

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации (Минобрнауки России)  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А. П. ВИНОГРАДОВА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.42:546.027  
Рег. № НИОКТР 121060700119-6

УТВЕРЖДАЮ

Директор, доктор геол.-мин. наук

А. Б. Перепелов

« 24

2023 г

ОТЧЕТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Геохимия, петрология и рудоносность интрузивных и вулканических щелочных комплексов и месторождений стратегических металлов, их мантийные источники

(промежуточный)

Шифр темы № 0284-2021-0008

Приоритетное направление

1.5.4. Геохимия и космохимия:

1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек

1.5.4.2. изотопная геохимия и геохронология

Протокол Учёного совета ИГХ СО РАН

№ 2 от 24 января 2023 г.

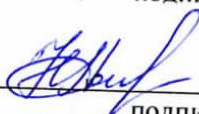

Руководитель проекта  
к.г.-м.н.

*И.А. Сотникова*  
23.01.2023  
подпись, дата

И.А. Сотникова

Иркутск 2022

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Ответственный исполнитель, н.с. к.г.-м.н.	 23.01.2023 подпись, дата	И.А. Сотникова (раздел 2, 3)
н.с., к.г.-м.н.	 23.01.2023 подпись, дата	Н.В. Алымова (раздел 1)
с.н.с., к.г.-м.н.	 23.01.2023 подпись, дата	И.В. Ащепков (раздел 4)
Ведущий инженер	 23.01.23 подпись, дата	В.И. Андриевская (раздел 1, 2.1)
Нормоконтролер, с.н.с., к.ф.-м.н.	 23.01.23 подпись, дата	Т.Ю. Гармышева

## РЕФЕРАТ

Отчет с. 54, рис.25, таб.2, источн. 74, прил. 1.

КАРБОНАТИТЫ, ФОСКОРИТЫ, АПАТИТ-ФЛЮОРИТОВЫЕ ПОРОДЫ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ, БУРПАЛИНСКИЙ МАССИВ, МАССИВ УКДУСКА, МУРУНСКИЙ МАССИВ

Объекты исследования: карбонатиты Северо-Байкальской (Бурпалинский массив), Алданской (массивы Укдуска и Мурунский) и Восточно-Саянской (Белозиминский массив) щелочных провинций.

Главной целью исследований является изучение эволюции и рудоносности щелочно-карбонатитового магматизма в истории Земли, а также процессов концентрирования и рассеяния редких элементов.

Основными задачами исследований 2022 года было получение вещественных характеристик (минералого-геохимических, геохронологических, изотопных) для карбонатитовых комплексов, проявившихся в различных геодинамических обстановках и сопряженных с мантийными плюмами, а также обоснование связи с ними стратегического редкометалльного оруденения.

В ходе выполнения НИР в 2022 году получены следующие результаты: 1) впервые изучен состав минералов карбонатитов и апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива и предложена модель их образования; 2) выделен новый этап карбонатитового магматизма в пределах юго-восточной части Чаро-Олёкминского геоблока Алдано-Станового щита; 3) сделан вывод о составе и окислительно-восстановительном состоянии магматической флюидной фазы кварц-кальцитовых карбонатитов Мурунского массива; 4) установлено, что породы Белозиминского массива являются производными одного типа мантийного расплава.

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

Государственное задание по проекту за 2022 г. выполнено в полном объеме. По результатам исследований опубликованы 8 статей в журналах, включенных в национальный список научных журналов, сделано 12 докладов на международных и всероссийских научных конференциях.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	6
Раздел 1. Состояние проблемы и распространенность карбонатитовых комплексов на юге Сибири .....	8
Раздел 2. Карбонатиты Северо-Байкальской щелочной провинции .....	
2.1 Карбонатиты и апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива.....	12
2.1.1 Основные черты геологического строения Бурпалинского массива.....	12
2.1.2 Состав минералов апатит-флюоритовых пород и карбонатитов Бурпалинского массива .....	13
2.1.3 Модель образования апатит-флюоритовых пород и карбонатитов Бурпалинского массива .....	19
Раздел 3. Карбонатиты Алданской щелочной провинции.....	21
3.1 Карбонатиты массива Укдуска .....	21
3.1.1 Основные черты геологического строения массива Укдуска .....	21
3.1.2 Геохронологические исследования карбонатитового комплекса массива Укдуска.....	21
3.2 Карбонатиты Мурунского массива .....	26
3.2.1 Основные черты геологического строения Мурунского массива.....	26
3.2.2 Состав флюидных и расплавных включений в кварц-кальцитовых карбонатитах Мурунского массива.....	28
Раздел 4. Карбонатиты Восточно-Саянской щелочной провинции (складчатое обрамление Сибирского кратона) .....	37
4.1 Карбонатиты Белозиминского массива .....	37
4.1.1 Основные черты геологического строения Белозиминского массива.....	37
4.1.2 Состав минералов и геохимические особенности пород Белозиминского массива.....	38
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	46
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ .....	48
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	54

## **ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ:**

КПШ – калиевый полевой шпат

Пл. фот. – метод пламенной фотометрии

РЗЭ – редкоземельные элементы

СЭМ – сканирующий электронный микроскоп

HFSE – высокозарядные элементы

ICP-MS – метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой

КР-спектры – спектры рамановской спектроскопии

LA-ICP-MS – метод масс-спектрометрии с лазерной абляцией

LILE – крупноионные литофильные элементы

HREE – heavy rare-earth elements - тяжелые редкоземельные элементы

U-Pb (ID TIMS) – уран-свинцовый геохронологический метод

## ВВЕДЕНИЕ

В 2022 году проводилось изучение геохимии и минералогии карбонатитов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами Алданской, Северо-Байкальской и Восточно-Саянской щелочных провинций. Главной целью исследований являлось изучение эволюции и рудоносности ультраосновного, щелочно-карбонатитового магматизма в истории Земли, процессов концентрирования и рассеяния редких элементов. Научная тема исследования соответствует направлению фундаментальных и поисковых исследований «Геология твёрдых полезных ископаемых», раздел «Закономерности образования и размещения твёрдых полезных ископаемых в различные периоды истории Земли»

Исследования 2022 года были направлены на: 1) изучение минералогии и геохимии карбонатитов и апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северо-Байкальская щелочная провинция); 2) геохронологические исследования массива Укдуска (Алданская щелочная провинция, Западно-Алданская субпровинция); 3) исследование состава флюидных и расплавных включений в карбонатитах Мурунского массива (Алданская щелочная провинция, Западно-Алданская субпровинция); 4) изучение редкоэлементного состава минералов Белозиминского массива (Восточно-Саянская щелочная провинция).

В ходе выполнения НИР в 2022 году: 1) впервые изучен состав минералов карбонатитов и апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива [1] и предложена модель их образования; 2) выделен новый этап карбонатитового магматизма в пределах юго-восточной части Чаро-Олёкминского геоблока Алдано-Станового щита на основе U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследованиях граната и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) «скрининговых» геохронологических исследованиях циркона из карбонатитов массива Укдуска [2]; 3) сделан вывод о том, что магматическая флюидная фаза, находившаяся в равновесии с кальцитом и кварцем в карбонатитах Мурунского массива, характеризовалась преимущественно  $H_2O-CO_2-H_2S$  составом и восстановленным состоянием [3]; 4) в результате изучения макро- и микроэлементного состава карбонатитов Белозиминского массива получено подтверждение ранее высказанной гипотезы, что все породы массива являются производными одного типа мантийного расплава, который был близок к айликиту и образовался на уровне  $>5$  ГПа в мантии.

