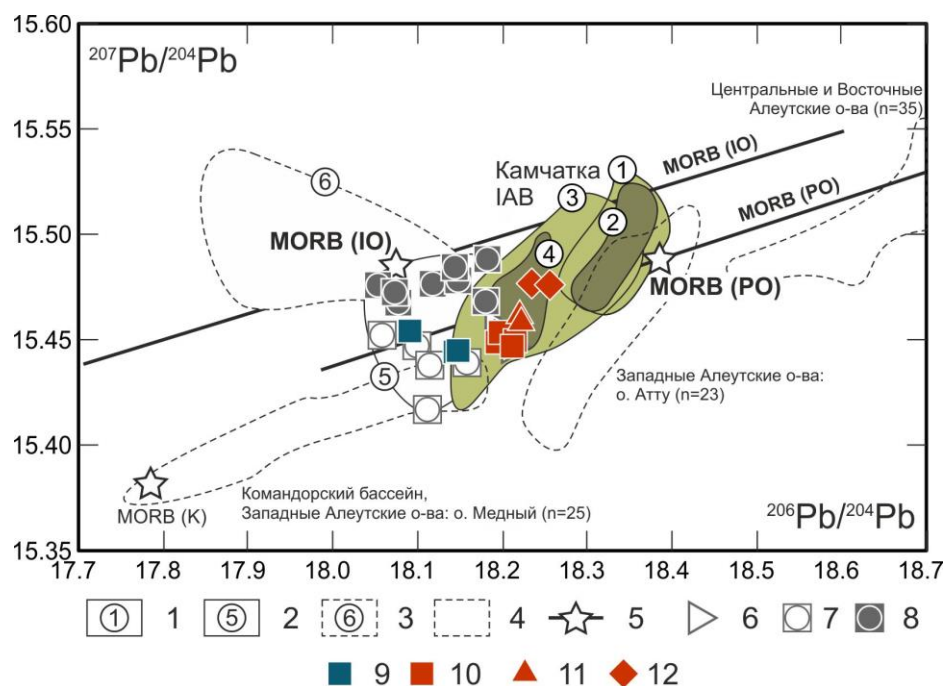
В структурно-геологическом плане неоген-четвертичные умеренно-щелочные магмы Срединного хребта проявлены в вулканическом поясе в пределах, протяженных кулисообразно расположенных зонах и имеют признаки происхождения в области деструкции литосферы или на начальной стадии рифтогенеза (в соответствии с рисунком 39). По данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования возраст их проявлений в ассоциации с базальтоидами HNB и NEB типа заключен в интервале 2.3-0.9 млн. лет, а с учетом сведений по сопряженным районам Западной Камчатки проявлен начиная с раннего плиоцена (3.8 млн. лет) [106] NEB-Mg#-андезит-адакитовый магматизм южного фланга ЦКД развивался в средне-позднеплиоценовое время (3.4 – 2.0 млн. лет) вблизи северных границ Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций и также обнаруживает связь с областью деструкции литосферы.

В сравнении с IAB Камчатки в целом, и вулканического пояса Срединного хребта в частности, изотопные составы пород умеренно-щелочной серии этого вулканического пояса

в координатах  $^{206-207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  образуют тренд между источником, близким по составу к деплетированной мантии MORB типа Командорского бассейна, и источником MORB «индийского» типа, смещаются в область наименее радиогенных изотопных составов для вулканических пород этой активной окраины (в соответствии с рисунком 39). В координатах  $^{206-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  также наблюдается расположение изотопных меток IAB Камчатки между деплетированным источником типа «командорского» MORB или MORB Тихого океана и океаническим осадочным компонентом. Из анализа изотопных данных следует, что изотопные источники вещества, участвующие в формировании умеренно-щелочной серии пород Срединного хребта имеют признаки гетерогенности, а кислые расплавы в составе этой серии обнаруживают наиболее яркие характеристики в подтверждение участия в магмообразовании рециклированного вещества «индийского» MORB типа.

Изотопные характеристики магм Mg#-андезит-адакитовой ассоциации, проявленных на южном фланге ЦКД, указывают, что они близки к установленным для продуктов вулканизма IAB типа Срединного хребта и Центральной Камчатской депрессии. При этом они отличаются от вулканических пород Южной и Восточной Камчатки менее радиогенным составом Pb и Nd (в соответствии с рисунком 39). Анализ комплекса данных по изотопным системам  $^{206-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $d\text{O}^{18}$  для пород NEB-Mg#-андезит-адакитовой ассоциации так же, как и для умеренно-щелочных магм Срединного хребта, показал, что в магмообразовании и эволюции примитивных кислых и обогащенных HFSE магм участвуют два главных источника вещества. Базальтоиды HNB и в меньшей степени NEB типа этой ассоциации имеют признаки участия в их образовании древней рециклированной океанической литосферы «индийского» MORB типа, а адакитовые магмы низкокремнистого (LSA) и высококремнистого (HAS) типов формируются, вероятно, с участием первичных примитивных кислых расплавов, источником которых служила эклогитизированная океаническая литосфера Командорского или Тихоокеанского MORB типа.

Ведущая роль в NEB-Mg#-андезит-адакитовом магмогенезе южного фланга ЦКД и умеренно-щелочном магмообразовании Срединного хребта вещества эклогитизированной океанической литосферы, помимо других редкоэлементных и изотопных характеристик, подтверждается данными о распределении в породах этого типа элементов платиновой группы (ЭПГ). Все исследованные породы NEB-Mg#-андезит-адакитовой ассоциации и умеренно-щелочной серии Срединного хребта обладают заметно меньшими концентрациями Pt и Pd в отличие от вулканических пород IAB типа Камчатки, что согласуется с установленными закономерностями по обеднению этими элементами базальтоидов и габбро субдуцированной океанической литосферы в процессе их эклогитизации.



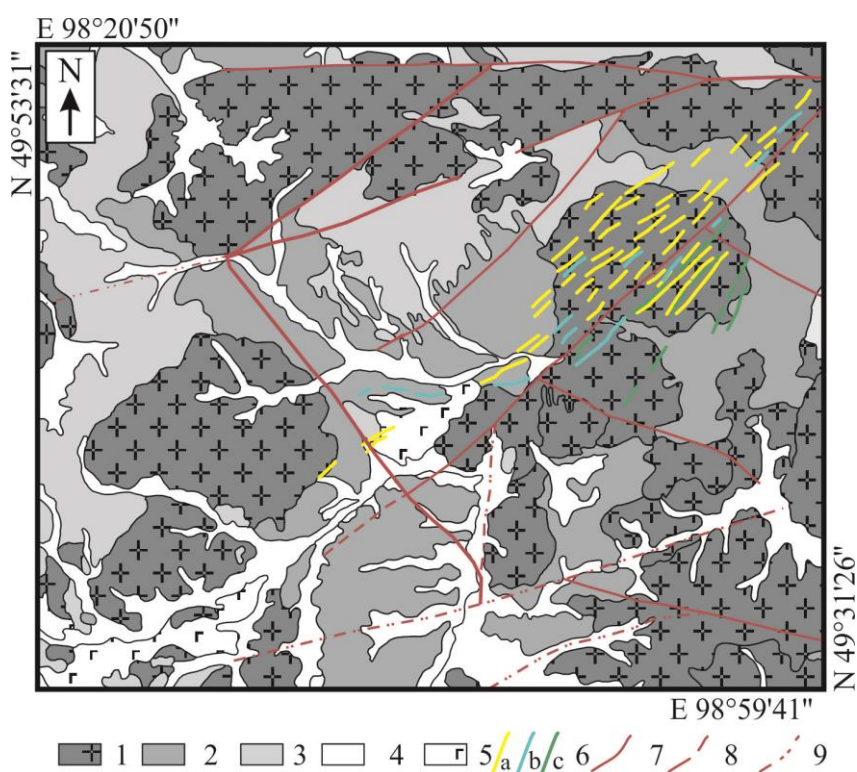
Условные обозначения. 1 – поля изотопных характеристик базальтов и андезитов IAB типа для вулканических поясов Камчатки; цифры в кружках обозначают поля изотопных характеристик пород вулканических поясов: 1 – Восточной Камчатки, 2 – Южной Камчатки, 3 – Центральной Камчатской депрессии, 4 – Срединного хребта; 2 – поле изотопных характеристик пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки; 3 – поле составов позднемиоцен-раннеплиоценовых щелочных базальтоидов Восточной Камчатки; 4 – поля составов базальтов и андезитов Командорского бассейна; 5 – тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для базальтов срединно-океанических хребтов Индийского MORB-(IO) и Тихого океанов MORB-(PO), MORB (K) – базальтов Командорского бассейна. Точки изотопных характеристик вулканических пород Срединного хребта: 6 – плиоценовые базальты и андезиты IAB типа, 7 – средне-позднеплейстоценовые умеренно-щелочные базальтоиды, 8 – позднеплиоцен-раннеплейстоценовые трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и комендиты умеренно-щелочной серии. Точки изотопных характеристик вулканических пород NEB-Mg#-андезит-адакитовой ассоциации южного фланга Центральной Камчатской депрессии: 9 – базальтоиды NEB и HNB типа, 10 – Mg# андезибазальты, андезиты и адакиты HSA типа, 11 – Pl-Cpx адакиты LSA типа, 12 – Amph-Cpx-Ol адакиты LSA типа.

**Рисунок 39 – Изотопные характеристики  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  пород умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки и NEB-Mg#-андезит-адакитовой ассоциации южного фланга Центральной Камчатской депрессии**

## 7.2 Итоги исследований 2018 г

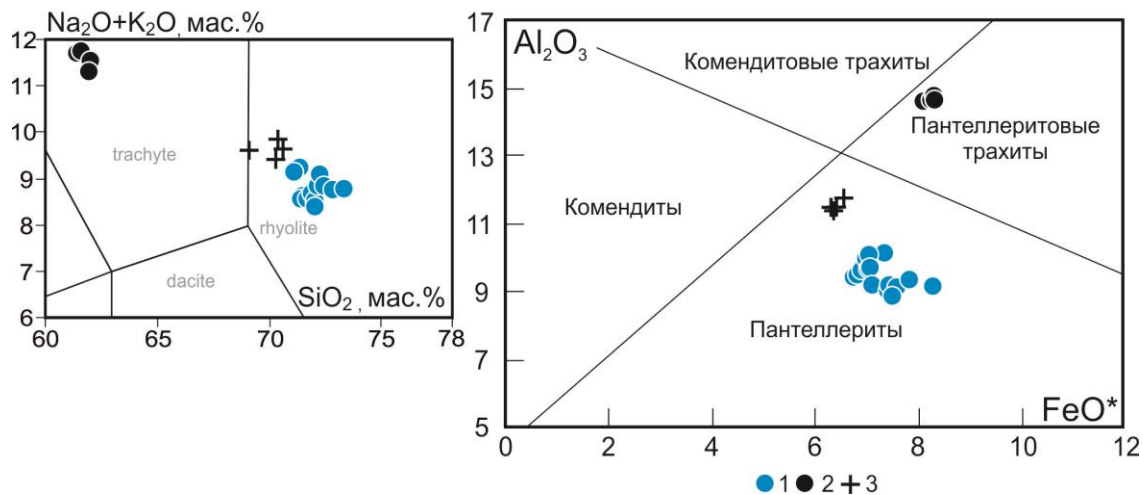
### Исследование дайкового пояса кислых щелочных вулканических пород в Северо-Монгольском секторе Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой зоны

В составе позднепалеозой-раннемезозойской Северо-Монгольской рифтовой зоны обнаружен и исследован крупный Цагаануульский пантеллеритовый дайковый пояс протяженностью до 32 км, шириной до 7-8 км и северо-восточным простиранием (в соответствии с рисунком 40). Дайки прорывают массив среднепалеозойских гранитов. Среди преобладающих даек пантеллеритового состава встречены редкие и наиболее ранние по времени формирования дайки пантеллеритовых трахитов (в соответствии с рисунком 41), иногда с совместным залеганием с пантеллеритами в структурах типа «дайка в дайке» магм.



Условные обозначения. 1 – граниты Pz<sub>2</sub>; 2 - V-Є осадочно-метаморфогенные толщи (метапесчаники, пелиты, гравелиты), 3 – кембрийская система (метапесчаники, известняки, кварциты), 4 – верхнечетвертичные и современные нерасчленные осадочные отложения. (делювиально-пролювиальные щебни, гравий, галечники, валунник, дресва, суглинки, супеси, глины), 5 - базальты (N<sub>2</sub>); 6 – дайки Цагаануульской бимодальной ассоциации: а - пантеллеритов, b – пантеллеритовых трахитов, с – трахибазальтов. 7 – разрывные нарушения; 8 – предполагаемые разрывные нарушения; 9 – предполагаемые разрывные нарушения под четвертичными отложениями.

Рисунок 40 – Геологическая схема района развития Цагаануульского дайкового пояса



Условные обозначения. 1 – пантеллериты, 2 - пантеллеритовые трахиты, 3 - пантеллериты с крупными включениями КППШ.

**Рисунок 41 – Дискриминационные диаграммы для составов пород Цагаануульского дайкового пояса**

Минералого-геохимические особенности установленных в строении пояса пантеллеритов и пантеллеритовых трахитов указывают на специфические условия образования и кристаллизации проявленных здесь щелочно-салических. Отсутствие проявлений щелочно-базитовых магм объясняется их длительной дифференциацией в глубокозалегающих магматических очагах с последовательным формированием и внедрением вначале расплавов пантеллеритовых трахитов, а затем и пантеллеритов на постколлизийном этапе геодинамического развития территории. Породы Цагаан уульского дайкового пояса в сравнении с щелочно-салическими породами других районов Монголии и активной континентальной окраины Камчатки заметно обогащены Zr (до 1800 ppm), Hf, Nb, Ta, REE, Y, Th и U, а также обеднены Ba, Sr и P. В сравнении с пантеллеритовыми трахитами и пантеллеритами петротипических вулканических комплексов о. Пантеллерия, породы исследуемого пояса близки к ним по концентрациям большинства редких элементов, но заметно обеднены Nb и Ta. Выявленные геохимические особенности и условия проявления щелочно-салических магм в структуре Цагаан-уульского дайкового пояса указывают на их происхождение на постколлизийном этапе геодинамического развития территории.

### 7.3 Итоги исследований 2019 г

На юго-западе от Цагаануульского дайкового пояса исследован рой трахибазальтовых даек. Дайки имеют простирание параллельное дайкам пантеллеритовых трахитов и пантеллеритов, приурочены к крупному разлому и локализованы в большей части в пределах

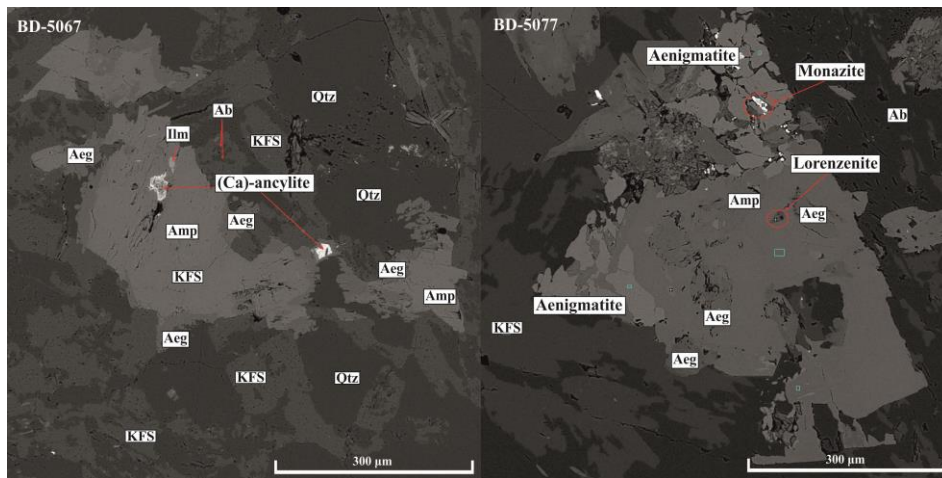
среднепалеозойского гранитного массива. Трахибазальты, пантеллеритовые трахиты и пантеллериты объединены в Цагаануульскую бимодальную ассоциацию. На данный момент, Цагаанульская бимодальная ассоциация является наиболее северной из изученных в пределах Северо-Монгольского сегмента рифтовой зоны.

Проведены микронзондовые исследования образцов трахитов и пантеллеритов. Основными минералами-вкрапленниками для кислых пород дайкового пояса являются полевые шпаты, амфиболы и кварц (в соответствии с рисунком 42). Амфиболы относятся к Na, Na-Ca группе и определены как арфведсонит, катафорит и рихтерит, с преобладанием первого в трахитах, а второго в пантеллеритах, в зонах контакта даек между собой наблюдаются единичные зерна Ca амфибола – эденита. Особенностью амфиболов трахитов является их обогащенность Ti, Fe, K тогда как большинство амфиболов пантеллеритов обогащены только Ti и Fe. Клинопироксены распространены в виде эгирина и авгита в трахитах, в пантеллеритах развит преимущественно эгирин, в обоих типах пород пироксены встречаются в виде кайм амфиболов или микролитами в основной массе, часто с примесями  $ZrO_2$  (до 6 мас %). В трахитах отмечается развитие энigmatит в сростаниях с эгирином и арфведсонитом. Уникальной чертой трахитов является наличие в виде включений в амфиболе редкого для агпайтовых пород минерала – лоренценита. В породах широко развиты Zr-содержащие минералы – эльпидит ( $ZrO_2$  до 31 мас %), катаплеит ( $ZrO_2$  до 19 мас %) и продукты распада минералов группы эвдиалита ( $ZrO_2$  до 26 мас %). Полевые шпаты представлены сростаниями альбита ( $Ab_{100}$ ) и санидина ( $Or_{100}$ ). Редкоземельная минерализация состоит из монацита и апатита, в пантеллеритах также развит Ca-анкилит. Определение особенностей условий образования и эволюции расплавов является перспективной задачей, решение которой позволит объяснить необычный минеральный состав пантеллеритовых трахитов и пантеллеритов.

Распределение редких элементов для трахибазальтов дайкового пояса имеет черты характерные для надсубдукционных базальтов – это Nb-Ta минимум, слабое обеднение Zr-Nf. Относительно базальтов океанических островов трахибазальты сильно обеднены Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf, но имеют максимум по Ba и небольшое обогащение Sr и P (в соответствии с рисунками 43, 44). Трахиты и пантеллериты не обладают существенными различиями в распределении редких элементов. Оба типа пород обеднены Ba и Eu. И в трахибазальтах и у щелочно-салических пород дайкового пояса наблюдается Nb-Ta минимум, который указывает на сходство условий магмообразования. Анализ распределения редких элементов позволяет сделать вывод о генетической связи между трахибазальтами, трахитами и пантеллеритами на это указывает наличие Nb-Ta аномалии, обеднение Sr и Ba характерное для фракционирования полевого шпата, высокие содержания несовместимых элементов

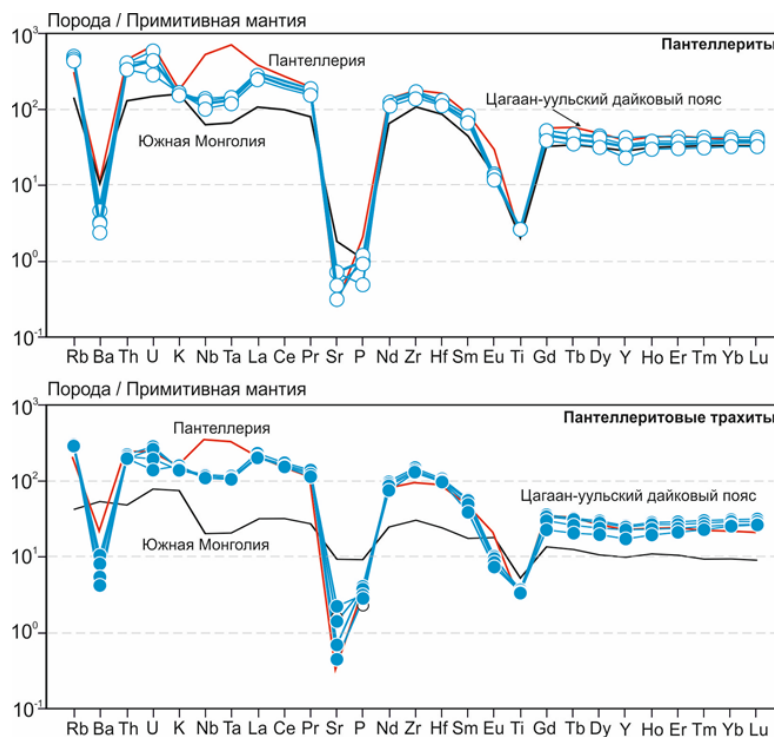


вроде Zr и Hf, накопление которых также является признаком долгого процесса кристаллизационной дифференциации.