Аналитические исследования выполнялись в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), ЦКП МИИ (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), ЦКП АИРИЗ (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Научные исследования проводятся в тесном сотрудничестве с представителями научных коллективов ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), ИЭМ РАН (г. Черноголовка), Китайского университета геологических наук (Ухань, КНР).

Государственное задание по проекту за 2022 г. выполнено в полном объеме. По результатам исследований опубликованы 8 статей в журналах, включенных в национальный список научных журналов, сделано 12 докладов на международных и всероссийских научных конференциях.

## **Раздел 1 Состояние проблемы, распространенность карбонатитовых комплексов на юге Сибири**

Карбонатиты - одни из сложнейших геологических пород, связанных с глубинным магматизмом. Они были впервые признаны отдельным типом горных пород Брёггером [4] в комплексе Фён (Норвегия), как группа магматических карбонатных пород, тесно связанных с щелочными породами, состоящая более чем на 50 об. % из первичных (магматических) карбонатных минералов (кальцит, доломит, сидерит, анкерит).

В целом, карбонатиты – это чрезвычайно разнообразные породы, минеральный и химический состав которых сильно варьирует и зависит от широкого спектра процессов: непосредственного выплавления из карбонатизированной перидотитовой мантии, жидкостной карбонатно-силикатной несмесимости, фракционной кристаллизации, постмагматических изменений и ряда других факторов [5, 6, 7]. Кальцит и доломит являются наиболее распространенными основными породообразующими минералами как в плутонических, так и в вулканических карбонатитах [8]. Другие фазы, которые могут присутствовать в карбонатитах, но не обязательно все вместе: это форстерит, клинопироксены, амфиболы, слюды, магнетит, апатит и сульфиды. Многие, но не все карбонатиты содержат разнообразные Zr-Nb и Ba-Sr-PЗЭ минералы. Пространственно и генетически с карбонатитами связаны фоскориты (магнетит-apatит-силикат±карбонат), различные гидротермальные жилы и фениты (метасоматические породы, состоящие из слюды и/или амфибола).

Наиболее общепринятая номенклатура карбонатитов, основана на минералогии горных пород [9]. По составу породообразующих минералов выделяются кальцитовый, доломитовый, анкеритовый, сидеритовый карбонатит или апатит-кальцитовый, кварц-кальцитовый и т.д. При этом четко прослеживается направленное изменение (от ранних к поздним) кальциевых разновидностей кальциево-магнезиальными и железисто-магнезиальными: кальцитовые сменяются доломитовыми, анкеритовыми и сидеритовыми. Для каждой разновидности типичны определенные черты морфоструктур, минерального состава, текстур и структур, характерная рудная минерализация и геохимические особенности.

К настоящему времени в мире известно более 500 проявлений карбонатитов [10]. Они встречаются на всех континентах, в различных тектонических условиях (в основном на кратонах, где связаны с крупномасштабными разломами; а также в континентальных рифтах, орогенных поясах и океанических островах) и могут иметь возраст от архея до настоящего времени [10, 11]. Большинство карбонатитов сосредоточено в континентальных районах, где утолщенная литосфера и кора благоприятствуют



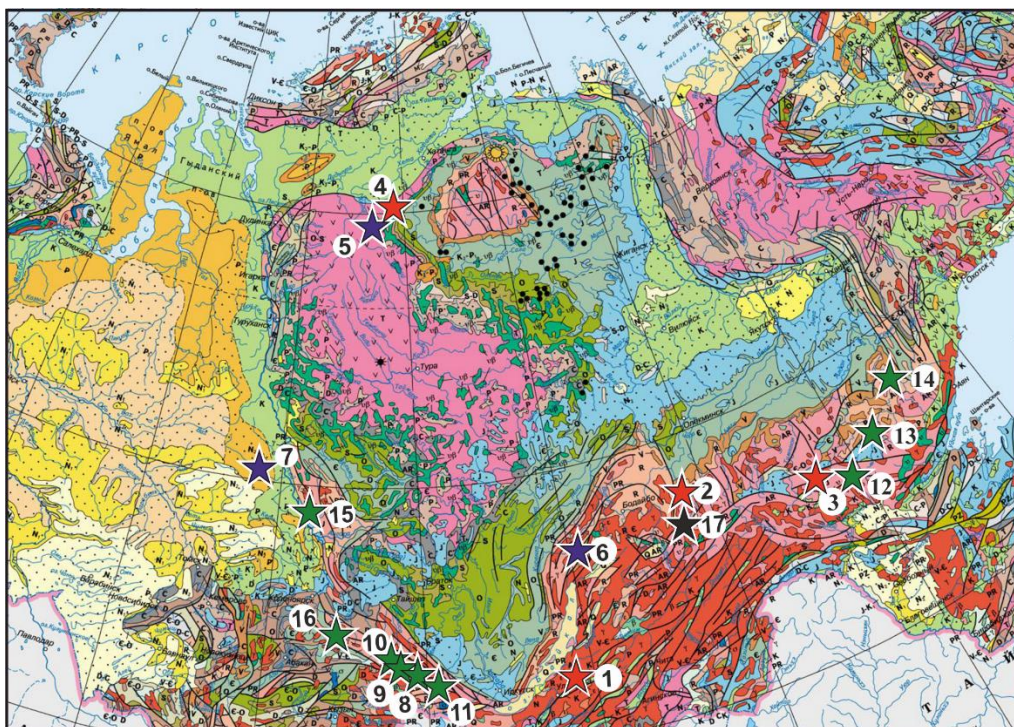
образованию богатых CO<sub>2</sub> расплавов [12, 9]. Проявления фанерозойского карбонатитового магматизма приурочены к крупным областям пониженных скоростей S-волн, расположенных в нижней мантии – зонам генерации глубинных мантийных плюмов [13].

Согласно одной из формационных типизаций карбонатитовых комплексов, основанной на их генетической связи с определённым типом магматизма [14-17], выделяются: 1) карбонатитовые комплексы щелочно-ультраосновной формации с натриевым типом щелочности; 2) карбонатитовые комплексы щелочно-габброидной (щелочно-базальтоидной) формации с калиевым типом щелочности; 3) карбонатитовые комплексы нефелин-сиенитовой формации, связанные с линейными зонами щелочных метасоматитов, нефелиновыми и щелочными сиенитами (комплексы «линейно-трещинных зон»; 4) карбонатитовые и ультраосновные комплексы калиевой (и натрово-калиевой) специфики, связанные с кимберлитовыми магмами.

Карбонатиты и родственные им породы являются основным источником лёгких редкоземельных элементов, ниобия, тантала и других редких элементов. Отнесение карбонатитовых комплексов к тому или иному рудно-формационному типу зачастую сопряжено с определёнными трудностями, обусловленными разнообразием их минералогических и петрохимических типов, геохимической и рудной специализации. Поэтому рудно-формационная идентификация карбонатитовых комплексов невозможна без проведения детальных геологических, петрографических, геохимических и минералогических исследований.

На юге Сибири широко распространены комплексы щелочных пород с карбонатитами, становление которых происходило на разных возрастных уровнях от докембрия до верхнего мезозоя (рисунок 1.1). Они располагаются главным образом в периферических частях Сибирского кратона и палеорифтах, ограничивающих его с востока и запада. Ранее А.А. Фролов с соавторами [18] выделял Сибирскую провинцию карбонатитов и кимберлитов и щелочные субпровинции, однако большинство исследователей [13, 14, 17 и др.] на основе географической привязки выделяют на юге Сибири Енисейскую, Восточно-Саянскую, Северо-Байкальскую, Алданскую и Западно-Забайкальскую провинцию. В пределах одной провинции зачастую присутствуют разновозрастные комплексы. Так, например, в Алданской провинции присутствуют докембрийские и позднемезозойские комплексы, в Северо-Байкальской – ранне- и позднемезозойские, в Западно-Забайкальской – докембрийские, ранне- и позднепалеозойские, и позднемезозойские. При этом в данном регионе наибольший всплеск внутриплитной магматической активности пришёлся на период 720-630 млн. лет, когда произошло становление комплексов Восточно-Саянской щелочной провинции (8-

12, 16 на рисунке 1.1) и Восточно-Алданской субпровинции Алданской щелочной провинции (13-14 на рисунке 1.1). Позднемезозойский магматизм представлен широким спектром ассоциаций магматических пород, варьирующих по кремнекислотности от ультраосновных до кислых разностей, а по содержанию щелочей - от ультращелочных до щелочноземельных. Эти породы слагают разрозненные мелкие тела – силлы, дайки, некки и трубки взрыва, реже - крупные вулканоплутонические комплексы, такие как, например, Мурунский.



Цифрами обозначены:

- 1 – Халютинский – 127–119 млн. лет,
- 2 – Мурунский – 145 млн. лет
- 3 – Билибинский – 145–120 млн. лет,
- 4 – Гулинский – 145–120 млн. лет;
- 5 – Ессейский – 256-179млн. лет
- 6 – Бурпалинский – 287 млн. лет
- 7 – Кийский – 330-298 млн. лет
- 8 – Белозиминский – 730-543 млн. лет
- 9 – Среднезиминский – 600 млн. лет
- 10 – Тагнинский - 600 млн. лет
- 11 – Жидойский - 632 млн. лет
- 12 – Арбарастахский - 690-610 млн. лет
- 13 – Ингилинский - 650 млн. лет
- 14 – Горноозерский - 650-600 млн. лет
- 15 – Татарский – 670-620 млн.лет
- 16 – Лысанский – 645 млн.лет
- 17 – Ханинский – 2719 - 1873±2 млн. лет

Рисунок 1.1 – Положение основных разновозрастных карбонатитовых комплексов юга Сибири в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления

Несмотря на то, что за многие годы изучения карбонатитов Сибири накоплен огромный объем информации об их геологическом строении и вещественном составе, остаются еще генетические загадки, на которые пока нет ответа. Так, в Бурпалинском массиве (Северо-Байкальская щелочная провинция) ранее были обнаружены дайки апатит-флюоритовых и апатит-магнетит-флюоритовых пород и карбонатитов, однако детальных работ по изучению состава минералов в них не было проведено. Карбонатиты Хани (Укдуска) относятся к одному из самых древних щелочных комплексов, присутствие в них граната андрадит-гроссулярового состава дает уникальную возможность для определения возраста их образования. В составе Мурунского массива (Алданская щелочная провинция) остается открытым вопрос происхождения даек и шлиров, сложенных кварц-карбонатными карбонатитами, изучение флюидных включений в кварце и делиите из этих пород позволяет приблизиться к решению проблемы их генезиса.

Использование современных аналитических методов исследования, в том числе изотопно-геохронологических, и нетрадиционный подход предоставляют возможность получить новые данные, позволяющие решить спорные вопросы.

## Раздел 2 Карбонатиты Северо-Байкальской щелочной провинции

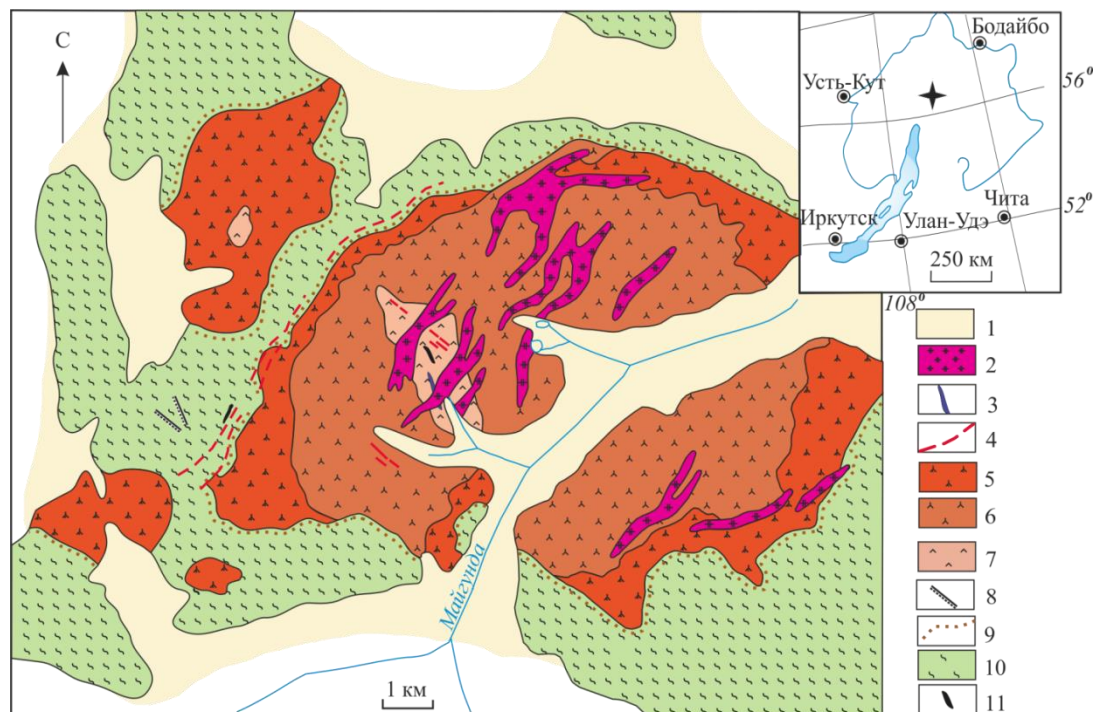
### 2.1 Карбонатиты и апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива

#### 2.1.1 Основные черты геологического строения Бурпалинского массива

Уникальный редкометалльный Бурпалинский массив относится к Северо-Байкальской щелочной провинции, представляет собой многофазную интрузию центрального типа (рисунок 2.1). Его площадь составляет 250 км<sup>2</sup>.

В строении интрузии принимают участие нефелиновые, щелочные и кварцевые сиениты и щелочные граниты [19]. Кроме того, широко развиты дайковые и жильные породы: шонкиниты, мариуполиты, редкометалльные пегматиты, апатит-флюоритовые породы, брюстеритовые карбонатиты, кварц-кальцитовые карбонатиты. Возраст образования сиенита главной фазы массива составляет 294±1 млн лет, а редкометалльного пегматита - 283±8 млн лет [20].