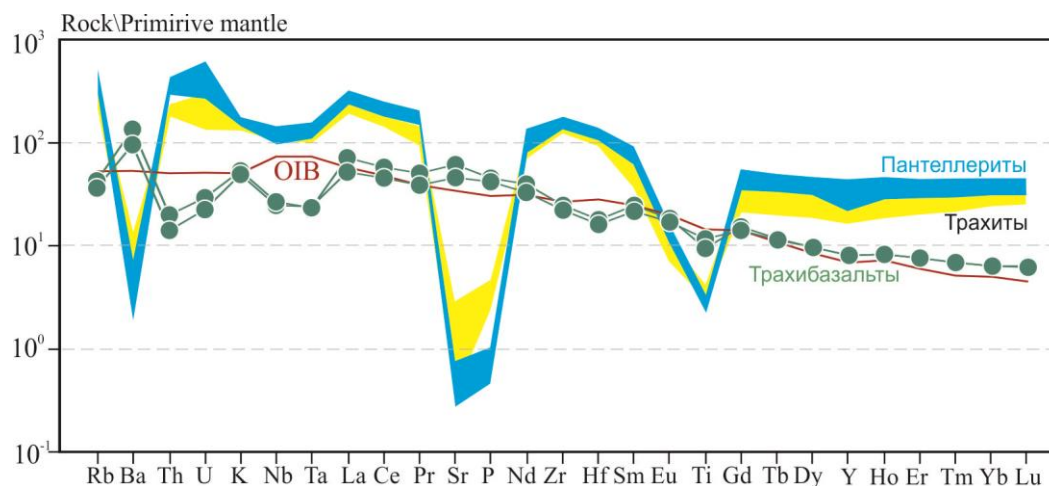
Условные обозначения. Сокращения названий минералов: Ab – альбит, Aeg - эгирин, Amp – амфибол, Kfs – калиевый полевой шпат, Qtz – кварц.

**Рисунок 42 – Изображение в обратно рассеянных электронах пантеллеритов Цагаанульской бимодальной ассоциации**



Состав примитивной мантии по [97].

**Рисунок 43 – Распределение редких элементов для кислых щелочных поро Цагаанульского дайкового пояса**



Состав примитивной мантии по [97], состав базальта океанических островов (ОИВ) по [3]

**Рисунок 44 – Распределение редких элементов для пород Цагаан-уульской бимодальной ассоциации**

## 7.4 Итоги исследований 2020 г

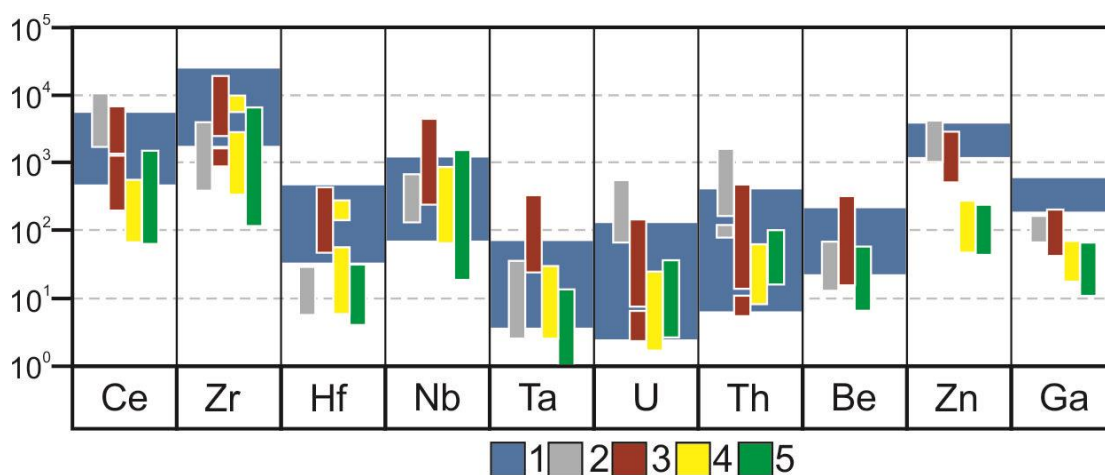
### 7.4.1 Минералогические и изотопные исследования кислых щелочных вулканических пород в Северо-Монгольском секторе Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой зоны

Выполнены детальные минералогические микронзондовые исследования для трахибазальтов, трахитов и пантеллеритов Цагаан-уульской бимодальной ассоциации проявленной в форме роя даек. В результате установлено, что основными породообразующими минералами в этих породах являются кислый плагиоклаз и щелочные амфиболы, менее распространены пироксен, биотит, титано-магнетит и ильменит и апатит, в трахибазальтах также присутствует кварц и кальцит. Расчет температуры по Ti-Mgt – Ilm парам, показывает, что завершающая фаза кристаллизации трахибазальтов проходила при температуре 680-770°C [108]. Выделена группа пантеллеритов, обладающая высокими концентрациями Zr (до 3900 ppm), тогда как для большинства пантеллеритов и пантеллеритовых трахитов Цагаан-уульского дайкового пояса характерен диапазон содержаний Zr от 900 до 2000 ppm ( в соответствии с рисунком 45). Минеральный состав пантеллеритов с высокой концентрацией Zr отличается присутствием циркона, как основного концентратора Zr и монацита, как основного концентратора REE. Для других образцов группы пантеллеритов характерен широкий спектр минералов концентраторов Zr, например, эльпидит и катаплеит.

Получены первые данные о возрасте пантеллеритов Цагаан-уульского дайкового пояса для тонкозернистой основной массы пород методом  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датирования. Разброс

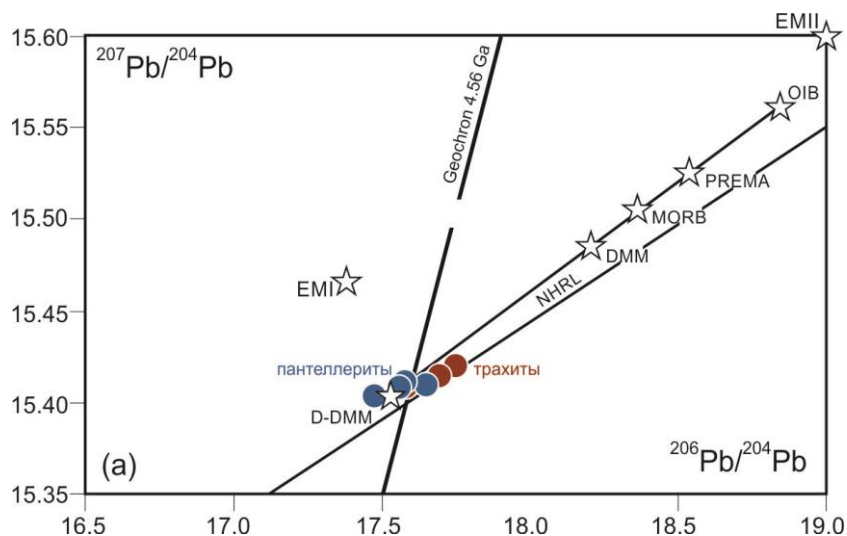
значений заключен в интервале  $263-270 \pm 2.9$  млн. лет и соответствует среднепермскому возрасту.

С использованием методики двойного изотопного разбавления получены изотопные характеристики пород Цагаан-уульского дайкового пояса (Sr, Nd и Pb). Диапазоны первичных значений изотопных отношений для пантеллеритов и трахитов, рассчитанных на возраст 270 млн. лет, составили:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  0.7053 – 0.7108,  $\epsilon\text{Nd}(i)$  от -0.75 до -2.5,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$  17.475-17.752,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$  15.403-15.420,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$  37.383-37.442 (в соответствии с рисунком 46).



Условные обозначения. 1. Цагаан-уульская бимодальная ассоциация; 2. гипперагпаитовая ассоциация; 3. ассоциации пород, содержащих минералы группы эвдиалита; 4 смешанные ассоциации; 5. F-обогащенные, Zr-Ti силикат-содержащие ассоциации.

**Рисунок 45 – Концентрации промышленно важных элементов в кислых апатитовых породах различных районов мира**



**Рисунок 46 – Изотопные характеристики пород Цагаан-уульского пантеллеритового дайкового пояса**

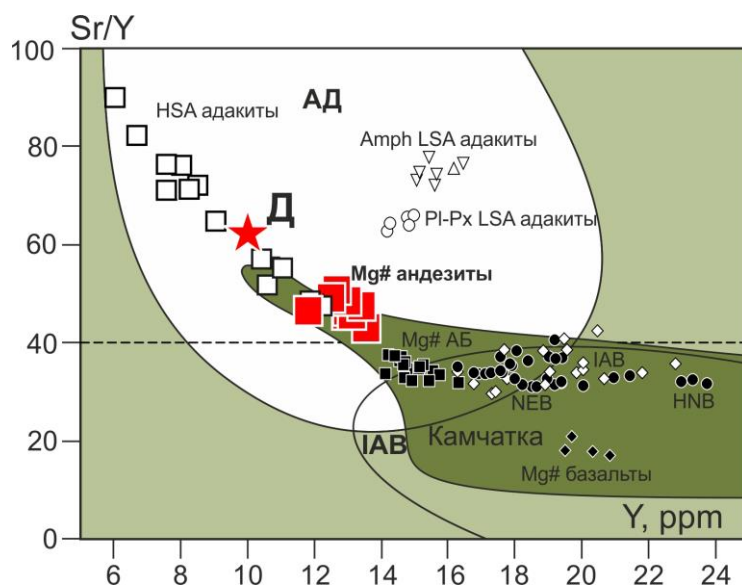
## 7.4.2 Магнезиальные андезитовые и NEB-адакитовые комплексы Камчатки

**Высококремнистые адакиты.** Результаты исследований магнезиальных андезитов Камчатки приводят ряд авторов к выводам, что в их происхождении могли принимать участие примитивные высококремнистые магмы дацитового состава. Образование примитивных кислых расплавов рассматривается в рамках адакитового магмогенеза и связывается с плавлением в водных условиях эклогитизированных фрагментов субдуцируемой океанической плиты или пироксенитов. Петрологическое значение таких моделей трудно переоценить, так как позволяет предполагать возможность генерации первичных кислых магм в современных обстановках конвергенции литосферных плит. Предполагается, что взаимодействие примитивных дацитовых магм с перидотитами надсубдукционной мантии могло являться необходимым условием при формировании магнезиальных андезитов. Доказательствами возможности образования примитивных кислых расплавов могут служить находки прожилков дацитового состава в перидотитовых включениях из базальтов северного сегмента Камчатки и многочисленные находки прожилков дацитового и риолитового составов в эксгумированных эклогитах палеосубдукционных обстановок. В отсутствие прямых наблюдений составы примитивных дацитовых магм моделируются согласно общей направленности эволюции составов пород магнезиальных андезитовых ассоциаций.

Впервые для Камчатки примитивные дациты и риодациты, или высококремнистые адакиты (HSA), установлены среди вулканических комплексов южного фланга Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в строении вулканических массивов гор Оленья, Большая Едома и западных отрогов Валагинского хребта.

Породы такого состава слагают здесь крупные экструзии, дайки и реже лавовые покровы среднеплиоценового возраста в ассоциации с Mg# андезитами и базальтами NEB типа. Ареал их распространения протягивается в ЮЗ направлении вплоть до вулкана Бакенинг. Среди них выделяются Pl-Amph-Orx и Pl-Orx-Crx разности пород, Амфиболы представлены магнезиальными роговыми обманками (Mg# 65-75), а Orx бронзитом и гиперстеном (En<sub>65-82</sub>). В виде включений в темноцветных минералах обнаруживается стекло трондъемитового состава, а в основной массе пород присутствуют выделения Qtz. Особенности распределения в породах петрогенных и редких элементов заключаются в их повышенной магнезиальности (Mg# 64-52), высокой натровой щелочности, обеднении REE, Y и повышенных концентрациях Sr (Sr/Y=50-90) (в соответствии с рисунком 47).

Расчеты условий кристаллизации в высококремнистых адакитах Crx, Orx, Pl и Amph указывают на их формирование при T=1150-750°C, P≤6 кбар и водонасыщенный характер расплавов (H<sub>2</sub>O=4.2-6.5 мас.%).

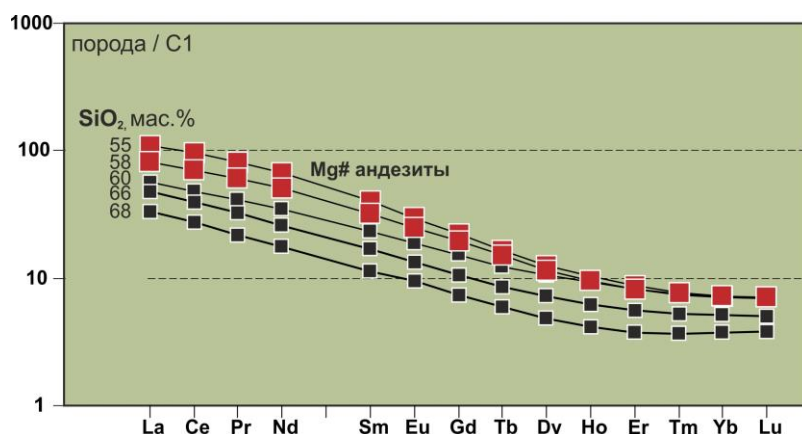


Условные обозначения. Красные квадраты – точки составов Mg# андезитов. Поля составов пород: IAB – островодужные базальты и андезиты, АД – адакиты. Камчатка - поле составов базальтов и андезитов IAB типа (n=1033). HSA – высококремнистые адакиты и Mg# андезиты г. Оленья и Большая Едома. Д – состав примитивной дацитовой магмы Камчатки.

**Рисунок 47 – Диаграмма Sr/Y-Y (ppm) для пород NEB-адакитовой ассоциации южного фланга Центральной Камчатской депрессии и IAB Камчатки**

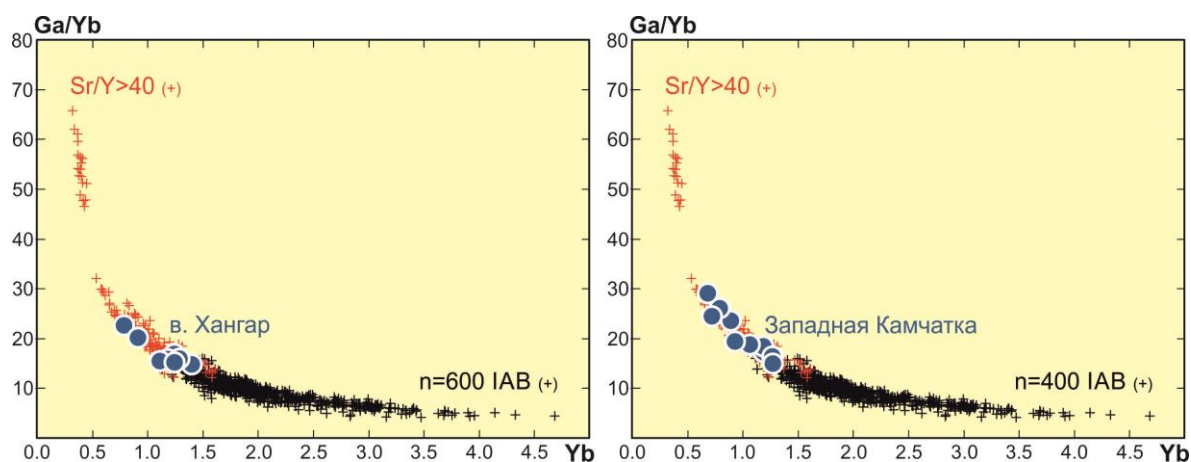
При этом, в отличие от теоретического состава примитивной дацитовой магмы Камчатки, обнаруженные HSA имеют существенно менее магнезиальные составы и относительно обеднены Ni и Cr (17-50 и 31-123 ppm). В сравнении с Mg# андезитами, в ассоциации с которыми находятся HSA, они отличаются от них заметно более низкими содержаниями многих LILE и HFSE компонентов, за исключением несколько повышенных, но со значительным совмещением диапазонов концентраций Li, Ba, Pb, Th и U. Кроме того, в направлении возрастания кремнекислотности HSA для их составов отмечается отчетливое снижение содержаний REE и Y в условиях отсутствия в породах минералов-концентраторов этих элементов (за исключением редкого акцессорного Ap) (в соответствии с рисунком 48).

Установленные особенности минеральных парагенезисов и составов HSA не позволяют рассматривать их в качестве продуктов процессов дифференциации Mg# андезитовых магм (O1-Crx-Orx-Pl). Наряду с последними, они могут рассматриваться как самостоятельные расплавы в рамках общей модели эволюции условий магмообразования. Такие условия могли быть реализованы в среднем плиоцене на деструктивной границе субдуцируемой океанической плиты вблизи трансформной зоны Малко-Петропаловских поперечных дислокаций.



**Рисунок 48 – Распределение редкоземельных элементов в Mg# андезитах и высококремнистых адакитах Камчатки.**

Процессы эклогитизации деструктивных фрагментов плиты и их плавление под воздействием астеносферной мантии привели последовательно к формированию вначале Mg# андезитовых, а затем и примитивных HSA магм.



Данные по составам вулканических пород Алеутской дуги приведены из работ [53], данные по Камчатке из работ [110-113] с использованием оригинальных данных авторов проекта. асные крестики – породы адакитового типа, черные – IAB.

**Рисунок 49 – Дискриминационная диаграмма Ga/Yb (ppm) для адакитовых и IAB типов вулканических пород**

**Индикаторное Ga/Yb редкоэлементное отношение для идентификации адакитовых магм.** Установлена возможность применения индикаторного отношения Ga/Yb в идентификации магм адакитового типа. На основе результатов исследований более чем 600 проб из литературных источников (Алеутская дуга) и оригинальных коллекций (Камчатка) показано, что одним из условий отнесения вулканических пород к адакитовому типу, как

продуктов магмогенеза с участием гранат-содержащей эклогитизированной литосферы MORB типа, являются величины  $Ga/Yb > 15$  в диапазоне составов пород от андезибазальтов до риолитов. Основанием для применения индикаторного отношения  $Ga/Yb$  является стабильно узкий диапазон концентраций  $Ga$  в породах адакитового типа Камчатки и Алеутской дуги (23-17 ppm), как показатель отсутствия значимой роли процессов кристаллизационной дифференциации, и резкие различия коэффициентов распределения между избранными элементами для системы гранат/расплав  $Yb_{13-6} \geq Sc_{13-5} > Y_{5.5-2.6} > Ga_{0.4-0.3} > Sr_{0.1-0.2}$ . По результатам применения индикаторного  $Ga/Yb$  отношения предложены дискриминационные диаграммы (в соответствии с рисунком 49).

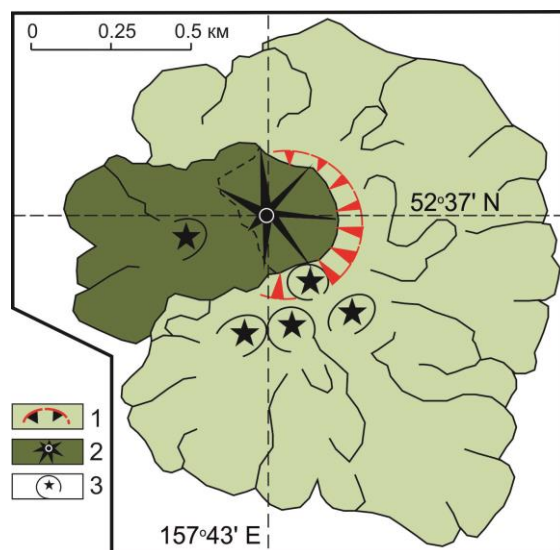
**Два типа  $Mg\#$  андезитов Камчатки.** Актуальность исследований  $Mg\#$  андезитового вулканизма определяется его индикаторным значением в расшифровке истории магматической и геодинамической эволюции островодужных систем и активных континентальных окраин. Этот тип пород известен во многих обстановках зон конвергенции литосферных плит и часто рассматривается в связи с проблемой адакитового магмогенеза, к примеру: Алеутская островная дуга, Филиппины, Фиджи, Тонга, Соломоновы острова, Япония, Мексика, Эквадор, Панама, Анды, Тибет, Камчатка.

Как показывают данные многочисленных исследований,  $Mg\#$  андезиты обладают значительными вариациями минерального и вещественного составов, а условия их формирования не всегда соответствуют моделям, разработанным для них в связи с проблемой адакитов. С одной стороны, их происхождение в рамках модели адакитового магмогенеза определяется особыми геодинамическими условиями образования магм такого типа в условиях высоких значений теплового потока и плавления эклогитизированного вещества океанической литосферы, что свидетельствует о возможности их мантийного генезиса. С другой стороны, известны примеры, когда  $Mg\#$  андезиты зон конвергенции литосферных плит, несмотря на общее петрохимическое соответствие этой разновидности вулканических пород, обладают признаками гибридного происхождения и по индикаторным редкоэлементным признакам отвечают обычному надсубдукционному типу. В островодужной системе Камчатки развитие примитивного  $Mg\#$  андезитового вулканизма установлено на Корякском перешейке, в Северном сегменте ЦКД в зоне Алеутско-Камчатского сочленения, в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта. Нами они обнаружены и исследованы на южном фланге Центральной Камчатской депрессии и на Южной Камчатке в строении отдельных построек ареальной зоны Толмачева Дола. Как показали проведенные исследования,  $Mg\#$  андезиты изученных комплексов пород имеют различное происхождение и принадлежат как адакитовому, так и IAB типу ассоциаций пород, соответственно.

Проявления Mg# андезитов в междуречье рек Правая и Озерная Камчатка и в строении вулканического массива г. Оленья на юго-западном фланге ЦКД датированы средним плиоценом и находятся в ассоциации с NEB, NEBA, Mg# андезибазальтами и адакитами низкокремнистого (LSA) и высококремнистого типов (HAS). Они отличаются развитием среди вкрапленников исключительно Орх, которые в ядрах кристаллов имеют бронзитовый состав (En 87-74), а в краевых зонах представлены гиперстенами (En 66-64). Во вкрапленниках бронзитов обнаружены редкие включения кремнекислого стекла (SiO<sub>2</sub> 73.5-75.2 мас.%) с «трондьемитовым» и калиевым химизмом. Геохимические характеристики Mg# андезитов выражены здесь в высокой магнезиальности пород (Mg# 60-70), умеренном фракционировании REE (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=6.4-7.5), повышенных концентрациях Co (16-32), Ni (57-92), Cr (92-179 ppm) и повышенных величинах Sr/Y отношений (43-50) (в соответствии с рисунком 47). Высококремнистые адакиты г. Оленья (SiO<sub>2</sub>=63-69 мас.%) в сравнении с Mg# андезитами, напротив, обладают значительно более низкими содержаниями REE и слабой степенью их дифференциации (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=3.3-6.3) при заметно более высоких величинах Sr/Y отношений (50-92). Предполагается, что Mg# андезиты южного фланга ЦКД являются продуктом взаимодействия высококремнистого расплава, образующегося при плавлении эклогитизированных фрагментов погруженного в мантию вещества океанической литосферы, и надсубдукционной перидотитовой мантии.

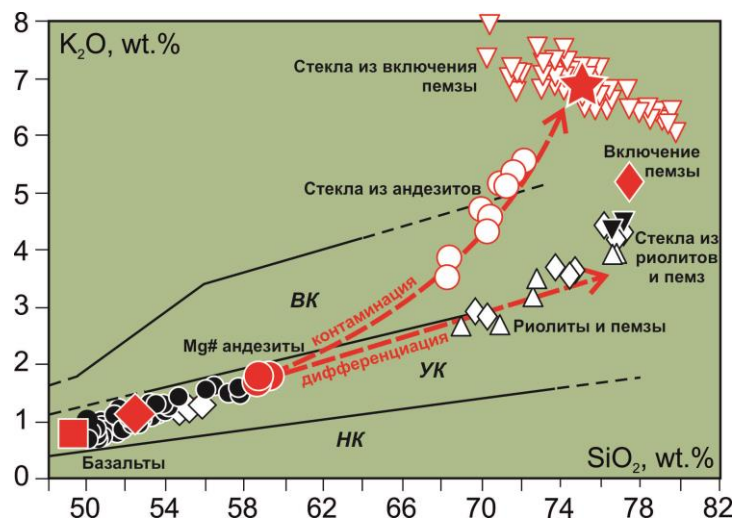
Mg# андезиты Толмачева Дола изучены на примере вулканического верхнеплейстоцен-голоценового (?) конуса горы Мохнатенькая (в соответствии с рисунком 50). История развития этого вулканического сооружения демонстрирует антидромную направленность в смене составов пород (в соответствии с рисунком 51). На начальном этапе его развития проявлены значительные объемы Mg# андезитов, а на заключительном этапе – магнезиальные базальты. Отмечено присутствие в лавах ксеногенного кислого материала. В качестве редких вкрапленников в Mg# андезитах присутствует оливин Ol и отмечаются дезинтегрированные включения риолитовой пемзы. Помимо пемзы, в лавах андезитов наблюдаются оплавленные и резорбированные ксеногенные кристаллы Pl и Qtz. Лавы базальтов вулкана, напротив, содержат большое количество крупных вкрапленников Ol, а ксеногенный материал (Pl, Qtz, пемза) крайне редок. В андезитах крупные вкрапленники Ol обладают преимущественно форстеритовыми составами (Fo<sub>86-84</sub>). В центральных зонах вкрапленников Ol содержатся мельчайшие включения шпинелей хромпикотитового состава. Ядра вкрапленников Ol в базальтах (Fo<sub>86-82</sub>), включения шпинелей в Ol из базальтов близки по составам соответствующим минеральным фазам из андезитов.





Условные обозначения. 1- лавы, агглютинаты и шлаки Mg-андезитов и их центр извержения (кратерная воронка-маар), 2 - лавы, агглютинаты и шлаки Mg-базальтов и их центр извержения (шлаковый конус с кратерной воронкой), 3 - лавовые купола. Линии на схеме – границы отдельных лавовых потоков.

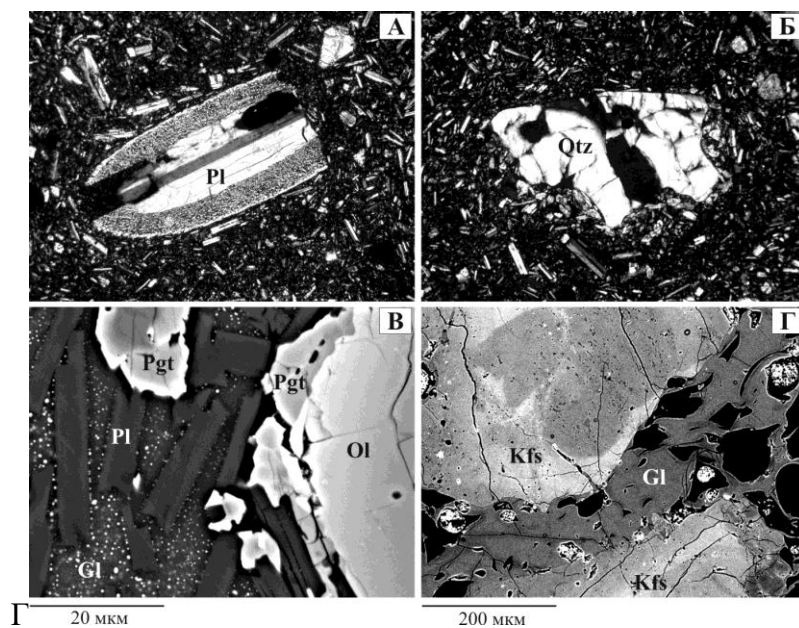
**Рисунок 50 – Схема геологического строения вулканического конуса г. Мохнатенькая (Толмачев Дол, Центральная Камчатка)**



Условные обозначения. Наклонные линии - границы полей составов петрогеохимических серий вулканических пород: НК – низкокалиевая, УК – умереннокалиевая и ВК – высококалиевая серии.

**Рисунок 51 – Составы лав и стекол основной массы базальтов и андезитов ареальной зоны Толмачева Дола, а также риолитов экструзий и пемз Южной Камчатки на диаграмме K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>**

Основная масса базальтов имеет состав высокоглиноземистых андезибазальтов, тогда как стекло основной массы андезитов по составу риодацитовое и высококалийное. Ксенокристаллы Pl из андезитов имеют округлые и вытянутые формы с отчетливо выраженными реакционными каймами (в соответствии с рисунком 23). Они отвечают по составам андезинам ( $Al_{37-42}$ ). Реакционные каймы ксенокристаллов Pl имеют неоднородный состав с преобладанием мельчайших (5-10 мкм) новообразованных выделений зерен Pl и редких Crx и Mgt. В интерстициях между зернами Pl в реакционных каймах наблюдаются «капли» стекла (в соответствии с рисунком 52).



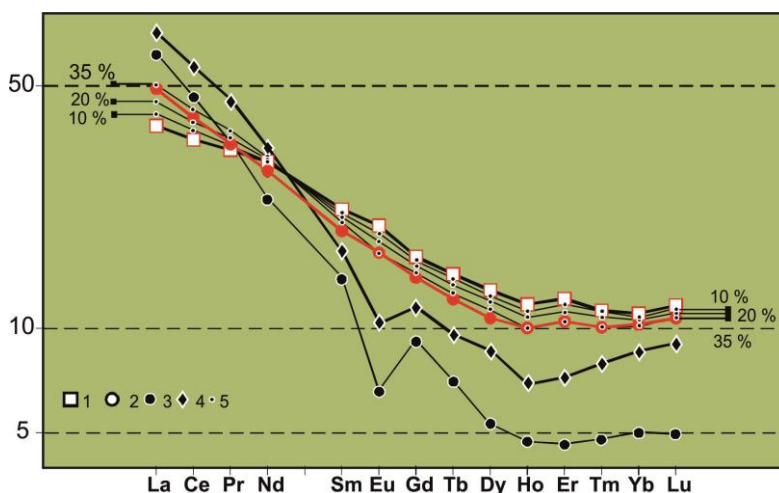
Условные обозначения. А, Б – николи параллельные. А - ксенокристалл андезинового Pl с реакционной каймой, состоящей из участков стекла и выделений Pl битовнит-лабрадорного состава, Б - резорбированный ксенокристалл Qtz с реакционной оторочкой, состоящей из скопления зерен пижонитового пироксена. Размеры ксенокристаллов А, Б - 2-3 мм. В, Г - изображение в обратнорассеянных электронах. В - структура андезита (микролиты Pl, Pgt и вкрапленник Ol с Pgt оторочкой), Г – структура плавленого включения риолитовой пемзы (зоны риолитового стекла Gl между оплавленными кристаллами Kfs).

**Рисунок 52 – Петрографические особенности андезитов и ксеногенных включений из лав г. Мохнатенькая**

Главными компонентами включений пемзы из  $Mg\#$  андезитов, помимо новообразованного стекла (до 50%), являются К-Na полевые шпаты (Kfs), кислый Pl, Qtz, и кристаллы полевых шпатов, которые отвечает по составу анортоклазам. Кроме породообразующих компонентов в породе присутствуют редкие акцессорные кристаллы ильменита, циркона, монацита, а также «теневые» кристаллы темноцветных минералов –

биотита (Bt ?) и амфибола (Amph ?). Отчетливые признаки плавления и дезинтеграции исходной полнокристаллической породы включения связаны с его ассимиляцией перегретым расплавом. Лавы базальтов и андезитов ареальной зоны Толмачева Дола и, в частности вулкана г. Мохнатенькой, принадлежат островодужной умереннокалиевой известково-щелочной серии пород с низкими содержаниями HFSE (Ti, Nb, Ta, Hf). Андезиты имеют высокую магнезиальность (Mg# 62-65), повышенные концентрации Co (21-22), Ni (54-66), Cr (157-175 ppm), низкие величины Sr/Y отношений (22-23) и слабую степень фракционирования REE ( $La_N/Yb_N=4.8-4.9$ ) (в соответствии с рисунком 53).

Предполагается, что высокомагнезиальный базальтовый расплав на инициальной стадии развития центра внедрялся в область миоцен-плиоценового вулканогенного фундамента Толмачева Дола, в строении которого локализованы субвулканические и интрузивные тела высококалиевых риолитов и гранитов. Высокотемпературный базальтовый расплав, содержащий Ol-Sp минеральный парагенезис раннего этапа кристаллизации, дезинтегрирует, расплавляет и ассимилирует в процессе взаимодействия с породами фундамента кислое кристаллическое вещество. Новообразованный высококремнистый расплав риолитового состава и реститовый кристаллический компонент из дезинтегрированных пород фундамента поступает в базальтовую магму. В результате контаминации и раскисления расплава магмы приобретают андезитовый состав с «базальтовым» парагенезисом минералов-вкрапленников и «андезитовым» парагенезисом микролитов в основной массе риодацитового состава.



Условные обозначения. Андезиты – красные точки и линии, квадраты – базальты, ромбики и кружки – риолиты. Процентами показана степень ассимиляции базальтовой магмой кислого риолитового вещества. Содержания нормированы на концентрации в хондрите.

**Рисунок 53 – Распределение редкоземельных элементов в Mg# андезитах и ассоциирующих с ними вулканических породах горы Мохнатенькая (Толмачев Дол)**

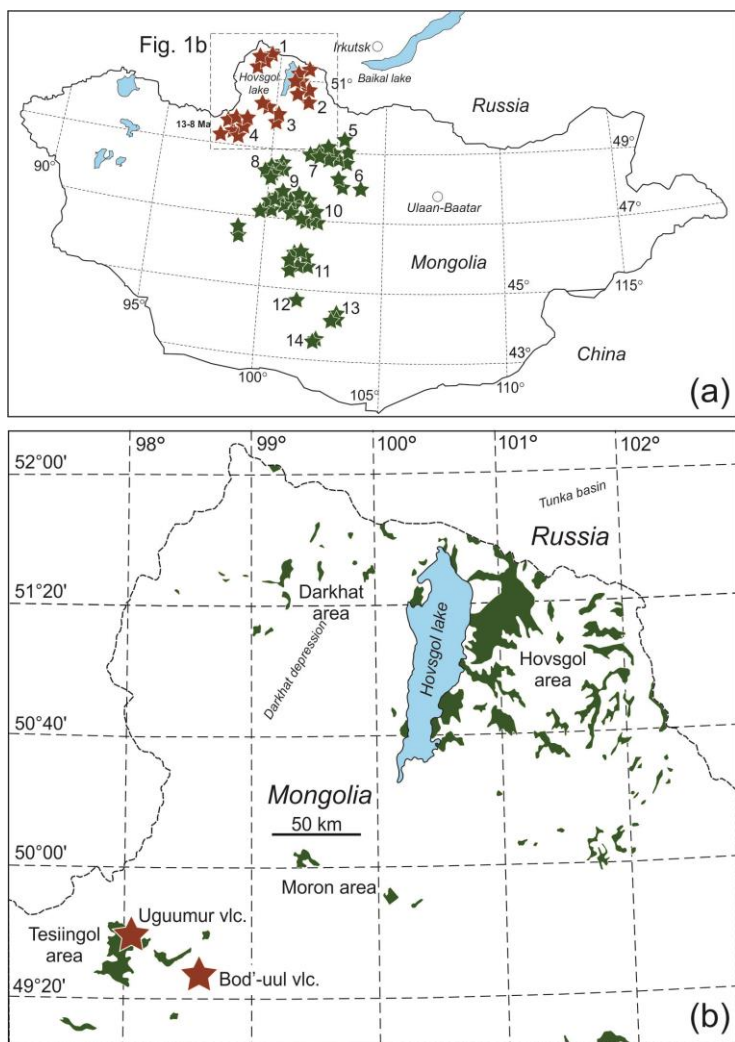
Процесс формирования андезитов в данном случае был реализован при ассимиляции базальтовым расплавом аномально большого объема (30-35 %) кислого риолитового вещества. Контаминирующий компонент определен при этом в составе 70-75% новообразованного кислого силикатного расплава и 23-25% ксеногенного кристаллического вещества (4-5% Qtz и 19-20 % Pl). Увеличение вязкости контаминированной магмы послужило причиной формирования мощных и коротких по протяженности лавовых потоков андезитов, содержащих ксеногенный материал, а в завершение развития вулканического центра произошло поступление слабо контаминированных (3-5%) базальтовых расплавов.

#### **7.4.3 Минералогические и изотопно-геохимические исследования позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии. Вулканические центры Угуммур и Бодь-уул**

Наиболее перспективными объектами исследований при установлении источников и условий образования щелочно-базальтовых магм во внутриплитовых и особенно внутриконтинентальных областях эндогенной активизации следует считать эруптивно-лавовые вулканические центры. В Центральной Азии они представляют собой одну из форм проявления вулканической активности в строении ареалов позднекайнозойского вулканизма. Эруптивно-лавовые вулканические центры обнаружены в Центральной Монголии [116, 117], а также на территории России в Южном Прибайкалье, на Витимском плоскогорье и хребте Удокан. Особенности их развития отражаются в формировании морфологически выраженных шлаково-лавовых вулканических построек, структур типа трубок взрыва или лавово-пирокластических толщ и субвулканических тел, приуроченных к системам магмоподводящих трещин. При этом в связи с высокой эксплозивной активностью в резургентном материале и лавах эруптивных центров нередко наблюдаются ксеногенные мантийные и коровые включения (перидотиты, пироксениты, гранулиты), мегакристаллы калийных и темноцветных минералов, а также следы участия в эволюции магматической системы значительных объемов углерод-содержащего флюида. Многообразие типов изверженного материала эруптивных центров определяет актуальность их исследований не только для установления источников магматического вещества и разработке моделей внутриплитного магмообразования, но и при установлении состава и строения литосферы и астеносферной мантии.

Одними из таких центров, обладающих исключительным многообразием типов изверженного материала, являются эруптивно-лавовые вулканические центры Угуумур и Бодь-уул в Северной Монголии (в соответствии с рисунком 54). Позднекайнозойские вулканические центры Угуумур и Бодь-уул находятся в пределах Тэсийгольского

вулканического ареала Северной Монголии. По данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования пород этого ареала возраст вулканических центров Угуумур и Бодь-уул может соответствовать интервалу от среднего до позднего миоцена (13-8 млн. лет) [118].