Апатит-флюоритовые и апатит-магнетит-флюоритовые породы образуют в центре массива крупное тело мощностью 10-50 м и протяженностью до 2-3 км в мелкозернистых нефелиновых сиенитах. В центральной части оно состоит в основном из флюорита (до 80 об. %), апатита (15 об. %), в небольшом количестве присутствуют флогопит, щелочной пироксен; акцессорные – бадделеит, циркон, ториянит; и рудные - титаномagnetит, ильменит, минералы группы пироклора.



1 – четвертичные отложения, 2 – щелочные граниты, 3 – апатит-флюоритовая жила, 4 – редкометалльные пегматиты, 5 – массивные кварцевые сиениты, 6 – полосчатые трахитоидные сиениты, 7 – нефелиновые сиениты, 8 – шонкиниты, 9 – пироксен-биотитовые кордиеритовые роговики, 10 – сланцы, 11 – карбонатиты.

Рисунок 2.1 – Схема геологического строения массива Бурпала

Вблизи контактов наблюдаются участки в виде полос, в которых преобладают силикатные минералы (щелочные пироксены, слюда) и магнетит. В центральной части тело данных пород пересекается тонкой жилой щелочных лейкогранитов.

Карбонатиты в Бурпалинском массиве представлены двумя жилами. Одна – кварц-кальцитовых карбонатитов - выходит во вмещающих породах юго-западной части массива, мощность ее составляет 0,2 м и протяженность - 3 м. Она сложена кальцитом, кварцем (20 об. %) и пиритом (5 об. %). Вторая жила - брүстеритовых карбонатитов - прорывает нефелиновые сиениты центральной части массива, мощность ее 0,2-0,3 м и протяженность 50 м. Она сложена корродированными кристаллами кальцита (70 об. %), микроклином (30 об. %) и бариевым цеолитом - брүстеритом (до 10 об. %).

### **2.1.2 Состав минералов апатит-флюоритовых пород и карбонатитов**

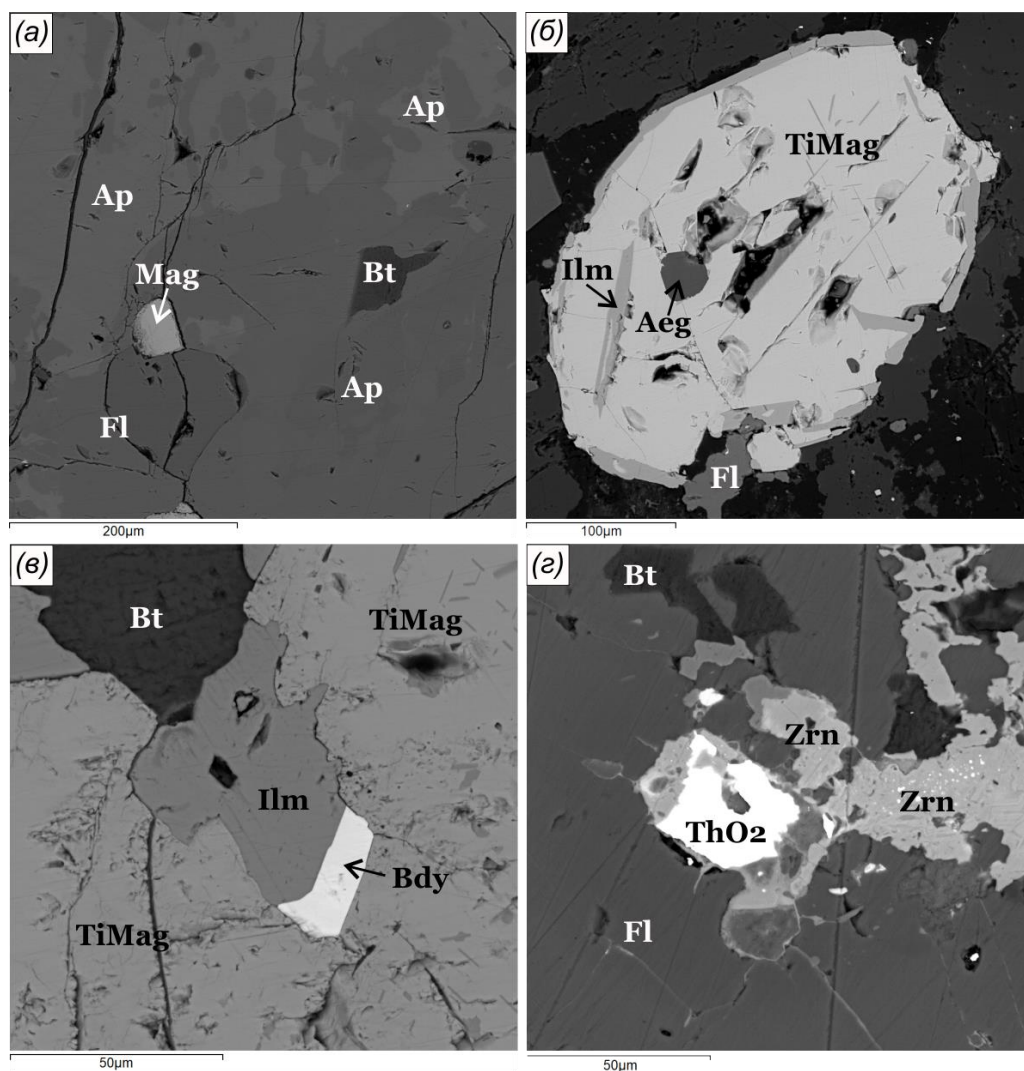
#### **Бурпалинского массива**

В 2022 году впервые был детально изучен состав минералов апатит-флюоритовых пород и карбонатитов.

**Апатит-флюоритовые** породы центральной части «дайки» Бурпалинского массива характеризуются массивной текстурой, крупно- и среднезернистой структурой, гипидиоморфнозернистой микроструктурой. В краевых частях наблюдаются полосчатые текстуры, в основном средне- и мелкозернистые структуры, гипидиоморфнозернистые и сидеронитовые микроструктуры.

Апатит образует идиоморфные и гипидиоморфные зерна, размером до 20 мм. Его состав отвечает фторапатиту, в котором количество F составляет 3.32-3.96 мас. %, постоянно присутствует примесь SrO – (3.50-8.38 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (0.43-1.4 мас.%). Кроме того, апатит обогащен лёгкими лантаноидами (Ce~3.92 мас. %, La~3.72 мас. %, Nd~1.01 мас. %) и Th (до 0.67%). В отдельных зернах наблюдается зональность, выраженная увеличением от центра к краю содержаний SrO и легких лантаноидов, и неоднородность состава, выраженная в изменении содержаний легких лантаноидов и тория при постоянном уровне концентраций SrO (рисунок 2.2а). Анализируя закономерности изменения состава фторапатита, можно отметить, что в нём четко проявлен изоморфизм по беловитовому типу замещения ( $2Ca^{2+} = Na^{+} + PЗЭ^{3+}$ ), и по соотношению  $\Sigma PЗЭ$ , Sr и Ca он отвечает таковому апатитов из карбонатитов.

Флюорит присутствует в виде агрегатов ксеноморфных зерен, которые слагают «основную массу» породы. В его составе постоянно присутствует SrO (до 1.87 мас. %). Существенных различий в составе апатита и флюорита из центральной и краевой частей «дайки» не отмечается.



(а) – неоднородное по составу зерно апатита; (б) – зерно титаномагнетита с включениями эгирина; (в) – бадделейт в ассоциации с ильменитом и титаномагнетитом; (г) – ториянит в цирконе. Aeg – эгирин, Ap – апатит, Bt – биотит, Bdy – бадделейт, Fl – флюорит, Ilm – ильменит, ThO<sub>2</sub> – ториянит, Zrn – циркон.

Рисунок 2.2 – Характер взаимоотношений между минералами в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива. Изображение СЭМ

Клинопироксены встречаются в виде крупных и мелких зерен идиоморфного и гипидиоморфного облика среди агрегатов флюорита, в сростках с окисно-рудными минералами и слюдами и в виде включений в ильмените (рисунок 2.2б). По составу отвечают эгирину и эгирин-авгиту, в них содержится до 0.9 мас. % TiO<sub>2</sub> и обнаружена постоянная примесь ZrO<sub>2</sub> (0,6-1,0 мас. %).

Состав слюд изменяется от аннита до флогопита. Для них характерны повышенные содержания TiO<sub>2</sub> (2.3-3.97 мас. %) и F (~6 мас. %).

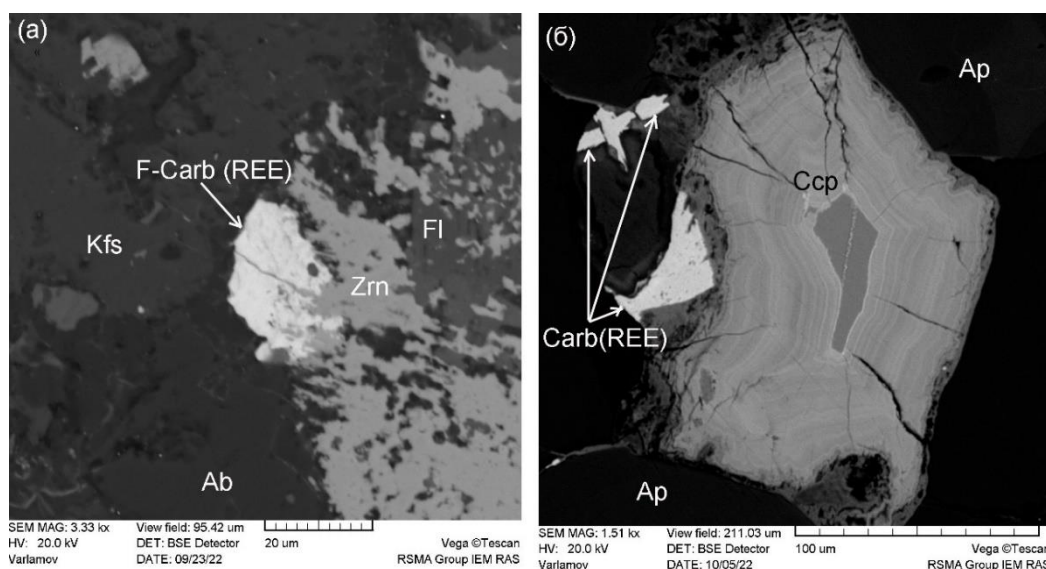
Магнетиты в породах редки, представлены небольшими гипидиоморфными зёрнами внутри агрегатов апатита и флюорита (рисунок 2.2а).

Наибольшим распространением пользуется титаномагнетит, который характеризуется низкими содержаниями  $MgO$  и  $Al_2O_3$ .

Ильменит наблюдается как в виде однородных гипидиоморфных и ксеноморфных зерен, так и в виде мелких закономерно ориентированных вростков, образованных в результате распада титаномагнетита (рисунок 2.2 б, в). Формы и размеры вростков ильменита в титаномагнетите различны. Чаще всего он образует пластинки, ориентированные параллельно плоскостям спайности магнетита с возникновением характерной решетчатой структуры распада. Ильмениту и в зернах, и в структурах распада присущи высокие содержаниями  $MnO$  (до 15 мас. %).

Минералы циркония в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива представлены бадделеитом и цирконом. Бадделеит образует мелкие ( $20 \times 10$  мкм) гипидиоморфные однородные зерна, граничащие с зернами ильменита и титаномагнетита (рисунок 2.2в). В его составе обнаружены примеси  $HfO_2$  (2.6-2.9 мас. %),  $TiO_2$  (0.6-1.5 мас. %),  $FeO$  (2.2 об. %). Циркон наблюдается в виде крупных ксеноморфных зерен, размером до  $400 \times 200$  мкм в сростках с ильменитом среди агрегатов флюорита, апатита и эгирина. Так же обнаружены цирконы, внутри которых присутствует ториацит (рисунок 2.2г). В составе циркона обнаружен  $HfO_2$  (0.57-1.53) мас. %. Сульфидные минералы представлены большей частью халькопиритом и сфалеритом.

Кроме того, в породах обнаружен редкоземельный фторкарбонат – бастнезит-(Ce), который присутствует в виде небольших ксеноморфных зерен неправильной формы (рисунок 2.3).



(а) – неоднородное по составу зерно РЗЭ- $F$ -карбоната – бастнезита; (б) – зерна РЗЭ-карбоната в измененном сульфиде. Ab – альбит, Ccp – халькопирит, Kfs – калиевый полевой шпат, Zrn – циркон, Fl – флюорит, Ap – апатит.

Рисунок 2.3 – Карбонаты в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива

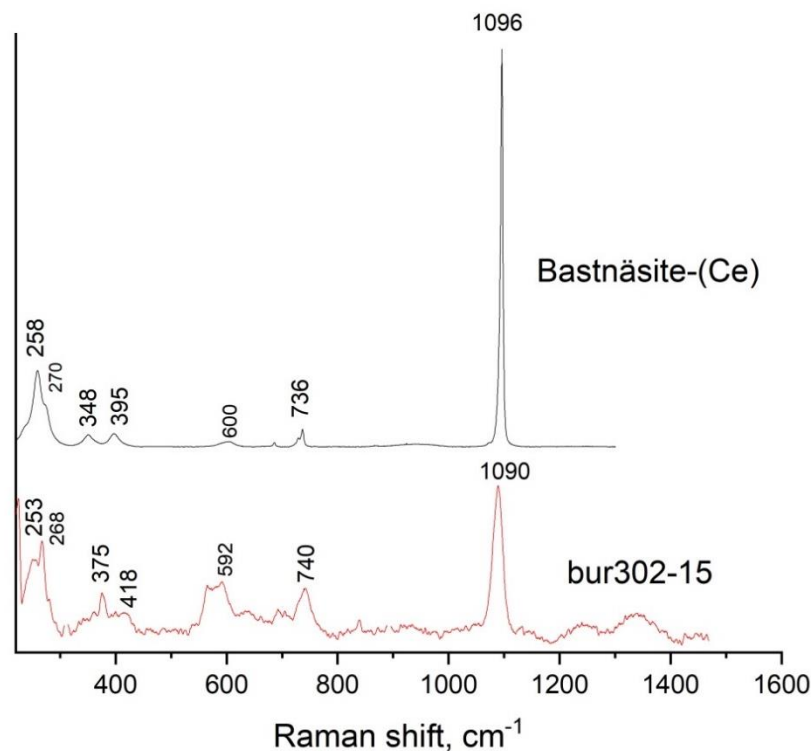


Рисунок 2.4 – КР-спектры РЗЭ-фторкарбоната из аншлифа Bur 302-15 и Бастнезита-(Ce) (**RRUFF ID: R060737**) из базы данных [rruff.info](http://rruff.info) для сравнения

Его состав характеризуется присутствием  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  (до 34,9 мас.%),  $\text{La}_2\text{O}_3$  (до 24,6 мас.%),  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (до 11,1 мас.%), F (до 5,3 мас.%), и  $\text{PbO}$  (до 7,3 мас.%), содержание Ca не превышает 2 мас. %.