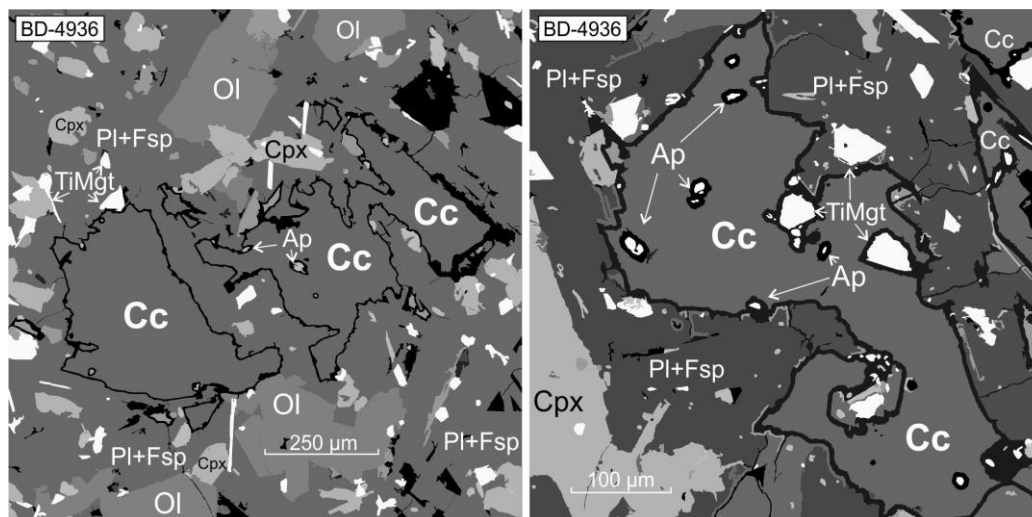
Условные обозначения. (а): коричневые звезды – позднекайнозойские вулканические ареалы и вулканические центры Северной Монголии (1 - Дархатский, 2 - Хубсугульский, 3- Мурэнский и 4 - Тэсийнгольский), зеленые звезды – позднекайнозойские вулканические ареалы и вулканические центры Центральной Монголии (5 - Нижне-Орхон-Селенгинский, 6 - Хануин-гольский, 7 - Угий-нуурский, 8 - Тарятский, 9 - Водораздельный, 10 - Верхне-Орхонский, 11 - Долины Озер, 12 - Гоби-Алтайский, 13 - хребта Гурван-Сайхан, 14 - Гоби-Тяньшаньский). Названия ареалов приведены по (Savatenkov et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2015) с дополнениями авторов. (б): коричневые звезды – положение вулканических центров Угуумур и Бодь-уул, темно-зеленые поля – позднекайнозойские лавовые комплексы.

**Рисунок 54 – Распределение позднекайнозойских вулканических ареалов в Центральной и Северной Монголии (а) и положение вулканических центров Угуумур и Бодь-уул в Северной Монголии (б)**

### Минералогия пород, мегакристаллов и ксеногенных включений. Вулкан Угуумур.

Трахиандезибазальты и трахиандезиты вулкана Угуумур имеют мелкопорфировые структуры и сходный минеральный состав. Главным минералом-вкрапленником в них является оливин (Ol). Субфенкристаллы в породах представлены Ol, плагиоклазами (Pl) и Crx. В центральных и переходных зонах кристаллов Ol содержатся мелкие (5-15 мкм) включения Fe-Cr шпинели. Кристаллизация оливинов происходит в направлении от вкрапленников к субфеннокристаллам и микролитам в диапазоне составов  $Fo_{76-36}$ . На завершающей стадии кристаллизации расплавов образуется ассоциация микролитов  $Ol+Crx+Pl+Kfs+TiMgt+Ilm+Ap$ .

В лавах и брекчиях вулкана Угуумур установлены карбонатные фазы кальцитового и доломитового состава. Карбонатные фазы кальцитового состава развиты в основной массе брекчий трахиандезибазальтов. Они представлены многочисленными изометричными выделениями размером до 500-700 мкм с отчетливыми резкими границами (в соответствии с рисунком 55). В виде включений в кальцитовой фазе нередко отмечаются мелкие кристаллы гидроксил- и фтор-апатита (5-80 мкм), иногда со значимыми содержаниями SrO (до 0.8 вес. %). Доломитовые карбонатные фазы обнаружены в лавах трахиандезибазальтов и равномерно распространены в основной массе пород 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 и MgO.

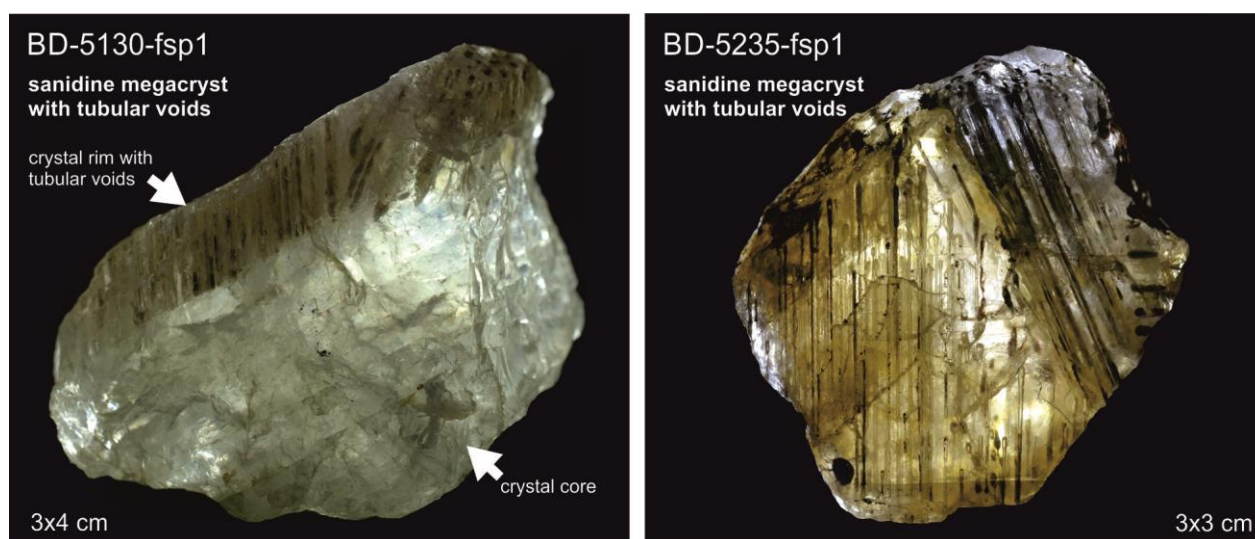


Условные обозначения. Изображения приведены в обратно-рассеянных электронах. Cc – кальцит, Ap – апатит, Ol – оливин, Crx – Ca-пироксен, Pl – плагиоклаз, Kfs – K-Na полевой шпат, TiMgt – титаномagnetит. Карбонатные фазы обычно содержат микролиты апатита.

**Рисунок 55 – Карбонатные фазы в породах вулканического центра Угуумур**

Мегакристаллы из лав и взрывных отложений вулкана Угуумур представлены Насанидинами ( $An_{3-4} Ab_{44-51} Or_{45-52}$ ), Са-На пироксенами, близкими по составам к омфацитам ( $Di_{70-77} Jd_{19-28} Ae_{0-8}$ ), ильменитами ( $TiO_2$  46-52,  $MgO$  1.0-1.7 вес.%) и альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам ( $Alm_{60-66} Grs_{17-20} Pyr_{14-17}$ ) (табл. 2, Attachment 2).

Особенностью строения многих мегакристаллов санидина является наличие в них субпараллельных пустот округлого сечения диаметром от 0.1 до 2-4 мм и длиной до 1-3 см. (в соответствии с рисунком 56) При этом центральные зоны таких кристаллов имеют однородное строение, а краевые области по резкой границе становятся насыщенными пустотами.



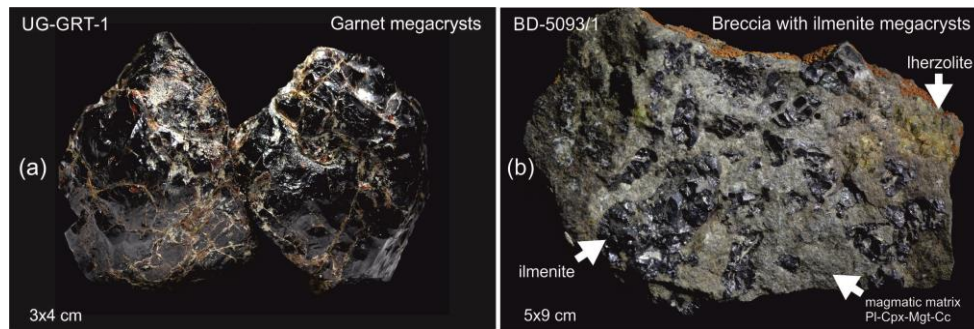
В мегакристалле санидина выделяется однородная центральная зона и краевая зона, насыщенная субпараллельными трубчатыми пустотами с различной ориентировкой по граням кристаллов.

**Рисунок 56 – Мегакристаллы санидина с трубчатыми пустотами из эруптивных отложений вулканического центра Угуумур**

Мегакристаллы граната (в соответствии с рисунком 57) несут признаки дробления и преобразования с формированием келифитовых кайм. Они имеют крайне низкие концентрации  $Cr_2O_3$  и согласно классификации по [119] отвечают эклогитовому парагенезису (в соответствии с рисунком 58). Пироксены из ассоциации мегакристаллов обычно подвергнуты плавлению с формированием в кристаллах зон «пироксенового» стекла с повышенным содержанием  $Na_2O$  (до 5.8 вес. %).

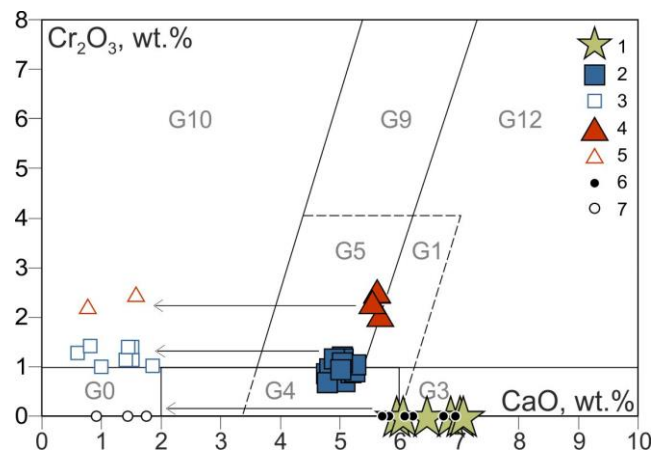
В лавах вулкана Угуумур обнаружены ксенокристаллы пироп-альмандин-гороссуляровых гранатов ( $Pyr_{71-81} Alm_{7-14} Grs_{9-13}$ ) с высокими концентрациями  $Cr_2O_3$  (до 2.44

вес.%). В перидотитовых включениях и среди мегакристаллов гранаты такого состава не установлены.



Мегакристаллы граната несут следы дробления и содержат келифитовые прожилки. Брекчия представлена множеством обломков мегакристаллов ильменита и лерцолита в магматическом матриксе с ассоциацией микролитов Pl, Crx, Mgt и выделениями кальцитовой фазы (Cc).

**Рисунок 57 – Мегакристаллы граната (а) и брекчия с мегакристаллами ильменита (б).**



Условные обозначения. Точки составов: 1 – мегакристаллы альмандин-гроссулярового граната, 2 – пироповые гранаты из включений перидотитов, 3 – пироповые гранаты реакционных зон из включений перидотитов, 4 – ксенокристаллы пироповых гранатов из лав, 5 – пироповые гранаты реакционных зон ксенокристаллов из лав, 6 – пироп-альмандиновые гранаты из включений Grt-содержащих пироксенитов, 7 – пироповые гранаты из реакционных зон гранатов Grt-содержащих пироксенитов. Гранаты 3, 5, 7 – не обладают стехиометрией. Поля составов по [119]: G0 – неклассифицированные гранаты, G1 – мегакристаллы пироповых гранатов, G3 – гранаты эклогитов, G4-G5 – низкохромистые (G4) и высокохромистые (G5) гранаты пироксенитов и вебстеритов (Mg#<0.7), G9 – гранаты лерцолитов (Mg#>0.7), G10 – гранаты гарцбургитов, G12 – гранаты верлитов.

**Рисунок 58 – Составы мегакристаллов гранатов и гранатов из мантийных включений вулканического центра Угуумур на диаграмме [119]**

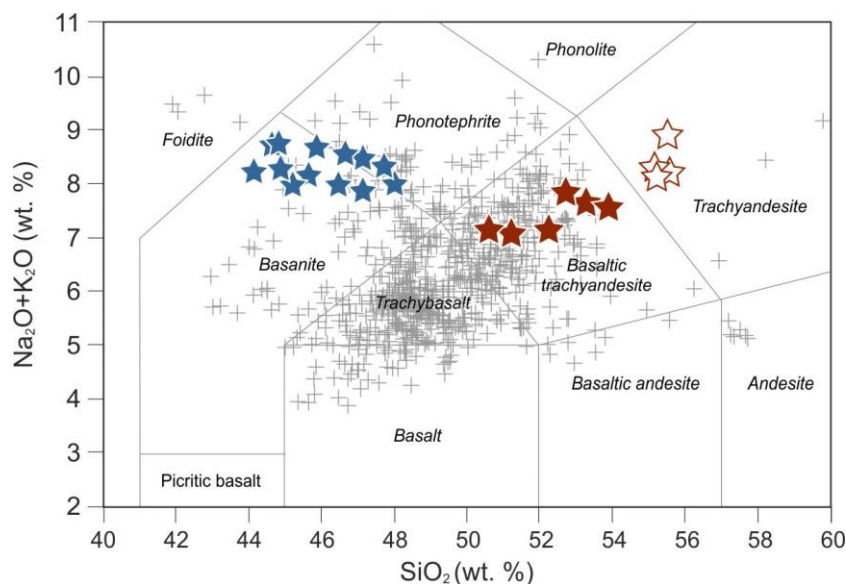


Перидотитовые включения вулкана Угуумур представлены среднезернистыми лерцолитами. Среди них установлены шпинелевые (Sp) и редкие по распространению Grt-Sp разновидности. Особенностью отдельных существенно деформированных включений лерцолитов является наличие в них тонкокристаллических Ol+Orx+Cpx+Pl+Kfs+TiMgt+Sp прожилков. В образцах деформированных лерцолитов оливины Fo<sub>91-79</sub> часто преобразованы с выделением прожилков магнетита и содержат включения Fe-содержащего кальцита (FeO до 3.8. вес.%). Оливины лерцолитов не затронутые процессами деформирования имеют узкий диапазон составов оливина (Fo<sub>90-88</sub>) с содержаниями в них NiO до 0.62 мас.%. Пироксены лерцолитов представлены преимущественно Cr-содержащими диопсидом (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1.2 вес.%) и энстатитом (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.6 вес.%). Гранаты перидотитов имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы (Py<sub>70-78</sub> Alm<sub>12-20</sub> Grs<sub>11-13</sub>). На реакционных границах гранаты становятся не стехиометричными с увеличением пиропового компонента и низким содержанием гроссуляровой молекулы (Py<sub>76-95</sub> Alm<sub>1-20</sub> Grs<sub>2-4</sub>).

**Вулкан Бодь-уул.** Базаниты вулкана Бодь-уул имеют порфиновую структуру. Минералы-вкрапленники в них представлены исключительно оливином (Fo<sub>83-70</sub>). Во вкрапленниках оливина из базанитов отмечаются крайне редкие включения глиноземистой шпинели размером до 2-4 мкм. В центральных зонах оливинов отмечаются многочисленные включения карбонатов и зональных карбонатных фаз. Центральные зоны карбонатных включений представлены Mg- и P-содержащим кальцитом (MgO 2-6 вес.%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.4-0.8 вес.%), которые в краевых зонах сменяются Cu-содержащими доломитами (CuO 0.9-1.3 мас.%) с оторочкой, отвечающей по составу минералам хлорит-сметитовой группы (рис. 7). Основная масса базанитов имеет тонкокристаллическую структуру с однородным парагенезисом микролитов, представленных Cpx (Wo<sub>45-48</sub> En<sub>39-43</sub> Fs<sub>9-15</sub>), TiMgt (TiO<sub>2</sub> 13-19, MgO 2.3-3.3 вес.%), Ilm (TiO<sub>2</sub> 51-54, MgO 3.4-7.8 вес.%), Ap (SrO 1.6-2.0, Cl 0.6-0.8, F 3.2-3.9 вес.%), Lc (Ks<sub>74-78</sub> Qtz<sub>22-23</sub>), Ne и стеклом с составом нефелиновых твердых растворов (Ne<sub>81-86</sub> Ks<sub>9-12</sub> Qtz<sub>4-10</sub>). Основная масса базанитов по данным растрового электронно-зондового анализа имеет фойдитовый состав.

Фонтефриты вулкана Бодь-уул отличаются от базанитов значительно более высокой степенью раскристаллизации. Они имеют порфиновую структуру с вкрапленниками оливина (Fo<sub>84-64</sub>) и с субфенокристаллами Lc (Ks<sub>76-78</sub> Qtz<sub>22-24</sub>), Ne (Ne<sub>79-81</sub> Ks<sub>10-12</sub> Qtz<sub>8-11</sub>) и Kfs (Or<sub>53-63</sub> Ab<sub>36-44</sub> An<sub>2-3</sub>). Во вкрапленниках Ol распространены включения хромистой шпинели. В основной массе фонтефритов наблюдается сходный с базанитами парагенезис микролитов (Ol-Sp-Cpx-Pl-Kfs-TiMgt-Ilm-Ap-Lc-Ne), но с более значительным развитием щелочных алюмосиликатов и плагиоклаза.

**Главные и редкие элементы. Породы вулканических центров.** Исследованные вулканические центры Угуумур и Бодь-уул заметно различаются по составам пород (в соответствии с рисунком 59). Лавы и брекчии вулкана Угуумур имеют более кремнекислый и умеренно-щелочной Ну-нормативный состав ( $Nu_{3-10}$ ), низкую магнезиальность ( $Mg\#$  51-56), тогда как породы вулкана Бодь-уул являются Ne-нормативными ( $Ne_{7-11}$ ), имеют повышенную магнезиальность ( $Mg\#$  62-69) и относятся к щелочной недосыщенной кремнеземом группе составов. В поле составов пород позднекайнозойских вулканических ареалов Монголии породы вулканов Угуумур и Бодь-уул расположены в сегментах как наиболее кремнекислых, так и наиболее щелочных типов соответственно, и являются в этом отношении нетипичными или редкими по распространению (в соответствии с рисунком 59)/



Условные обозначения. Коричневые звезды – точки составов пород вулкан Угуумур, синие звезды – точки составов пород вулкана Бодь-уул. Кресты – точки составов пород позднекайнозойских вулканических ареалов Центральной и Северной Монголии по данным [3, 11, 116, 117, 18, 137, 138, 139, 140, 146, 147, 160].