Дополнительная диагностика этого минерала была проведена с использованием Рамановской спектроскопии. КР-спектры образцов снимались в ИЭМ РАН на установке, состоящей из спектрографа Acton SpectraPro-2500i с охлаждаемым до  $-70\text{ }^\circ\text{C}$  детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus с непрерывным твердотельным одномодовым лазером с длиной волны излучения 532 нм. Лазерный пучок фокусировался на образец при помощи объектива Olympus 50' в пятно диаметром  $\sim 5\text{ }\mu\text{m}$ . Интенсивность возбуждения непосредственно перед образцом составляла  $\sim 0.7\text{ мВт}$ . Время накопления сигнала составляло 360сек (3x120сек). Полученные спектры обработаны в программе Fytik 1.3.1.

На рисунке 2.4 представлены КР-спектры РЗЭ-фторкарбоната из аншлифа Bur 302-15 и бастнезита-(Ce) ( $\text{Ce}_{0.55}\text{Nd}_{0.27}\text{La}_{0.18}\text{CO}_3\text{F}_{1.00}$ ) из базы данных [rruff.info](http://rruff.info) для сравнения. На спектрах подписаны основные пики. Самый интенсивный пик 1090 и 1096  $\text{cm}^{-1}$  обусловлен симметричным валентным колебанием карбонатных групп  $\nu_1\text{ CO}_3^{2-}$ .



Минералы группы пирохлора в породах представлены первичным фторкальциопирохлором и вторичным оксиплюмбопирохлором.

**Карбонатиты** Бурпалинского массива по минеральному составу подразделяются на две группы: 1) кальцитовые, 2) брюстерит-кальцитовые.

Кальцитовые карбонатиты неравномернозернистые, состоят из кальцита (75 об. %), кварца (20 об. %) и пирита (5 об. %). Внутри кальцита присутствуют мелкие каплевидные включения флюорита, клинопироксенов, амфибола, и, предположительно, пиросмалита-(Mn).

Кальцит характеризуется постоянным присутствием небольшого количества SrO (0.4-0.6 мас. %) и MnO (0.13-0.26 мас. %). В отдельных зёрнах отмечается зональность, выраженная в уменьшении содержаний MnO от центра к краю.

Клинопироксены по составу отвечают диопсиду и феррогеденбергиту (по старой номенклатуре). Для всех клинопироксенов характерно повышенное содержание MnO (1.3-1.6 мас. %), в диопсиде, кроме того, присутствует  $Sc_2O_3$  (1.5 мас. %).

Пиросмалит-(Mn)  $((Fe,Mn)_8Si_6O_{15}(OH,Cl)_{10})$  – редкий Mn-Fe-силикат – присутствует в виде мелких пластинчатых зёрен внутри кальцита. Содержание хлора в нём достигает 5 мас. %. Это первая находка пиросмалита-(Mn) в такого рода породах. Ранее он был обнаружен только в полиметаллических и Fe-Mn рудах [22].

Пирит присутствует в виде идиоморфных кристаллов гексаэдрического облика, его состав отвечает стехиометричному.

В брюстерит-кальцитовых карбонатитах присутствуют такие типичные для карбонатитов минералы как эгирин, фторапатит, анкилит-(Ce), стронцианит, барит, пирит. Так и редкие минералы: уранинит ( $UO_2$ ), эльпидит ( $Na_2ZrSi_6O_{15} \cdot 3H_2O$ ), фторкафит ( $SrCa_5(PO_4)_3F$ ), неизвестный минерал, предположительно относящийся к группе лампрофиллита.

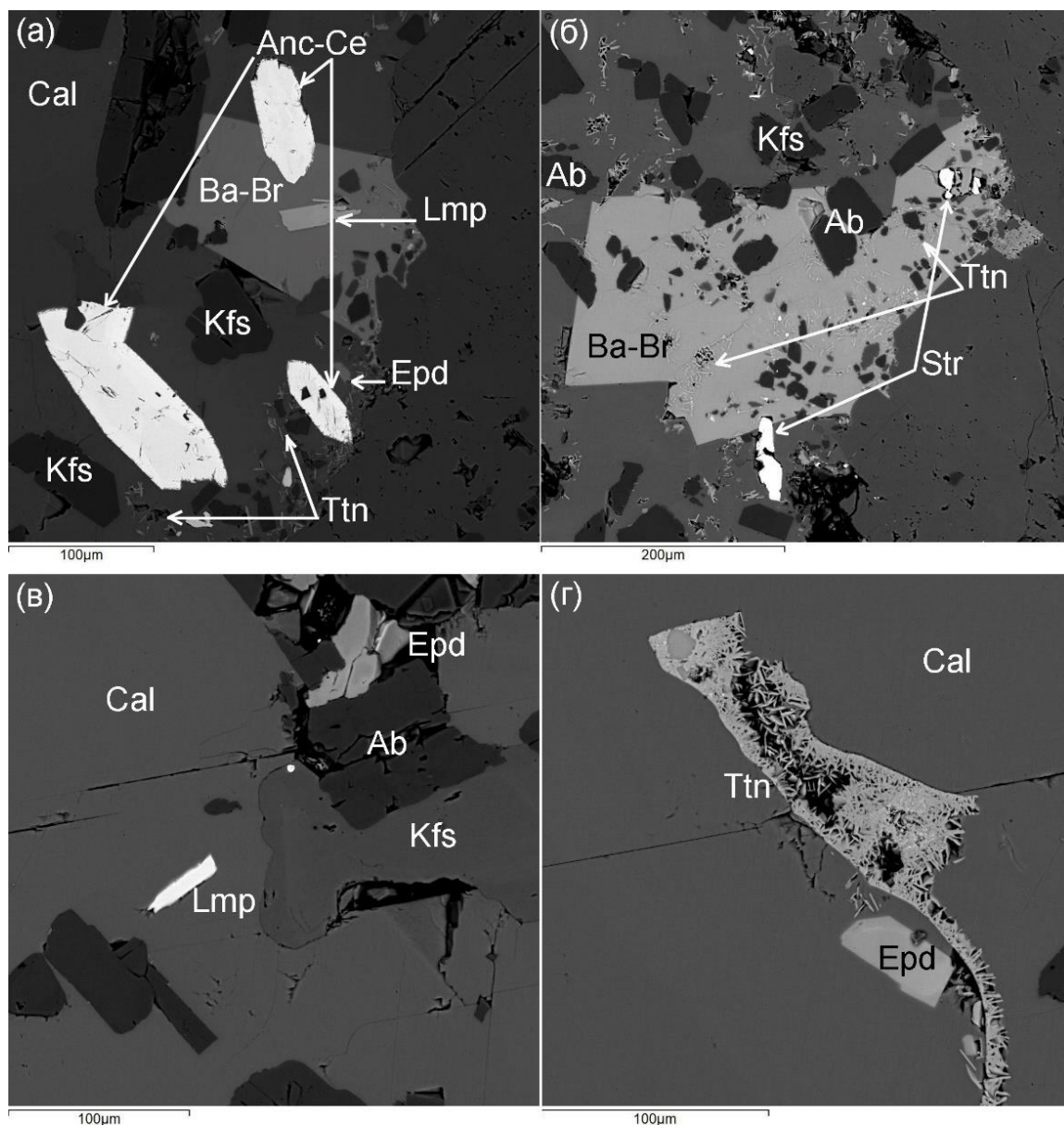
Ва-брюстерит наблюдается в виде однородных гипидиоморфных зёрен (рисунок 2.5 а, б) с вростками мелких кристаллов альбита, титанита и калиевого полевого шпата. Среднее содержание ВаО порядка 20 мас.%. Альбит присутствует в виде идиоморфных зёрен среднего размера (100×100 мкм) (рисунок 2.5 б, в).