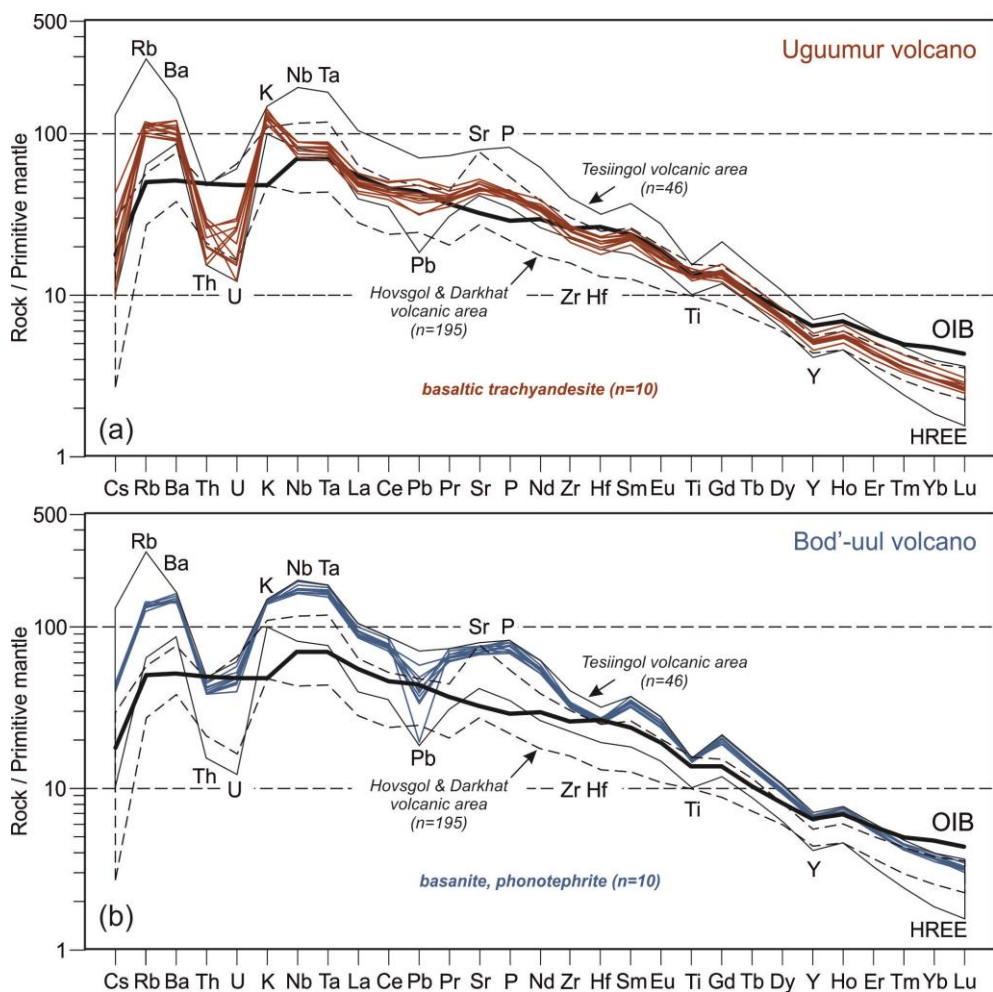
**Рисунок 59 – Составы пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул на диаграмме [142]**

В сравнении со средним составом пород OIB типа вещественные характеристики трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур отличаются высокими концентрациями в них ряда литофильных элементов (Rb, Na, K, Sr, P) и сравнительно низкими содержаниями Y и HREE (в соответствии с рисунком 60). Составы базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул в сравнении с OIB в соответствии со своей щелочной спецификой выражаются в еще более высоких концентрациях в них многих LILE и HFSE

элементов (в соответствии с рисунком 60). Для пород изученных вулканических центров по отношению к ОИВ характерна более высокая степень фракционирования REE ( $La/Yb=21-41$ ). При этом общей особенностью в распределении редких элементов для пород исследованных вулканических центров является их относительное обеднение U и Th, наиболее ярко выраженное для трахиандезиабазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур. На графиках нормированных концентраций для этих элементов наблюдаются примечательно глубокие минимумы (в соответствии с рисунком 60). В целом отмечается, что с возрастанием кремнекислотности пород исследованных вулканических центров от базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул к трахиандезиабазальтам и трахиандезитам вулкана Угуумур в них снижаются уровни концентраций многих LILE и HFSE компонентов. В этом направлении в породах уменьшаются значения таких индикаторных редкоэлементных отношений, как  $La/Yb$  (от 35-41 до 21-28) и  $Sr/Y$  (от 49-53 до 43-46), а также увеличиваются величины отношений  $Ba/Nb$  (от 7-9 до 11-16) и  $Ga/Sc$  (от 1.5-1.7 до 1.7-2.2). Отметим, что составы пород вулканов Угуумур и Бодь-уул заметно отличаются от пород северных вулканических ареалов Северной Монголии (Дархатский и Хубсугульский), прежде всего, относительно более высокими концентрациями в них Rb, Ba и K (в соответствии с рисунком 60).

**Мегакристаллы вулкана Угуумур.** Небольшие вариации составов мегакристаллов санидинов, пироксенов и гранатов и содержаний в них редких элементов указывают на то, что их ассоциация однородна и не может быть разделена по составам на какие-либо группы внутри каждого минерального вида.

Наиболее яркими особенностями редкоэлементного состава санидинов являются высокие содержания в них Sr (~2100-2600) и Ba (~2000-2700 ppm). Для санидинов характерны также относительно высокие концентрации Rb, Ga, Pb и Eu ( $Eu/Eu^*=9-19$ ) на фоне низких содержаний Th, U, HFSE, REE и Y ( $La/Yb\sim 2-4$ ) (в соответствии с рисунком 61). Также очень сходными между собой составами обладают и мегакристаллы пироксенов. Мегакристаллы пироксенов относятся к Ca-Na типу, имеют высокие концентрации  $Al_2O_3$  (~6.5-8.5 вес. %),  $Na_2O$  (~2.6-3.4 вес. %) и относительно низкие содержания  $TiO_2$  (~1.1-1.5 вес.%). Близость составов пироксенов к омфацитам не позволяет сопоставлять их с авгитами вулканических пород или диопсидами мантийных перидотитовых и пироксенитовых включений. Среди мегакристаллов гранатов выделяются составы, имеющие относительно более высокие концентрации Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, P, LREE (La, Ce, Pr) (в соответствии с рисунком 61). Результаты ICP-MS анализа подтверждают, что все изученные мегакристаллы гранатов практически не содержат Cr (<1 ppm) и обогащены Ge, Y и HREE.

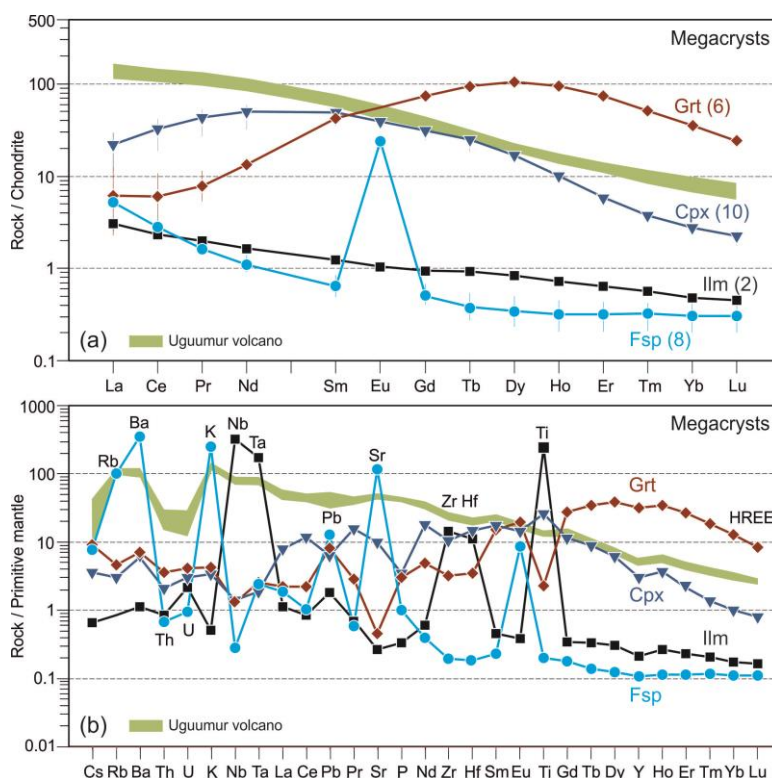


Условные обозначения. (а): коричневые кривые – составы трахиандезитов и трахиандезитов вулканического центра Угуумур. (б): синие кривые – составы базанитов и фонотефритов вулканического центра Бодь-уул. Содержания элементов (ppm) нормированы на значения для примитивной мантии по [97]. ОИВ – средний состав базальтов океанических островов по [159]. В скобках (n=) – количество анализов пород. Поля составов пород вулканических ареалов Северной Монголии показаны по данным [118, 120, 146, 160] с использованием неопубликованных данных авторов.

**Рисунок 60 – Спайдер-диаграммы распределения магматофильных элементов в породах вулканических центров Угуумур (а) и Бодь-уул (б)**

Помимо значительных концентраций в мегакристаллах ильменитов Nb, Ta и в меньшей степени Zr и Hf, они имеют относительно высокие содержания V, Co, Cu и Zn. Вместе с этим для них характерны также низкие содержания многих литофильных элементов, одних на уровне <1 ppm, к примеру, Cr, Ge, Rb, Y, Pb, Th, U, REE, других <10 ppm, к примеру, Li, Ga, Sc, Sr, Mo, Sn, Ba. Для мегакристаллов апатитов из брекчий

характерны высокие содержания F (3.1-5.1 вес. %) и Sr (до 0.8 вес.%). Некоторые из апатитов включены в мегакристаллы ильменита и, в свою очередь, содержат включения кальцита.



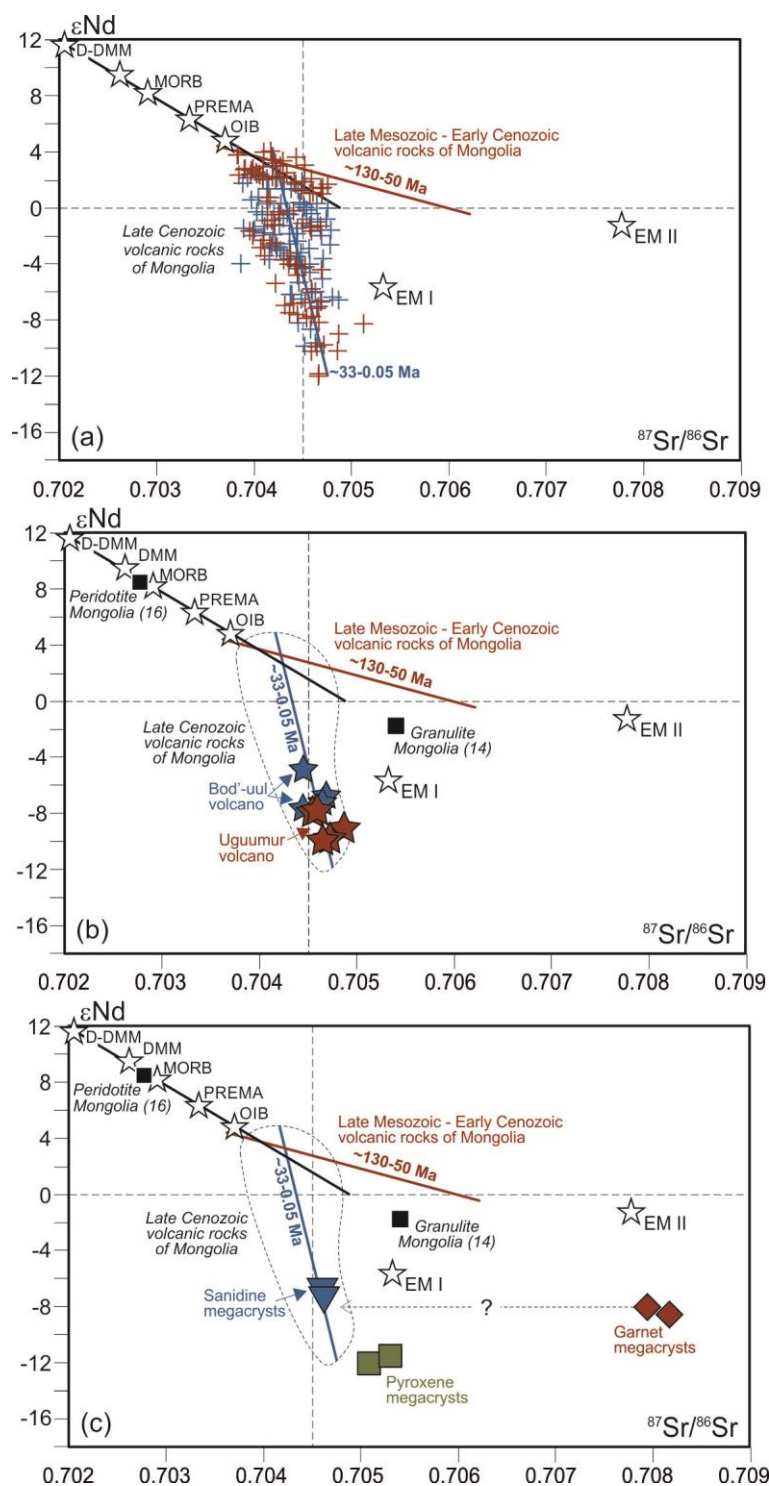
Условные обозначения. Содержания элементов (ppm) в минералах нормированы на значения для хондрита (а) по [159] и примитивной мантии (б) по [97]. В скобках (а) – количество анализов для подсчета среднего состава. Тонкие вертикальные линии (а) – интервалы значений нормированных концентраций элементов. Поле составов пород вулкана Угуумур (оливковый цвет) приведено в соответствии с рисунком 60.

**Рисунок 61 – Распределение REE (а) и спайдер-диаграммы распределения магматофильных элементов (б) для средних составов мегакристаллов вулканического центра Угуумур**

**Изотопный состав.** Анализ изотопного состава позднемезозойских и кайнозойских вулканических пород Монголии показывает, что в формировании магм на раннем этапе, в позднем мезозое и раннем кайнозое, принимали участие источники магм PREMA и EMII типов [120]. На рубеже 38-33 млн. лет в начале нового этапа внутриплитной активизации здесь произошла смена источников расплавов. С позднего эоцена одним из главных источников, кроме PREMA, становится источник близкий к EM I типу с незначительным участием источника EMII типа.

Поле изотопных составов позднекайнозойских вулканических пород Монголии в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\epsilon\text{Nd}$  характеризуется очень узкими вариациями величин изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (~0.704-0.705) и значительными вариациями значений  $\epsilon\text{Nd}$  (~ от +3 до -

11) (в соответствии с рисунком 62). Этому полю значений соответствует и изотопный состав пород средне-позднемиоценовых вулканических центров Угуумур и Бод'-уул.



**Рисунок 62 – Изотопные характеристики Sr и Nd в породах позднекайнозойских вулканических ареалов Монголии**

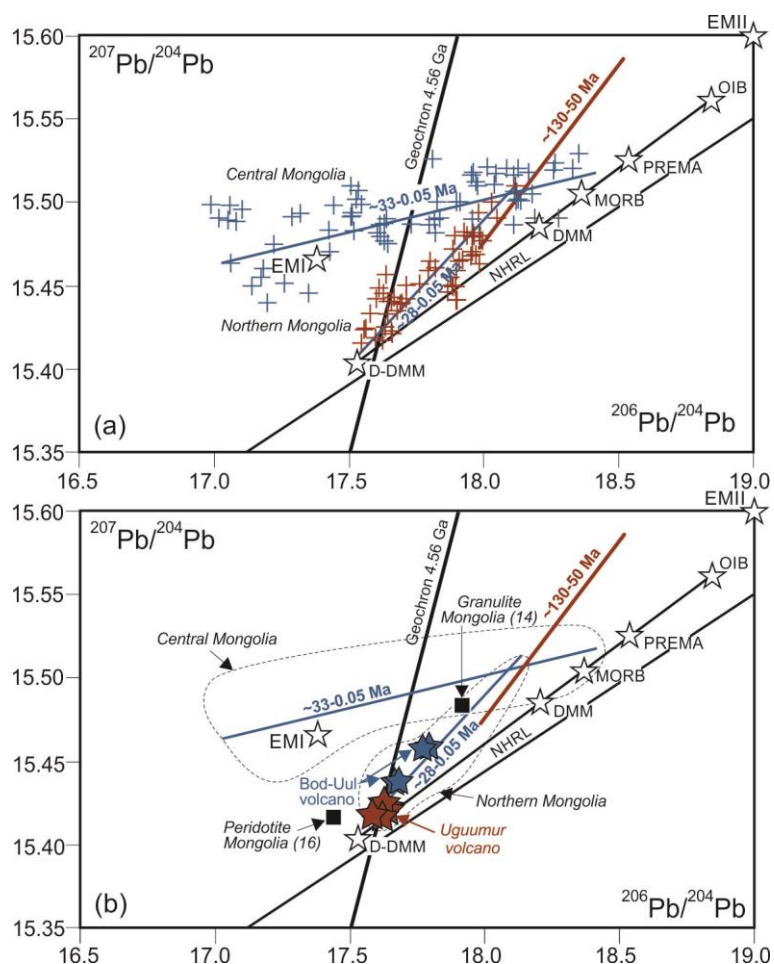
Трахиандезибазальты и трахиандезиты вулкана Угуумур имеют величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , отвечающие области самых низких значений  $\epsilon_{Nd}(i)$  ( $\sim$  от -7.8 и до -9.9) с незначительными вариациями  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  ( $\sim 0.7046-0.7048$ ). Недосыщенные кремнеземом и

фельдшпатоид-содержащие основные по составу породы вулкана Бодь-уул (базаниты и фонотефриты) в сравнении с породами вулкана Угуумур имеют немногим менее радиогенные изотопные метки  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$  ( $\sim 0.7045-0.7047$ ,  $\epsilon\text{Nd}(i) \sim$  от  $-4.9$  и до  $-7.7$ ). Заметно менее радиогенные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , характерные для пород изученных вулканических центров и других вулканических ареалов Северной и Центральной Монголии, не позволяют предполагать участие в их образовании источника ЕМІ типа.

В отличие от изотопных характеристик  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  позднекайнозойских вулканических пород Центральной и Северной Монголии, которые образуют общее поле значений, их изотопные составы на графике парной корреляции  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  образуют два отчетливо различающихся тренда (в соответствии с рисунком 63). Один из них отвечает совокупности точек изотопных составов пород вулканических ареалов Центральной Монголии, другой – Северной Монголии. Ранее на эту закономерность уже обращалось внимание в работе [132]. Начало тренда изотопных меток  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  вулканических пород Центральной Монголии располагается между значениями резервуаров PREMA и ЕМІ, тогда как тренд меток пород Северной Монголии направлен от области их наиболее радиогенных составов, находящейся на линии между PREMA-ЕМІ, к значениям деплетированной мантии MORB типа (D-DMM) (в соответствии с рисунком 63).

Изотопный состав свинца в породах вулканических центров Угуумур и Бодь-уул ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) в полной мере соответствует тренду распределения изотопных меток, характерных для позднекайнозойских вулканических пород Северной Монголии, и отвечает области наименее радиогенных значений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (в соответствии с рисунком 63). При этом следует отметить, что при возрастании кремнекислотности пород изученных вулканов от базанитов к трахиандезитам происходит уменьшение величин  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в направлении к резервуару D-DMM типа.