Стронцианит встречается в виде мелких зёрен (рисунок 2б). Содержит в составе 58.2-62.3 мас. %  $Sr_2O_3$ .

Титанит образует сростки мелких игольчатых образований в кальците или Ва-брюстерите (рисунок 2.5 г). Обогащен  $Nb_2O_5$  до 4 мас.%.

Ce-анкелит образует средние (200×40 мкм) и мелкие (20×10 мкм) гипидиоморфные однородные зерна, граничащие с зёрнами Ва-брюстерита и титанта (рисунок 2.5 а). В его

составе обнаружены примеси SrO (13.08-16.5 мас. %), ThO<sub>2</sub> (0.45 мас. %), а также обогащен легкими лантаноидами (La~ 16.62 мас. %, Ce~24.37 мас. %, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>~ 2.01 мас. %).

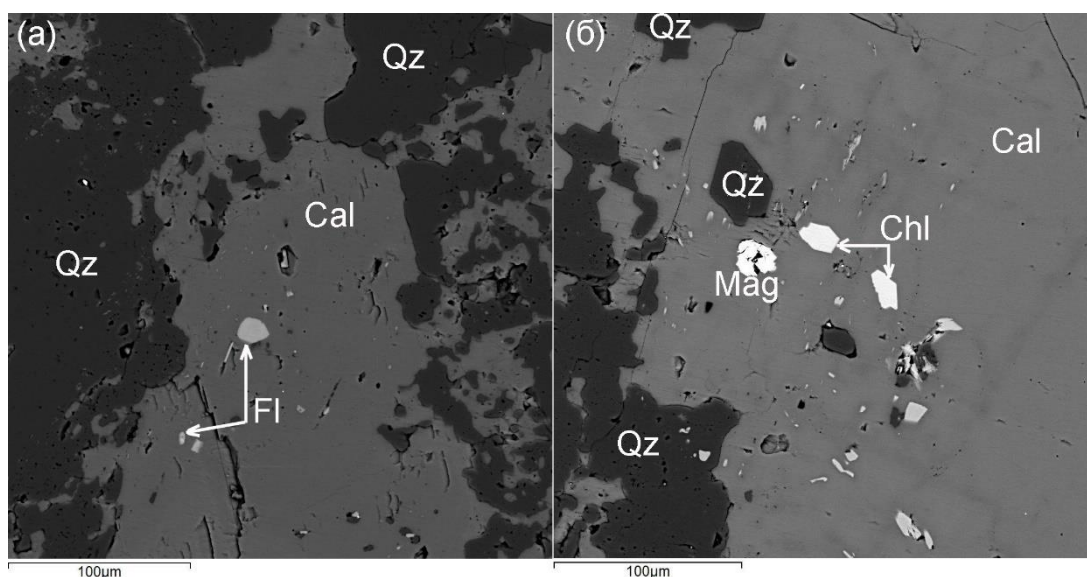


(а) – Ва-брюстерит в ассоциации с Се-анкилитом, лампрофиллитом и эльпидитом; (б) – зерна стронцианита, Ва-брюстерит с включениями альбита и титанита; (в) – лампрофиллит, эльпидит; (г) – игольчатый титанит, кристалл эльпидита. Ab – альбит, Anc-Ce – Се-анкилит, Ва- Br – Ва-брюстерит, Cal – кальцит, Epd – эльпидит, Kfs – К-полевоый шпат, Lmp – лампрофиллит, Str – стронцианит, Ttn – титанит.

Рисунок 2.5 – Характер взаимоотношений между минералами в брюстеритовых карбонатах Бурпалинского массива. Изображение СЭМ

Минералы группы лампрофиллита встречаются в виде мелких кристаллов в Ва-брюстерите и плагиоклазе (Рисунок 1а, в), в них присутствует ВаО (10,38 мас. %), MnO (24.98 мас. %), TiO<sub>2</sub> (16.95 мас. %), ZrO<sub>2</sub> (1,08 мас. %) и F (3.22 мас. %). Согласно

псевдобинарной фазовой диаграмме лампрофиллит Бурпалинского массива попадает в область ВаМп-титанита и образуется при температуре свыше 800 °С.



(а) – флюорит в ассоциации с кальцитом; (б) – взаимоотношения хлорита, магнетита и кварца с кальцитом. Cal – кальцит, Chl – хлорит, Fl – флюорит, Qz – кварц. Изображение СЭМ

Рисунок 2.6 – Характер взаимоотношений между минералами в кальцитовых карбонатитах Бурпалинского массива

### 2.1.3 Модель образования апатит-флюоритовых пород и карбонатитов

#### Бурпалинского массива

Проведенные исследования апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива подтверждают магматическую природу их образования и генетическую связь с более поздними образованиями (карбонатитами), и позволяют, как и предполагалось ранее, рассматривать их в качестве аналогов фоскоритов. Главным отличием от типичных фоскоритов является отсутствие оливина и достаточного количества карбонатов, вместо них в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива присутствуют щелочные клинопироксены и флюорит.

Фоскориты, как уже упоминалось ранее, своеобразные магнетит-apatит-силикат±карбонатные породы, тесно ассоциирующие с карбонатитами. Однако из 530 карбонатитовых комплексов фоскориты обнаружены только в 20 [18]. Если в Кольской щелочной провинции фоскориты распространены относительно широко [21], то на юге Сибири они известны только в Арбарастахском массиве [23].

Рассматривая особенности состава минералов апатит-флюоритовых пород, можно отметить, что по сравнению с фоскоритами Арбарастахского массива [23], апатиты в Бурпалинском массиве характеризуются более высокими содержаниями SrO, и редкоземельных элементов, а также в них отмечается присутствие тория. Состав

бадделеита в Бурпалинском массиве сопоставим с таковым из фоскоритов Арбарастахского массива по уровню содержаний  $\text{HfO}_2$ , однако отличается от бадделеитов из фоскоритов Ковдорского массива, для которых характерна постоянная примесь Sc [21].