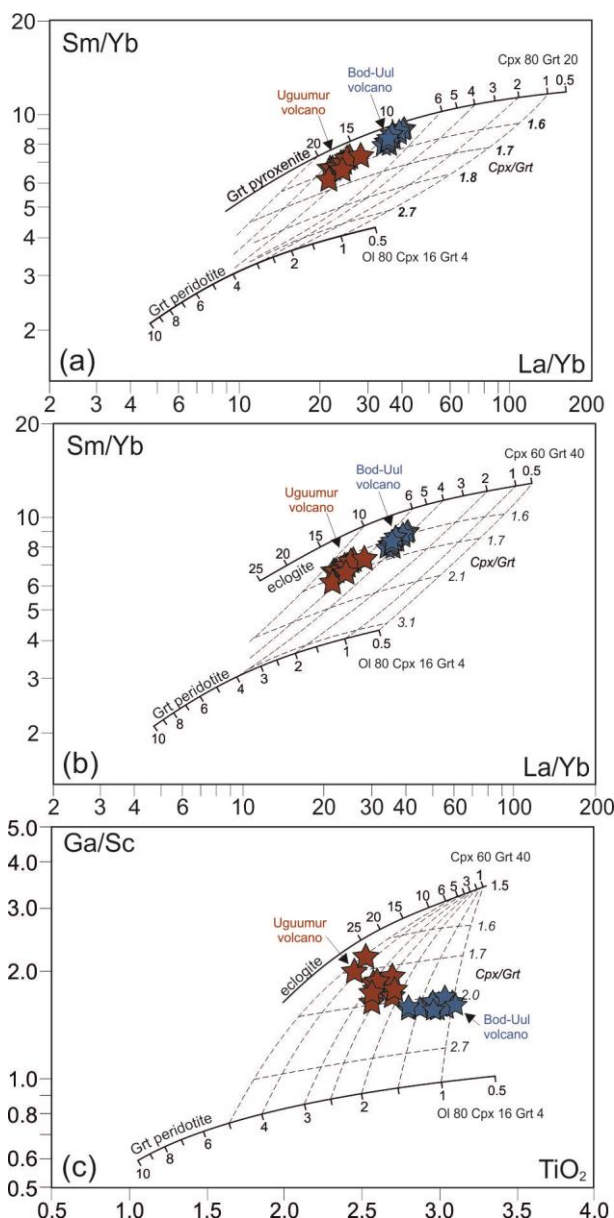
**Условия формирования магм.** Температуры и давления формирования магм вулканических центров Угуумур и Бодь-уул определены с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров. Предполагается, что насыщенность магм водно-карбонатным флюидом и высокая скорость подъема магм к поверхности привела к развитию взрывного процесса. Установленные для пород вулкана Угуумур параметры кристаллизации  $F_{076}$  соответствуют нижнекоровым глубинам 25-30 км ( $T \sim 1120-1170$  °C,  $P \sim 8-11$  кбар) (рис. 14). Установлено, что условия формирования базанитовых и фонотефритовых магм вулкана Бодь-уул в водосодержащей системе ( $\text{H}_2\text{O} \sim 2.5$  вес.%) отвечают диапазону температур и давлений  $T \sim 1270-1310$  °C и  $P \sim 17-21$  кбар (в соответствии с рисунком 64). Эти параметры соответствуют уровням зарождения магм в литосферной мантии на глубинах  $\sim 65-50$  км.



**Рисунок 63 – Изотопные характеристики Pb в породах позднекайнозойских вулканических ареалов Монголии**

Редкоэлементные характеристики пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул, а также характерные для них значения индикаторных редкоэлементных отношений ( $La/Yb=21-28$  и  $34-41$ ,  $Sm/Yb=6.1-7.3$  и  $7.8-9.0$ ,  $Sr/Y=40-46$  и  $48-54$ ,  $Ga/Sc=1.6-2.0$  и  $1.5-17$ , соответственно) свидетельствуют о присутствии в источнике магм значительного объема реститовой гранатовой фазы. Проведенное микроэлементное моделирование показывает, что магмы изученных вулканов могли быть сформированы при частичном плавлении Grt-содержащих пироксенитов или вещества, близкого по составу к эклогитам (в соответствии с рисунком 65). Степень плавления таких источников при образовании трахиандезибазальтовых магм вулкана Угуумур можно определить достаточно условно в диапазоне  $\sim 2-8\%$  в связи с изменением составов пород в результате контаминации расплавов коровым материалом. Образование базанитовых и фонотефритовых магм вулкана Бодь-уул происходило при сравнительно меньших степенях плавления  $\sim 1-5\%$ .





**Рисунок 65 – Модель происхождения первичных магм позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии в системе перидотит-эклогит**

**Условия формирования мегакристаллов.** С использованием геотермометров, разработанных на основе распределения REE для парагенезиса Grt-Cpx [150] и с применением геобарометров и геотермометров, разработанных для Cpx [151] (формулы 32b, 32d), установлены P-T условия формирования мегакристаллов Grt и Cpx (в соответствии с рисунком 65).

Давления и температуры кристаллизации мегакристаллов пироксенов для сухих и водных условий ( $H_2O=0-5$  вес.%) определены в диапазоне P~15-18 кбар и T~1170-1200 °C [149]. Кристаллизация пар мегакристаллов Grt-Cpx по данным распределения в них REE [148] и с использованием давлений кристаллизаций Cpx могла происходить при немногим более высоких температурах T~1180-1230 °C. В связи со значительными вариациями

содержаний в гранатах LREE и для достижения устойчивой корреляции составов в парах Grt и Crx из расчетов исключены данные по La, Ce, Pr и Nd и использованы содержания в этих минералах Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er и Y.

**Источники магм.** Предполагается, что источники щелочно-базальтовых магм в Северной и Центральной Монголии различаются как по составу, так и по возрасту, и послужили причиной выделения двух изотопных провинций с различным направлением трендов распределения изотопных составов пород. В целом, образование исходных магм изученных вулканических центров Северной Монголии связано с низкорациогенным источником, имеющим эцлогитовую или пироксенитовую природу с одной стороны, и в меньшей степени с перидотитовым веществом SCLM с другой. Тренд эволюции изотопных составов пород вулканов Угуумур и Бодь-уул указывает на то, что основным для них был древний низкорациогенный источник вещества. Модельный  $T_{DM2}$  возраст магмообразующего источника составляет при этом ~1400-1700 млн. лет и близок к границе палео- и мезопротерозоя. Нужно отметить, что на определяющую роль такого источника в формировании магм позднекайнозойских вулканических ареалов Центральной Монголии указывалось и ранее.

Предполагается, что процессы метасоматических преобразований мантии в геологической истории в южном обрамлении Сибирского кратона и, в частности, в Монголии, были связаны с высокотемпературным преобразованием океанической литосферы, субдуцированной в ходе эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

**Геодинамика и причины позднекайнозойской магматической активизации.** К настоящему времени по результатам сейсмотомографических, кинематических и палеомагнитных исследований ископаемые слэбы в Центральной Азии установлены на глубинах от астеносферной мантии до слоя D'' [147]. Для Центральной Азии такие слэбы могли быть образованы при закрытии палеоокеанов Монголо-Охотский и Тетис [173, 174, 176, 177], а для восточной части Центрально-Азиатского пояса полностью субдуцированной под Евразийский континент плиты Иванаги [176, 178].

В кайнозой главным геодинамическим событием на окраине Азиатского континента было Индо-Азиатское столкновение. Оно началось 45±5 млн. лет назад после этапа трансформного режима и на заключительном этапе 30±5 млн. лет назад привело к жесткому столкновению между Индией и палеоконтинентом [170]. Именно на рубеже ~ 38-33 млн. лет в Центральной Азии произошла активизация вулканической деятельности. В интервале поздний эоцен – поздний плейстоцен – голоцен здесь образовались многочисленные вулканы и лавовые поля. Деформации от жесткого столкновения распространялись в направлении к Сибирскому кратону (рис. 18) и около 5 млн. лет назад достигли упора (Буслов, 2012).

Процессы столкновения привели к формированию горных систем, а вращение Амурской плиты относительно Евразийской вызвали образование рифтовых структур [172].

По нашему мнению, причиной развития позднекайнозойского вулканизма в Центральной и Северной Монголии были возникшие напряжения и нарушение изостатического равновесия в мантии, вплоть до ее переходного слоя, в результате процессов Индо-Азиатского столкновения. На связь этих геодинамических событий с активизацией внутриплитного вулканизма в Центральной Азии указывалось ранее, к примеру [147].

## ВЫВОДЫ

На основе минералогических и изотопно-геохимических исследований пород и ксеногенного материала позднекайнозойских эруптивно-лавовых вулканических центров Угуумур и Бодь-уул в Тэсийнгольском вулканическом ареале Северной Монголии получены сведения об условиях их образования и источниках вещества, а также сделаны предположения о причинах активизации в регионе вулканической деятельности.

Эруптивные отложения, а также лавы трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур содержат включения шпинелевых и гранатовых перидотитов, гранат-содержащих пироксенитов, а также мегакристаллы Na-санидинов, Ca-Na пироксенов, ильменитов и альмандин-гроссуляр-пироповых гранатов. Значительное распространение, как в лавах, так и в эруптивных отложениях имеет карбонатный материал. Лавы и субвулканические тела вулканического центра Бодь-уул представлены базанитами и фонотефритами, в субликвидусных минералах которых содержатся включения кальцита и доломита.

Породы вулканических центров обогащены LILE и HFSE и имеют высокую степень фракционирования REE. Общей для них особенностью является их относительное обеднение U и Th. Низкие содержания U и Th в породах позднекайнозойских вулканических ареалов Северной и Центральной Монголии отражают особенности состава одного из источников вещества, участвующего в формировании исходных щелочно-базальтовых магм. Таким источником может быть вещество древней литосферы с низкими величинами U/Pb отношений. Магмы вулканов могли быть сформированы при частичном плавлении Grt-содержащих пироксенитов или вещества, близкого по составу к эклогитам.

Установлено, что источники щелочно-базальтовых магм в Северной и Центральной Монголии различаются как по составу, так и по возрасту, и образуют две изотопные провинции с различным направлением трендов распределения изотопных составов пород.

Изотопные составы мегакристаллов близки к изотопному составу пород вулкана Угуумур. Давления и температуры кристаллизации мегакристаллов пироксенов и гранатов определены в диапазоне P~15-18 кбар и T~1170-1230 °C. Полученные оценки условий

формирования мегакристаллов отвечают интервалу глубин от границы Grt-Sp фазового перехода и до уровня нижней коры.

Наличие карбонатов в субликвидусных минералах и мантийных породах свидетельствует о высокой роли углерод-содержащего флюидов в процессах метасоматоза субконтинентальной литосферной мантии. Источником силикатно-карбонатного вещества была, вероятно, древняя океаническая литосфера, субдуцированной в ходе эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

Причиной развития позднекайнозойского вулканизма в Центральной и Северной Монголии могут являться возникшие напряжения и нарушение изостатического равновесия в мантии, вплоть до ее переходного слоя, в результате процессов Индо-Азиатского столкновения.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В 2020 году завершены работы по темам проекта, получен ряд важных научных результатов.

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 ее конвергентных границ установлены главные закономерности их формирования, получены новые изотопно-геохимические и минералогические данные.

Установлены вещественные особенности метаморфических, магматических и метасоматических пород архейских и палеопротерозойских комплексов Северо-Азиатского кратона (массивы тоналит-трондьемит-гранулитовых ассоциаций Китойского и Булунского блоков, Онотский и Таргазойский зеленокаменные поясов, шарыжалгайский и китойский гранулитовые комплексы, черемшанская свита и комплексы Фенно-Скандинавского щита (Северо-Карельские зеленокаменные пояса, беломорский, кольский, лапландский, ладожский комплексы). Показано развитие в докембрийских зеленокаменных областях высококальциевых магматических серий пород, которое может быть объяснено мантийными процессами и не может быть объяснено механизмом контаминации коры.

Выявлены различия в распространении пород высококальциевой и шоссонитовой серий в Северо-Азиатском и Фенно-Скандинавском кратонах, что может рассматриваться как открытие, с дальнейшими выводами о роли коровых и мантийных процессов в гранитообразовании и рудообразовании. Эти различия в будущем могут рассматриваться как критерии для геотектонических построений формирования суперконтинентов, проведения типизации континентальных блоков, при проведении металлогенетического анализа.

Геолого-петрологические и изотопно-геохимические исследования раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (Ольхонский регион, хр. Хамар-Дабан) в южном обрамлении Сибирского кратона показали, что они близки по возрасту и составу и являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ. Показано, что пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возрасту, минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом.

Установлено, что в Хамар-Дабанской структурной зоне Прибайкалья позднепалеозойский внутриплитный магматизм представлен гранитоидами различных геохимических типов: палингенными известково-щелочными гранитоидами, монцогранитоидами, редкометалльными Li-F гранитами. Редкометалльными гранитами здесь образованы многофазные массивы (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) с площадью выхода пород около 10 км<sup>2</sup> и возрастом их формирования 311- 321 млн. лет, а также сериями среднезернистых и пегматоидных даек.

На примере разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии и Прибайкалья показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей эволюции гранитных магм. Проведено сопоставление эталонных плутонов разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии: раннемезозойского (Бага-Хэнтэй, Бага-Газрын) и позднемезозойского (Их-Наротин Хид) с целью анализа геодинамических механизмов их образования. На примере мезозойских ареалов магматизма Монголии установлено, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.

Показано, что раннепалеозойские гранитоиды Ольхонского региона Прибайкалья (возраст 500-460 млн лет) являются синколлизийными образованиями, сформированными из сланцево-гнейсового субстрата ольхонской серии. Пегматоидные граниты и пегматиты среди гнейсогранитов и лейкогранитов близки к ним по возраст, минеральному и химическому составу и имеют с ними сходство по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о их генетической связи с коллизийным гранитоидным магматизмом.

По результатам изучения Ольхонского региона установлено, что за короткий в геологическом плане отрезок времени (40-25 млн лет) реализована сложная история островодужного магматизма, аккреции толщ Палеоазиатского океана, развития каледонской коллизии, перешедшей в мощный сдвиговый тектогенез, который резко нарастает к коллизионному шву. Главной причиной большинства особенностей коллизионных событий в Ольхонском регионе послужили исходно близкое положение ювенильной коры Хамардабан-Ольхонского террейна к Сибирскому кратону, субвертикальное положение края кратона по отношению к аккреционной призме, препятствующее проникновению под кратон зоны субдукции.

Установлены условия проявления, состав и изотопные U-Pb, Sr-Nd характеристики магматических ассоциаций, предшествовавших образованию богатых литием редкометалльных пегматитов Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла (ЦБРУ) – ключевого в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе Тувино-Монгольского массива. Определение возраста этих пород позволило впервые выделить в этом регионе три импульса гранитообразования ( $517 \pm 7$ ,  $508 \pm 7$  и  $488 \pm 6$  млн лет), с последним из которых субсинхронно формирование богатых литием пегматитов ( $494 \pm 7$  млн лет), и обосновать их соответствие различным стадиям раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520-480 млн лет).

Выполнен анализ особенностей состава и установлена последовательность формирования геохимических полей Карийской рудно-магматической системы Западного Забайкалья. Установлено, что это сильно эродированная редкометалльная РМС, сформирована в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой РМС был Мо. Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта минерализация также являлась редкометалльной, ее профилирующими элементами были W и Мо, однако главным полезным компонентом является Au. Установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую. Конфигурация полей Au-комплексной ассоциации свидетельствует о связи Au минерализации с гранитоидами Кара-Чачинского массива, однако отсутствие Au в элементных ассоциациях геохимических полей связанных с верхним магматическим очагом ставит вопрос об источнике этого элемента.

На примере риолитовых расплавов установлено, что крупные скопления (месторождения) флюорита и сопутствующая рудная минерализация во многих магматических породах могли формироваться при кристаллизации флюоритового расплава.

Обогащенные флюоритом риолиты образовались из эмульсии F-Ca (флюоритового) и риолитового расплава. Кислородсодержащий флюоритовый расплав существовал до субсолидусной температуры (~700°C) риолитовой магмы. Большая дисперсия содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе объясняется ее изменениями в результате воздействия флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Впервые были получены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки нескольких вулканических пород гайотов Говорова и Коцебу, расположенных в Магеллановых подводных горах Тихого океана.

Установлено, что мегакристаллы и магматические расплавы исследованных позднекайнозойских вулканических центров Северной Монголии имеют общие источники вещества, но не связаны в магматической системе процессами кристаллизации и дифференциации. Изотопные составы мегакристаллов близки по величинам значений  $\epsilon\text{Nd}(i)$  (от -6.6 до -12.1) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  (0.7045-0.7053) к изотопному составу вулканических пород (от -6.7 и до -9.9, 0.7045-0.7049). По величинам  $^{206-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  источник расплава отвечает низкорациогенному составу деплетированной мантии MORB типа, что согласуется с моделью его происхождения в результате высокобарического преобразования океанической литосферы, субдуцированной в ходе эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов. Мегакристаллы были образованы в условиях давлений ~15-18 кбар и температур ~1170-1230°C в шпинелевой фации глубинности литосферной мантии в интервале от границы Grt-Sp фазового перехода и до уровня нижней коры и затем были захвачены базальтоидными магмами в результате эксплозивных извержений.

Изучена роль процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплава и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм на примере объектов Камчатки и Монголии. Завершено изучение кайнозойских вулканических ареалов и среднепермского Цагаан-уульского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов Северной Монголии.

В 2020 году завершены работы по научным задачам проекта, которые выполнялись в период с 2017 по 2020 год. Результаты исследований представлены в данном отчете.

В развитие исследований и с целью получения фундаментальных представлений о геологической эволюции структур Центральной Азии в истории эволюции Земли представляется важным в рамках нового проекта 2021-2024 гг провести работы по следующим направлениям:

- определение общих закономерностей смены геодинамических режимов и геохимические особенности литогенетических, метаморфических и магматических процессов в развитии литосферы складчатого обрамления Сибирского кратона в интервале от раннего докембрия до позднего кайнозоя;

- установление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в истории развития Центрально-Азиатского орогенного пояса, их связей с этапами геодинамического развития структуры и специализированными источниками континентальной литосферы;

- установление условий и причин магматической активизации на докембрийском и фанерозойском этапах развития складчатого обрамления Сибирского кратона с использованием новых геохронологических и изотопно-геохимических данных по модельным магматическим комплексам;

- определение роли процессов метасоматических преобразований и анатексиса на этапах конвергенции литосферных плит, аккреции и постколлизийной активизации в образовании безрудных и редкометалльных гранитоидных магм, гранитно-пегматитовых систем, анатектических и гибридных расплавов;

- установление генетических связей между изотопно-геохимическим составом и природой аккреционных и коллизийных комплексов и пространственно сопряженных с ними продуктов корового магмогенеза;

- выяснение направленности и роли вещественной эволюции, метасоматического преобразования континентальной литосферы в формировании обогащенных источников калийных и базитовых магм под воздействием гидратированных и карбонатизированных мантийных расплавов.

Государственное задание по проекту в 2020 году выполнено в полном объеме. В результате исследований по теме проекта в 2020 году опубликовано 10 статей в журналах из списка WOS и Scopus, сделано 8 докладов на всероссийских научных конференциях в очном и онлайн режимах. Сокращение количества докладов связано с эпидемиологической обстановкой и переносом сроков совещаний на 2021 год.

Всего за весь срок выполнения проекта с 2017 по 2020 год по теме исследований опубликовано 43 статьи, входящих в базу цитирования WOS.



## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – (2). – С. 228-243.
2. Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куц Л.В. Коллизионные и внутриплитные палеозойские гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 7. – С. 1307-1322.
3. 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. – № 4. – С. 401-429.
4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 153-184.
5. 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. – №3. – С.74-79.
6. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54. – № 5. – С. 375-399.
7. Crawford M.B., Windley B.F. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implication for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // Journal Volcanology Geothermal Research. – 1990. – V. 44. – № 1-2. – P. 1-20.
8. Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. – 2010. – № 10. – С. 1040-1048.
9. Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск. Издательство ГЕО. – 2018. – 248 с.
10. 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. – V. 61. – № 1. – P. 105-125.

11. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика формирования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе. – 2003. – Геология и геофизика. – Т. 40. – С. 1305-1320.
12. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D, Turekian K.K. (eds) // Treatise on Geochemistry. The Crust. Elsevier-Pergamon, Oxford. – 2003. – V. 3. – P. 1-64.
13. Антипин В.С., Куш Л.В., Шептякова Н.В., Владимиров А.Г. Геохимическая эволюция раннепалеозойского коллизионного магматизма от автохтонных мигматитов и гранитоидов до многофазных гранитных интрузий (шаранурский и аинский комплексы Прибайкалья) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2027-2039.
14. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса. Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 487. – № 4. – С. 69-74.
15. Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Антипин В.С., Макагон В.М. Редкометалльные пегматоидные граниты – маркеры начала герцинского внутриплитного этапа развития в Ольхонском регионе Прибайкалья // Геология и геофизика. – 2018. – № 12. – С. 2040-2054.
16. Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 3. – С.209-226.
17. Парфенов Л.М., Берзин Л.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С.7-42.
18. Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановская О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Ленинград: Наука. – 1990. – С. 170 – 183.
19. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия метакarbonатных пород Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 1994. – № 10. – С. 1437-1450.

20. Петрова З.И., Конева А.А., Макрыгина В.А. Геохимия кварцитов и кварцитосланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия.- 1995. - № 10.- С.1448-1464.
21. Макрыгина В.А., Конева А.А. Геохимия переотложенных и непереотложенных древних кор выветривания, Прибайкалье // Геохимия. – 2010. – № 8. – С.815-828.
22. Котов А.Б., Савльникова Н.Б., Резницкий Л.З., Натман А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Сандиминова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Возраст и источники глубокометаморфизованных супракрустальных образований слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Общие вопросы расчленения докембрия (Материалы III всеросс.совещания). Апатиты: – 2000. – С. 124-125.
23. Макрыгина В.А. Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Состав, параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ва Святой Нос Прибайкалье) // Геохимия. – 2008. – №2. – С.169-184.
24. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье // Геология и геофизика. – 2005. – Т.46. – № 7. – С.714-722.
25. Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Treussov A.V., Khritova M.A., Trunkova D.S., Kobeleva E.A., Likhneva O.K. Deep structure of the Siberian platform – Central Asian mobile belt transitions zone from teleseismic data // Geodynamics & Tectonophysics. – 2016. – V. 7. – Iss. 1. – P.85-103.
26. Слюдянский кристаллический комплекс /Авт.: Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, В.Н. Вишняков, Е.А. Некрасова/ Отв редактор – С.М. Замараев/ – Новосибирск: Наука.– 1981. – С. 196 с.
27. Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации раннепалеозойских гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Ольхонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье // Геология и геофизика.– 2014.– 55. – №1.– С.41–55.
28. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Раннепалеозойский коллизионный гранитоидный магматизм Прибайкалья: геологические, изотопно-геохимические особенности и условия происхождения (Хамар-Дабан, Ольхон) // Геология и геофизика.– 2014. –Т.55. – №2.– С. 228–243.
29. Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитов Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 1996.– № 7.– С. 637–649.

30. Макрыгина В.А. Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Находка Cr–V минералов мраморах и кварцитах п–ва Святой Нос (оз. Байкал) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 12. – С. 1441–1449.
31. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. (2008) Состав, параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п–ва Святой Нос Прибайкалье) // Геохимия. – 2008. – №2. – С.169–184.
32. Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо–восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. – Т. 48. – № 1. – С.141–155
33. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. // Доклады АН. 2003. – Т. 392. – № 4. – С. 506–511.
34. Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 10. – С. 1006–1016.
35. Собаченко В.Н., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Булдыгеров В.В., Сандимирова Г.П., Макрыгина В.А. // Уран–свинцовое датирование поздних магматитов и редкометалльных метасоматитов Северо–Байкальского вулcano–плутонического пояса // Геохимия.–2005.– № 12.–С. 1345–1353.
36. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н. Неопротерозойские образования (комплекс Орсо) в структуре Ольхонского террейна и их геодинамическая интерпретация // Геодинамическая эволюция Центрально–Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) – 2009. – Т. 1, Вып. 7. – С. 74–75.
37. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. –1995.– № 3. – С. 3–22.
38. Беличенко В.Г., Гелетий Н.К. Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика.–2006.–Т. 47.– №10.– С. 1049–1059.
39. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально–Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т.52. – № 1. – С. 66–90.

40. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. –2006.– Т. 47.– С. 53–70.
41. Школьник С.И., Макрыгина В.А. Геохимия и изотопный состав метатерригенных отложений хамардабанской серии (к проблеме соотношения Хамардабанского и Джидинского террейнов Центрально–Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика, – 2017, – Т. 58, № 10, – С. 1500–1513.
42. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье)// Доклады РАН.– 2011.– Т.436.– № 6.– С. 793–799.
43. Кириллова Г.Л. Строение междуговых бассейнов Филиппинского моря // Доклады АН. – 1990. – Т.312, № 3. – С. 675–678.
44. Andal, E.S., Yumul Jr., G.P., Listanco E.L., Tamayo, Jr., R.A., Dimalanta C., B. and Teruaki Ishii Characterization of the Pleistocene Volcanic Chain of the Bicol Arc, Philippines: implication for Geohazard Assessment // TAO. – 2005. V.16, No. 4. – P. 865–883.
45. Carn S.A. & Pyle D.M. Petrology and Geochemistry of the Lamongan Volcanic field, East Java, Indonesia: Primitive Sunda arc magmas in an extensional tectonic setting? // J. Petrology. – 2001. – V.42, No 9. – P.1643–1683.
46. Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Складчиков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Котов А.Б.Синтезированный структурный разрез раннепалеозойской коллизионной системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально – Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск: 2016. – Вып.14. – С. 287–289.
47. Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Колотилина Т.Б., Волкова Н.И. Травин А.В., Михеев Е.И., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В. Динамика мантийно–корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Geodynamics and Tectonophysics.– 2017. –V. 8, –Iss. 2. –P. 223–268.
48. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского Палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. – 2012.– Т. 53, № 7.– С. 883–899.
49. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука. –1984. – 200 с.

50. Куц Л.В., Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Ощепкова А.В. Образование скарнов при мигматизации на острове Ольхон, (оз. Байкал, Россия) // Геохимия. – 2019.– № 2.– С. 164–173.
51. Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалье. – Новосибирск: Академич. Издательство «Гео». – 2018. – 248 с.
52. Савельева В.Б., Ущাপовская З.Ф., Медведева Т.И., Колосницына Т.И., Русакова В.А. Новое проявление фельдшпатоидных пород в Приольхонье // Геология и геофизика, – 1994. – Т. 35, № 6. – С.41–49.
53. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, – 1974. – 246 с.
54. Склярлов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С.1409–1427.
55. Федоровский В.С., Склярлов Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно–базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, – 2010. – Т. 51, №5. – С. 682–701.
56. Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Ольхонский террейн траектории тектонического транспорта в режиме фронтальной коллизии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально–Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – 2018. – Вып. 16. – С. 267–268.
57. Борисов А.А. Экспериментальное исследование распределения К и Na между смешивающимися жидкостями // Петрология. – 2008. – Т.16, № 6. – С. 593–605.
58. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Акад. изд «Гео». – 2006. – 343 с.
59. Ранний докембрий Балтийского щита. С–П.: Наука, – 2005. – 711с.
60. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): / А. И. Слабунов; Карельский науч. центр Российской акад. наук, Ин–т геологии. – Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2008.
61. Горохов И.М., Дубинина Е.О., Кузнецов А.Б., Левицкий В.И., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Левицкий И.В. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в

магнезиальных карбонатах Онотского зеленокаменного пояса // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 455, № 3. – С. 323–328.

62. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, – 1983. – 215 с.

63. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U–Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 4, – С. 3-19.

64. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск. – Наука. – 1984. – 200 с

65. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // ДАН. – 2010. – Т. 430, № 5. – С. 654–657.

66. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Складов Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского постколлизийного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН. – 2013. – Т. 450, № 4. – С. 440–444.

67. 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.

68. Alexei V. Ivanov, Ivan V. Levitskii, Valery I. Levitskii, Fernando Corfu, Elena I. Demonterova, Leonid Z. Reznitskii, Ludmila A. Pavlova, Vadim S. Kamenetsky, Valery M. Savatenkov, Vladislav I. Powerman (2019). Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south–western Siberian Craton: An analogue of the modern post–collision setting // Lithos. – 2019. V. 328–329. – P. 88–100.

69. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В. Дэйли Дж.С, Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстеникова О.Г. (1998) Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго–восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров. Вестник МГТУ 1 – Т. 3. – С. 19-32

70. Государственная геологическая карта РФ Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г., Бормоткина Л.А., Поваринцева С.А., Матвейчук А.А., Намолова М.М., Садриев В.М. М–б 1:1 000 000. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, –2009.

71. Левицкий В.И., Павлова Л.А., Левицкий И.В., Лукашова М.В. Самородные и интерметаллические соединения в Бобруйском выступе Восточно–Европейского кратона // Минералогия вчера, сегодня, завтра (Материалы конференции). 17–19 сентября 2019 г. Санкт–Петербург: СПбГУ. – С. 127-131.
72. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* – 1999. – V. 46. – P. 411-429.
73. Martin H. Smithies R.H. Rapp R. Moyen J.–F. Champion D. An overview of adakite. tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG). and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* – 2005. – V. 79. – P. 1-24.
74. Rapp, R.P., Norman, M.D., Laporte, D., Yaxley, G.M., Martin, H., Foley, S.F. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg–diorites (sanukitoids) // *Journal of Petrology.* – 2010. – V. 51. – P.1237–1266.
75. Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Anibagai Z. Archaean granitoids: an over view and significance from a tectonic perspective // Geological Society. London. – 2017. Special Publications. – P. 449.
76. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U–Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Мат. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН. – 2009. – Т. 1. – С. 34–35.
77. Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent margin magmas. // Nature. – 1995. – V. 378. – P. 54–56.
78. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* – 1998. – V.145. – P.325-394.
79. Plank T. Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents // Journal of Petrology. – 2005. – V. 46. – P. 921–944.
80. Moyen J.–F., Martin H. Forty years of TTG research // Lithos. – 2012. – V. 148. – P. 312-336.
81. Ефремов С.В. Океаническая литосфера как потенциальный источник профилирующих элементов рудных месторождений, связанных с адакитовым магматизмом // Известия сибирского отделения секции наук о земле российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2015. – Т. 52, №3. – С.15-23.
82. Geochemistry Earth Reference Model (GERM), 2019. <https://earthref.org/GERM/>



83. Foley S. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // Lithos. – 1992. – V.28. – P.435-453.
84. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites // Precambrian Research. – 1991. – V. 51. – P. 1-25.
85. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. // J. Petrol. – 1995. – T.36. – P.891-931.
86. Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., and Applegate, G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 Gpa // Chemical Geology. – 1999. – V. 160. – P.335–356.
87. Nagler Th.F., Kramers J.D. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both // Precambrian Research. 1998. V. 91. P. 233–252.
88. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно–Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 3–34.
89. Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // Contrib. Mineral. Petrol. – 2006. – Т. 152. – P. 1-17.
90. Сасим С.А., Дриль С.И. Геохимия и Sr–Nd изотопная систематика пород шошнитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово–Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально–Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт Земной коры СО РАН. 2013. 202–204.
91. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Эволюция вулканизма Тугнуйско–Хилокского сектора Западно–Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. – 2007. – Т. 4. – С. 3–28
92. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно–Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003 – Т. 11, №1. – С.3–34.

93. Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. – 2003. – Т. 4. – С.408–424.
94. Adam J., Green T.H., Sie S.H. Proton Microprobe Determined Partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between Experimentally Produced Amphiboles and Silicate Melts with Variable F Content // Chem. Geol. – 1993. – V. 109, Issue 1–4. – P. 29–49.
95. Foley S.F., Jenner G.A., Jackson S.E., Fryer B.J. Trace element partition coefficient between phlogopite, clinopyroxene and matrix in an alkaline lamprophyre from New Foundland // Canada. Mineral. Mag. – 1994. – Т. 58A. – P. 280–281.
96. Peters T.J, Menzies M., Thirlwall M., Kyle P. Zuni–Bandera volcanism, Rio Grande, USA – melt formation in garnet and spinelfacies mantle straddling the asthenosphere lithosphere boundary // Lithos. – 2008. – Т. 102. – P. 295-315.
97. McDonough W.E., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. – 1995. Т. 120. – P.223–253.
98. Baker E.H. Calcium oxide–carbon dioxide system in the pressure range 1–300 atmospheres // J. Chem. Soc. – 1962. – P. 464–470.
99. Ivanov B.A, Deutsch A. The phase diagram of CaCO<sub>3</sub> in relation to shock compression and decomposition // Phys. Earth Planet. Inter. – 2002. – V. 129. – P. 131-143.
100. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Экспериментальное исследование механизмов плавления кальцита и доломита при высоких давлениях флюида // Вестник Отделения наук о Земле РАН. – 2004. – Т.22, №1.
101. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород // М. Наука. – 1977. – 256 с.
102. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма // М. Недра. – 1970. – 271 с.
103. Grapes, R., 2011. Pyrometamorphism //2nd ed. Springer, Berlin. – 2011. – 365 p.
104. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism // Geoch. Geoph. Geosys. – 2003. – Т.4, №10. – P. 1-49.
105. Седов А.П., Матвеевков В.В., Волокитина Л.П., Рашидов В.А., Казакевич Г.И., Лукьянов С.В. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2005. – №1. – С. 103–126.
106. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М., Демонтерова Е.И., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А., Ясныгина Т.А. Неогеновые базаниты Западной

Камчатки: минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 5. – С. 524-546.

107. Dale C.W., Burton K.W., Pearson D.G. Gannoun A., Alard O., Argles T.W., Parkinson I.J. Highly siderophile element behaviour accompanying subduction of oceanic crust: Whole rock and mineral-scale insights from a high-pressure terrain // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 2009. – V. 73. – P. 1394–1416.

108. Ghiorso M. S., Evans B. W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer // *American letter of Science.* – 2008. Vol. 308, – P.957-1039.

109. Волынец О.Н. Колосков А.В., Виноградов В.И., Ягодзински Дж.М., Покровский Б.Г., Григорьев В.С. Изотопный состав стронция и кислорода в позднекайнозойских щелочных базальтах внутриплитного геохимического типа, Камчатка. // *Петрология.* – 1995. – Т.3, № 2. – С. 207-213.

110. Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В., Ляликов А.В., Спиридонов В.Г. Первые данные об изотопном составе неодима в позднекайнозойских К-На щелочных базальтах Камчатки. // *Доклады РАН.* – 1996. – Т.350, № 2. – С. 239-241.

111. Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Лэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав поздненеогеновых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // *Геохимия.* – 1997. – № 10. – С. 1005-1018.

112. Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M., Kay R.W. Magmatic and tectonic development of the Western Aleutians - fn oceanic arc in a strike-slip setting // *J. Geophysical Research.* – 1993. – V. 98. – № 7. – P. 11807-11834.

113. Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, FarWestern Aleutians // *J. Petrology.* – 1994. – V. 35. – P. 163-204.

114. Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the Jicha B.R, Singer B.S, Brophy J.G, Fournelle J.H, Johnson C.M, Beard B.L, Lapen T.J, Mahlen N.J. Variable impact of the subducted slab on Aleutian island arc magma sources: evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf isotopes and trace element abundances // *J. Petrology.* – 2004. – V. 45. – P.1845-1875.

115. Kelemen P.B., Yogodzinski, G.M., Scholl D.W. Along strike variation in the Aleutian Island arc: genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust // *Inside the Subduction Factory* (ed. Eiler. J.). American Geophysical Union Monograph. – 2003. – V. 138. – P. 1-54.

116. Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskii A.M. Sources and Geodynamics of the Late Cenozoic Volcanism of Central Mongolia: Evidence from Isotope-Geochemical Studies // *Petrology*. – 2010. – V. 18, Issue 3. – P. 278–307.
117. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic-Cenozoic Intraplate Magmatism in Central Asia and Its Relation with Mantle Diapirism: Evidence from the South Khangai Volcanic Region. Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* – 2014. – T. 111. – C. 604-623.
118. Ancuta L.D. Toward an Improved Understanding of Intraplate Uplift and Volcanism : Geochronology and Geochemistry of Intraplate Volcanic Rocks and Lower-Crustal Xenoliths. – 2017.
119. Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An Updated Classification Scheme for Mantle-Derived Garnet. for Use by Diamond Explorers // *Lithos*. – 2004. – V. 77, Issue 1-4. – P. Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 330-331, № 10. – P. 274-299.
120. Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Pokrovski 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. – V.11, Issue 1. – P 1-30.
121. Wilson J.T. A Possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian // Journal of Earth Sciences*. – 1963, – T. 41, №6. – P.863-868.
122. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Intraplate Magmatism and Its Importance in Understanding of Processes in the Earth's Mantle // *Geotektonika*. – 1983. – T.1. –P. 28-45.
123. Dziewonski A.M. Mapping the Lower Mantle: Determination of Lateral Heterogeneity in P Velocity up to Degree and Order 6 // *J. Geophys. Res.* – 1984. – T. 89, №7. – P. 5929-5952.
124. Wilson M., Downes H. Tertiary-Quaternary Intra-Plate Magmatism in Europe and Its Relationship to Mantle Dynamics // *Geol. Soc. Mem.* – 2006. – T. 32. – P. 147–166.
125. Gao, S., Rudnick R.L., Xu W.L., Yuan H.L., Liu Y.S., Walker R.J., Puchtel I.S., Liu X., Huang H., Wang X.R. Recycling Deep Cratonic Lithosphere and Generation of Intraplate Magmatism in the North China Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – T. 270, №. 1–2. – P. 41-53. 6.
126. Davies. D.R., Rawlinson. N. On the Origin of Recent Intraplate Volcanism in Australia // *Geology*. – 2014. – T. 42, №12. – C. 1031–1034.

127. Ivanov. A.V., Demonterova. E.I., He. H., Perepelov. A.B., Travin. A.V., Lebedev. V.A. Volcanism in the Baikal Rift: 40years of Active-versus-Passive Model Discussion // *Earth-Science Rev.* – 2015. – T. 148. – C. 18-43.
128. Wang. X.C., Wilde S.A., Li Q.L., Yang. Y.N. Continental Flood Basalts Derived from the Hydrous Mantle Transition Zone. // *Nat. Commun.* – 2015. – T. 6.
129. Perepelov A.B., Puzankov M.Y., Ivanov A.V., Filosofova T.M., Demonterova E.I., Smirnova E.V., Chuvashova L.A., Yasnygina T.A. Neogene Basanites in Western Kamchatka // *Mineralogy. Geochemistry. and Geodynamic Setting, Petrology.* – 2007. – T.15, № 5. – C. 488-508.
130. Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of Major Elements by Wavelength-Dispersive X-Ray Fluorescence Spectrometry and Trace Elements by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry in Igneous Rocks from the Same Fused Sample (110 Mg). // *Spectrochim. Acta - Part B At. Spectrosc.* – 2016. – T. 122. – P. 62-68.
131. Tang Y.J., Zhang H.F., Ying J.F. Asthenosphere-Lithospheric Mantle Interaction in an Extensional Regime: Implication from the Geochemistry of Cenozoic Basalts from Taihang Mountains. North China Craton // *Chem. Geol.* – 2006. – T. 233, № 3–4. –P. 309–327.
132. Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant Separation of Strontium and Samarium-Neodymium for Isotopic Analysis in Silicate Samples. Based on Specific Extraction Chromatography // *Anal. Chim. Acta.* – 1994. – T. 298, № 2. – C. 209–217.
133. Krogh T.E. A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1973. – T. 87. – P. 485–494.
134. Galer S.J.G. Optimal Double and Triple Spiking for High Precision Lead Isotopic Measurement // *Chem. Geol.* – 1999. – V.157, Issue 3–4. – P. 255-274.
135. Rudge J.F., Reynolds B.C., Bourdon. B. The Double Spike Toolbox // *Chem. Geol.* – 2009. – V. 265, Is. 3–4. – P. 420-431.
136. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E., Intraplate Geodynamics and Magmatism in the Evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* – 2014. – V. 93. – P. 158–179.
137. Barry. T.L. Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Mongolia: Evidence for the Role of Asthenospheric versus Metasomatized Lithospheric Mantle Sources // *J. Petrol.* – 2003. – V. 44, Issue 1. – P 55–91.
138. Yarmolyuk. V.V.; Kudryashova. E.A.; Kozlovsky. A.M.; Savatenkov. V.M. Late Cretaceous-Early Cenozoic Volcanism of Southern Mongolia: A Trace of the South Khangai Mantle Hot Spot // *J. Volcanol. Seismol.* – 2007. – V.1, – 1. – P. 1-27.

139. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskiy A.M., Savatenkov V.M. Late Cenozoic Volcanic Province in Central and East Asia // *Petrology*. – 2011. – V. 19, Issue 4. – P. 327–347.
140. Hunt. A.C.; Parkinson. I.J.; Harris. N.B.W.; Barry. T.L.; Rogers. N.W.; Yondon. M. Cenozoic Volcanism on the Hangai Dome. Central Mongolia: Geochemical Evidence for Changing Melt Sources and Implications for Mechanisms of Melting // *J. Petrol.* – 2012. – V. 53, Issue 9. – P. 1913–1942.
141. Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M. Volcanism in the Vitim Volcanic Field. Siberia: Geochemical Evidence for a Mantle Plume beneath the Baikal Rift Zone // *J. Petrol.* – 2005. – V. 46, Issue 7. – P. 1309–1344.
142. Bas 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. – V. 27, Issue 3. – P. 745–750.
143. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope Provinces. Mechanisms of Generation and Sources the Continental Crust in the Central Asian Mobile Belt: Geological and Isotopic Evidence // *J. Asian Earth Sci.* – 2004. – V. 23, Issue 5. – P. 605–627.
144. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Cenozoic Volcanism at the Northeastern Flank of the South Khangai Volcanic Region (Central Mongolia): Geochronology and Formation Conditions // *Dokl. Earth Sci.* – 2007. – V. 417, Issue 2. – P. 1320–1324.
145. Barry. T.L., Kent. R.W. Cenozoic Magmatism in Mongolia and the Origin of Central and East Asian Basalts. // – 2011. – P. 347–364.
146. Tsybukova S.S., Perepelov A.B., Demonterova E.I., Pavlova L.A., Travin A.V., Puzankov M.Y. Origin and Evolution of Neogene Alkali-Basaltic Magmas in the Southwestern Flank of the Baikal Rift System (Heaven Lava Plateau. Northern Mongolia) // *Russ. Geol. Geophys.* – 2014. – V. 55, Issue 2. – P. 190–215.
147. Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major. Trace Element. and Sr/Nd Isotopic Geochemistry of Cenozoic Basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and Tectonic Implication // *Geol. J.* – 2019. – V. 54, Issue 6. – P. 3660–3680.
148. Gutmann J.T. Tubular Voids within Labradorite Phenocrysts from Sonora Mexico // *Am. Mineral.* – 1974. – V. 59. – P. 666–672.
149. Liu, Y.D.; Ying, J.F. Origin of clinopyroxene megacrysts in volcanic rocks from the North China Craton: A comparison study with megacrysts worldwide // *Int. Geol. Rev.* – 2019, - P.1–17.

150. Abbott R.N. Trace Element Thermometry of Garnet-Clinopyroxene Pairs. Revisited // *Am. Mineral.* – 2018. – V. 103, Issue 7. 1169–1171.
151. Putirka. K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Rev. Mineral. Geochemistry.* – 2008. – V. 69. – P. 61–120.
152. Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. CNEAS. Monograph series № 5. Tohoku University. Center for Northeast Asian studies. – 2002. – 222 p.
153. Hirschmann M.M. Mantle Solidus: Experimental Constraints and the Effects of Peridotite Composition // *Geochemistry. Geophys. Geosystems.* – 2000. – V. 1, Issue 10. – P. 310–332.
154. Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J. High-Pressure Partial Melting of Garnet Pyroxenite: Possible Mafic Lithologies in the Source of Ocean Island Basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 216, Issue 4. – P. 603–617.
155. Zorin Y.A., Turutanov E.K., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treusov A.V. The Baikal Rift Zone: The Effect of Mantle Plumes on Older Structure // *Tectonophysics.* – 2003. – V. 371, Issue 1–4. – P. 153–173.
156. Perepelov A.B., Kuzmin M.I., Tsybukova S.S., Demonterova E.I., Ivanov. A.V., Shcherbakov Yu.D., Puzankov M.Y., Odgerel. D., Bat-Ulzii, D. Eclogite Trace in Evolution of Late Cenozoic Alkaline Basalt Volcanism on the Southwestern Flank of the Baikal Rift Zone: Geochemical Features and Geodynamic Consequences // *Dokl. Earth Sci.* – 2017. – V. 476, Issue 2. – P. 1187–1192.
157. Arevalo R., McDonough W.F. Chemical Variations and Regional Diversity Observed in MORB // *Chem. Geol.* – 2010. – V. 271, Issue 1–2. – P. 70–85.
158. Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.T.A. Recommended Mineral-Melt Partition Coefficients for FRTEs (Cu). Ga. and Ge during Mantle Melting // *Am. Mineral.* – 2015. – V. 100, Issue 11–12. – P. 2533–2544.
159. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* – 1989. – P. 42, Issue 1. – P. 313–345.
160. Demonterova E.I., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Markova M.E., Yasnygina. T.A., Malykh Y.M. Lithospheric Control on Late Cenozoic Magmatism at the Boundary of the Tuva-Mongolian Massif. Khubsugul Area. Northern Mongolia // *Petrology.* – 2007. – V. 15, Issue 1. – P. 90–107.
161. Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1988. – V. 90. – P. 395–410.

162. Iwamori H., Nakamura H. Isotopic Heterogeneity of Oceanic. Arc and Continental Basalts and Its Implications for Mantle Dynamics // *Gondwana Res.* – 2015. – V. 27, Issue 3. – P. 1131–1152.
163. Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle Plumes and Entrapment: Isotopic Evidence // *Science.* – 1992. – V. 256, Issue 5056. – P. 517–520.
164. Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic Basalts and Mantle Xenoliths in Northeast China // *Lithos.* – 2007. – V. 96, Issue 1–2. – P. 108–126.
165. Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinoer Basalts. Eastern China: Implications for a Mixed Pyroxenite–Peridotite Source Related with Deep Subduction of the Pacific Slab // *Gondwana Res.* – 2016. – V. 37, Issue 19. – P. 130–151.
166. Argus D.F., Gordon R.G., Demets C. Geologically Current Motion of 56 Plates Relative to the No-Net-Rotation Reference Frame // *Geochemistry. Geophys. Geosystems.* – 2011. – V. 12, Issue 11. – P. 1–13.
167. Arzhannikova A.V., Vassallo R., Arzhannikov S.G., Jolivet M. Morphotectonics and Paleoseismology of the Eastern End of the Bolnay Fault (Mongolia) // *Russ. Geol. Geophys.* – 2015. – V. 56, Issue 10. – P. 1484–1490.
168. Tectonics of Northern. Central and Eastern Asia. Explanatory Note to the Tectonic Map of Northern–Central–Eastern Asia and Adjacent Areas at Scale 1:2500000 . – SPb.: VSEGEI Printing House. – 2014. – 184 P.
169. Khain V.Ye., *Tektonika Kontinentov i Okeanov.* M.: Nauchnyy Mir. – 2001.– 606 P.
170. Wang X.J., Chen L.H., Hofmann A.W., Mao F.G., Liu J.Q., Zhong Y., Xie L.W., Yang Y.H. Mantle Transition Zone-Derived EM1 Component beneath NE China: Geochemical Evidence from Cenozoic Potassic Basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2017. – V. 465. – P. 16–28.
171. Buslov M.M. Geodynamic Nature of the Baikal Rift Zone and Its Sedimentary Filling in the Cretaceous-Cenozoic: The Effect of the Far-Range Impact of the Mongolo-Okhotsk and Indo-Eurasian Collisions // *Russ. Geol. Geophys.* – 2012. – V. 53, Issue 9. – P. 955–962.
172. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal Rift Zone and Plate Tectonics of Asia // *Tectonophysics.* – 1981. – V. 76, Issue 1–2. – P. 1–45.
173. Van Der Meer D.G., Spakman W., Van Hinsbergen D.J.J., Amaru M.L., Torsvik T.H. Towards Absolute Plate Motions Constrained by Lower-Mantle Slab Remnants // *Nat. Geosci.* – 2010. – V. 3, Issue 1. – P. 36–40.
174. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the Underworld: Slab Remnants in the Mantle. Their Sinking History and a New Outlook on Lower Mantle Viscosity // *Tectonophysics.* – 2018. – V. 723. – P. 309–448.



175. Torsvik T.H., Mu R.D., Voo R. Van Der, Steinberger B., Gaina C. Global Plate Motion Frames // *Rev. Geophys.* – 2008. – V. 46. – P. 1–44.
176. Van Der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Tethyan Subducted Slabs under India // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1999. – V. 171, Issue 1. – P. 7–20.
177. Van Der Voo R., Van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H. Latest Jurassic-Earliest Cretaceous Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A Paleomagnetic and Seismological-Tomographic Analysis // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* – 2015. – V. 513, Issue 19. P. 589–606.
178. Seton M., Flament N., Whittaker J., Müller R.D., Gurnis M., Bower D.J. Ridge Subduction Sparked Reorganization of the Pacific Plate-Mantle System 60-50 Million Years Ago // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. – V. 42, Issue 6. – P. 1732–1740.
179. Van Der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic Subducted Slabs under Siberia // *Nature.* – 1999. – V. 397, Issue 6716. – P. 246–249.
180. Kuzmin M.I., Khlebopros R.G., Didenko A.N., Kozlova S.G., Zakhvataev V.E. A Possible Relationship between Deep Earthquakes and the Structural Transition of Submolecular SiO<sub>2</sub> Fragments in Rocks of a Subducting Oceanic Slab // *Russian Geology and Geophysics.* – 2019. – V. 60, Issue 3. – P. 241-253.
181. Kiseeva. E.S.; Yaxley. G.M.; Hermann. J.; Litasov. K.D.; Rosenthal. A.; Kamenetsky. V.S. An Experimental Study of Carbonated Eclogite at 3.5-5.5 GPa-Implications for Silicate and Carbonate Metasomatism in the Cratonic Mantle. *J. // Petrol.* – 2012. – V. 53, Issue 4. – P. 727–759.
182. Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E. Melting and Subsolvus Phase Relations in Peridotite and Eclogite Systems with Reduced COH Fluid at 3-16 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2014. – V. 391. – P. 87–99.
183. Condie K.C. *The Supercontinent Cycle. Earth as an Evolving Planetary System (Second Edition).* – 2016. – P. 317-355.
184. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic Hot Spot Traces and Paleogeographic Reconstructions of the Siberian Continent Based on Interaction with the African Large Low Shear Velocity Province // *Earth-Science Rev.* – 2010. – V.102, Issue 1–2. – P. 29–59.
185. Burke K., *Plate Tectonics. the Wilson Cycle. and Mantle Plumes: Geodynamics // Review of Earth and Planetary Sciences.* – 2011. – V. 39. – P. 1-29.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

### Список основных публикаций по результатам проекта

2017 г.

1. Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б. Петрологическая характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный, Камчатка, 2006-2012 гг. // Петрология. – 2017. – Т. 25, № 6 – С. 609-634.
2. Demonterova E.I., Ivanov A.V., Perepelov A.B. Late cenozoic volcanism of the Uda river area (Eastern Sayan, Siberia): the first geochemical and isotopic data // Geodynamics & Tectonophysics. – 2017. – Т. 8, № 3. =С. 445-448.
3. Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д., Бат-Улзий Д. Эклогитовый след в эволюции позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны – геохимические признаки и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. – 2017. = Т. 476, № 5. – С. 595-597.
4. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Лялина Л.М., Макрыгина В.А., Щербакова Т.Ф. О первой находке циркона гадея в гранатовых гранулитах на р. Сутам (Алданский щит) // Доклады Академии Наук. – 2017. – Т. 476, № 1. – С. 76-82.
5. Школьник С.И., Макрыгина В.А. Геохимия и изотопный состав метатерригенных отложений Хамардабанской серии (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Геология и геофизика - 2017, Т. 58, - № 10, С. 1500-1513.
6. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the Rhönite-Kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // Mineralogical Magazine, - 2017, - V 81, N4, = P. 949–974.
7. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Процессы образования муджиеритовой и бенморейтовой магм вулкана Немрут (Восточная Турция) // Доклады Академии наук. – 2017, Т. 474, №1, - С. 73-80.
8. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Процессы образования муджиеритовой и бенморейтовой магм вулкана Немрут (Восточная Турция) // Доклады Академии наук, 2017, Т. 474, №1, С. 73-80.
9. Sapozhnikov A.N., Kaneva E.V., Suvorova L.F., Levitsky V.I., Ivanova L.A. Sulphydrylbystrite, Na<sub>5</sub> K<sub>2</sub> Ca(Al<sub>6</sub> Si<sub>6</sub> O<sub>24</sub>)(S<sub>5</sub>)(SH), a new mineral with the LOS framework, and re-interpretation of bystrite: Cancrinite-group minerals with novel extra-framework anions // Mineralogical Magazine. = 2017. – V. 81, № 2. – P. 383-402.

10. Ivanov A.V., Levitsky I.V., Levitsky V.I., Demonterova E.I., Reznitsky L.Z. Paleoproterozoic mafic rocks of the Southwestern Siberian craton: preliminary geochronology and geochemical characterization // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. – Т.8, № 3. – С. 477-480.

**2018 г.**

1. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куц Л.В., Перепелов А.Б. Геохимическая эволюция и рудоносные метасоматиты Бага-Газрынского многофазного массива редкометалльных Li-F гранитов (Монголия) // *Доклады Академии наук*. – 2018. – Т. 483, №3, - С.

2. Антипин В.С., Куц Л.В., Шептякова Н.В., Владимиров А.Г. Геохимическая эволюция раннепалеозойского коллизионного магматизма от автохтонных мигматитов и гранитоидов до многофазных гранитных интрузий (шаранурский и аинский комплексы Прибайкалья) // *Геология и геофизика*. – 2018. – Т.59, - №12, - С. 2027-2039

3. Давыдова В.О., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Перепелов А.Б. Ксенолиты высококалийных трахиандезибазальтов в пирокластических отложениях вулкана Безымянный (Камчатка) // *Геология и геофизика*. – 2018. – Т. 59, № 9. – С. 1357-1371

4. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А. Слэбовый расплав как потенциальный источник профилирующих элементов месторождений золота и тяжёлых металлов // *Доклады Академии наук* – 2018. – Т. 479, № 5. – С. 551-555.

5. Кузнецова Л.Г. Взаимодействие корового и мантийного вещества – источников редких элементов при формировании и эволюции раннепалеозойских богатых Li гранитно-пегматитовых систем Юго-Восточной Тувы // *Геология и геофизика*. – 2018. - № 12. – С. 2079-2100

6. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитов и богатых литием редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля (Сангиленское нагорье) // *Доклады Академии наук* – 2018. - Т.482, № 4. - С.

7. Левицкий В.И., Солдатова В.В., Звадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями с Бобруйской кольцевой структуре (Республика Беларусь) // *Доклады Академии наук*. – 2018. – Т. 481, № 2. = С. 174-178

8. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В. // Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // *Петрология*. – 2018. = Т. 26, № 2. – С. 178-210.

9. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С. Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплавов в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. = 2018. Т. 26, № 4. = С. 400-425.

10. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И. Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. = 2018. = № 12. = С. 2101-2128

#### 2019 г.

1. Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометальные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 485, № 3. – С. 335-340.

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

3. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куц Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса // Доклады Академии наук. – 2019. – Т.487, №4. – С. 418-423.

4. Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И., Веливецкая Т.А., Асеева А.В., Левицкий И.В., Мехоношин А.С. Источники серы сульфидной минерализации в архейских толщах Шарьжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона по мультиизотопным данным // Геология и геофизика. – 2019. – № 8. – С. 1091-1107.

5. Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. – 2019. – Т. 27, № 3. – С. 282-307.

6. Ефремов С.В., Дриль С.И., Горячев Н.А., Левицкий И.В. Потенциальная рудопродуктивность гранитоидов Гарганской глыбы (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. – 2019. – Т. 61, № 4. – С. 61-71.

7. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В. Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2019. – № 6. – С. 772-788.

8. Куц Л.Л., Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Ощепкова А.В. Образование скарнов при мигматизации на острове Ольхон (оз. Байкал, Россия) // *Геохимия*. – 2019. – Т. 64, № 2. – С. 168-181.
9. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Левицкий И.В. Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира // *Геохимия*. – 2019. – Т. 64, № 4. – С. 409-426.
10. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Перепелов А.Б., Дриль С.И. Состав источников кинкильского комплекса Западной Камчатки по изотопно-геохимическим данным // *Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле*. – 2019. – №1 (41). – С. 54-72.
11. Федоров П.И., Перепелов А.Б., Коваленко Д.В., Дриль С.И., Лобанов К.В. Источники эоценового магматизма Западной Камчатки (по геохимическим и изотопным Sr-Nd-Pb-характеристикам базитов) // *Доклады Академии наук*. – 2019. – Т. 487, № 3. – С. 293-298.
12. Kasatkin A.V., Britvin S.N., Peretyazhko I.S., Chukanov N.V., Škoda R., Agakhanov A.A. Oxybismutomicrolite, IMA 2019-047 // *CNMNC Newsletter*. – 2019. – No. 51; *European Journal of Mineralogy*. – Vol. 31. – <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2894>.

## 2020 г.

1. Perepelov A., Kuzmin M., Tsyukova 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, V. 10, № 7, 612
2. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Fluoride-calcium (F-Ca) melt in rhyolitic magma: Evidence from fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin, Central Mongolia // *Lithos*, 2020, V. 354-355,
3. Shcherbakov Y.D., Perepelov A.B., Tsyukova S.S. China Geology Report on Late Paleozoic Bimodal Volcanic Associations Discovered in Northern Mongolian Rift Zone // *China Geology*, 2020, V. 3, № 3, P. 496-500.
4. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // *Петрология*, 2020, Т. 28, № 3, С. 254-279
5. Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленные породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная

Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // // Петрология, 2020, Т. 28, № 5, С. 431-457

6. Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Флеров Г.Б., Пузанков М.Ю., Брянский Н.В. Процессы формирования трахитов и комендитов в составе дифференцированной умеренно-щелочной серии пород Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2020, № 2, С. 17-31.

7. Kasatkin A.V., Britvin S.N., Peretyazhko I.S., Chukanov N.V., Škoda R., Agakhanov A.A. Oxybismutomicrolite, a new pyrochlore-supergrout mineral from the Malkhan pegmatite field, Central Transbaikalia, Russia // Mineralogical Magazine, 2020, V. 84, № 3, P. 444–454.

8. Воронин В.И., Антипин В.С., Осколков В.А., Федоров А.М. Патомский кратер: результаты дендрохронологических исследований, возраст и биогеохимические особенности деревьев // География и природные ресурсы, 2020, №4, С. 152-161.

9. Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Левицкий<sup>1</sup> В.И., Демонтерова Е.И., Левицкий<sup>1</sup> И.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Новые данные о возрасте гранулитов черемшанской толщи Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2020, Т. 491, № 2, С. 60–65.

10. Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Arzhannikov S.G., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Khubanov V.B., Pavlova<sup>1</sup> L.A. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol–Okhotsk collision to widespread rifting // Geoscience Frontiers, 2020, V. 11, № 5, P. 1695-1709.