Общие тенденции изменения составов апатит-флюоритовых пород и карбонатитов, характер зональности минералов в них свидетельствует об определяющей роли фракционной кристаллизации при их образовании. Можно предположить, что апатит-флюоритовые породы и карбонатиты являются производными двух дифференцированных магм – порций исходной обогащенной фосфором и фтором карбонатитовой магмы.

Параллельная дифференциация этих двух расплавов скорее всего включала помимо фракционной кристаллизации и процессы жидкостной несмесимости. Разделение «фоскорита» и карбонатита по несмесимости из общей родительской магмы может произойти из-за снижения температуры и/или давления во время подъема [24].

## **Раздел 3 Карбонатиты Алданской щелочной провинции**

### **3.1 Карбонатиты массива Укдуска**

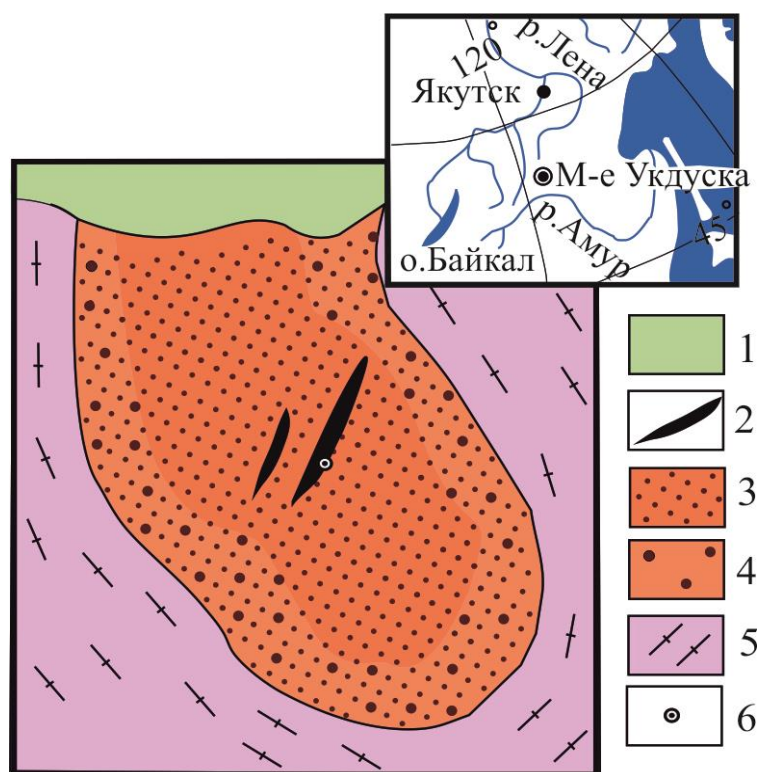
#### **3.1.1 Основные черты геологического строения массива Укдуска**

Юго-восточная часть Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита известна как одна из немногочисленных провинций проявления древнейшего щелочного магматизма калиевой и ультракалиевой специализации [25]. В пределах этой провинции обнаружены несколько относительно небольших массивов, сложенных калиевыми и ультракалиевыми породами, которые являются возрастными и геохимическими аналогами позднеархейских щелочных калиевых пород Канадского щита и западной части Гренландии (например, [26, 27, 28, 29] – ссылки см. Табунс и др., 2004 [25]). Массивы щелочных калиевых пород и вмещающие их породы прорывают многочисленные дайки и жильные тела шонкинитов, меласиенитов, лейкосиенитов, гранитов, оливиновых лампроитов и карбонатитов.

Массив Укдуска, к которому приурочено одноименное крупное месторождение апатита, является наиболее типичным и хорошо изученным массивом раннедокембрийских калиевых и ультракалиевых пород юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока. Геологическое строение этого массива и геохимические особенности слагающих его пород детально описаны в [25, 30, 26]. Большая часть массива, размеры которого составляют 3×2 км, сложена породами расслоенной серии, представленными биотитовыми пироксенитами, шонкинитами и сиенитами с линзами карбонатитов (рисунок 3.1). Он прорывает позднеархейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса с возрастом 3.0 - 3.2 млрд лет [31].

В пределах массива Укдуска закартированы многочисленные дайки и жильные тела шонкинитов, меласиенитов, лейкосиенитов, гранитов, оливиновых лампроитов и карбонатитов [32]. В качестве объекта для геохронологических исследований выбрана «комбинированная» дайка, сложенная ритмично чередующимися тонкими «зонами» пироксеновых сиенитов и карбонатитов. Она пересекает биотитовые пироксениты рассматриваемого массива, а слагающие ее породы не обнаруживают каких-либо признаков наложенных структурно-метаморфических преобразований. Главными минералами карбонатитов являются кальцит, апатит, пироксен и гранат; акцессорные минералы представлена цирконом и монацитом [30].

Для сиенитов этого массива получена оценка возраста  $2719 \pm 14$  млн лет (U-Pb метод по циркону (ID TIMS) [25]). По данным [27], породы массива метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Возраст этого метаморфического события находится в интервале 1891-1899 млн лет (U-Th-Pb метод по циркону (SIMS) [27]).



1 - аллювиальные четвертичные отложения; 2 - дайки ритмично чередующихся пироксеновых сиенитов и карбонатитов; 3 - апатит-биотитовые пироксениты и их амфиболизированные разновидности с маломощными "прослоями" и линзами сиенитов; шонкинитов; 4 - щелочно-полевошпатовые сиениты, шонкиниты и их метаморфизованные разновидности с "прослоями" и линзами пироксенитов; 5 - биотит-амфиболовые плагиогнейсы олекминского комплекса; 6 - место отбора проб ХН-205 и ХН-206.

Рисунок 3.1 – Схема геологического строения массива Укдуска

### 3.1.2 Геохронологические исследования карбонатитового комплекса массива

#### Укдуска

Отбор микронавесок граната для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований осуществлялся вручную с визуальным контролем однородности выбранных фрагментов кристаллов граната. Предварительная подготовка микронавесок граната для геохронологических исследований, разложение проб и последующее химическое выделение Pb и U осуществлялось в соответствии с методиками, описанными в [33]. Определение изотопного состава Pb и U в гранате выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах "PbDat" [34] и "ISOPLOT" [35]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [36]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [28]. Все ошибки приведены на уровне 2 σ.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Th-Pb (LA-ICP-MS) «скрининговые» геохронологические исследования циркона выполнены с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR, по методике описанной в [29]. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 [37]. Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (Harvard 91500:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  –  $1066.01 \pm 0.61$  млн лет,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $1063.51 \pm 0.39$  млн лет; Plešovice:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $337 \pm 2$  млн лет) [38]. U-Th-Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [39]. Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb [40]. Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе "ISOPLOT" [35]. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (PeakAges) [41] принимались во внимание только конкордантные оценки возраста.

Гранат из дайки карбонатитов массива Укдуска (рисунок 3.2) представлен зернами желто-коричневого цвета. Его состав соответствует ряду андрадит (67 - 95%) - гроссуляр (1 - 20%) с примесью титана (до 2 вес. %  $\text{TiO}_2$ ) и марганца (до 1.7 вес.%  $\text{MnO}_2$ ). Отмечается присутствие твердофазных карбонатных, а также водно-солевых включений, расположенных преимущественно по зонам роста.

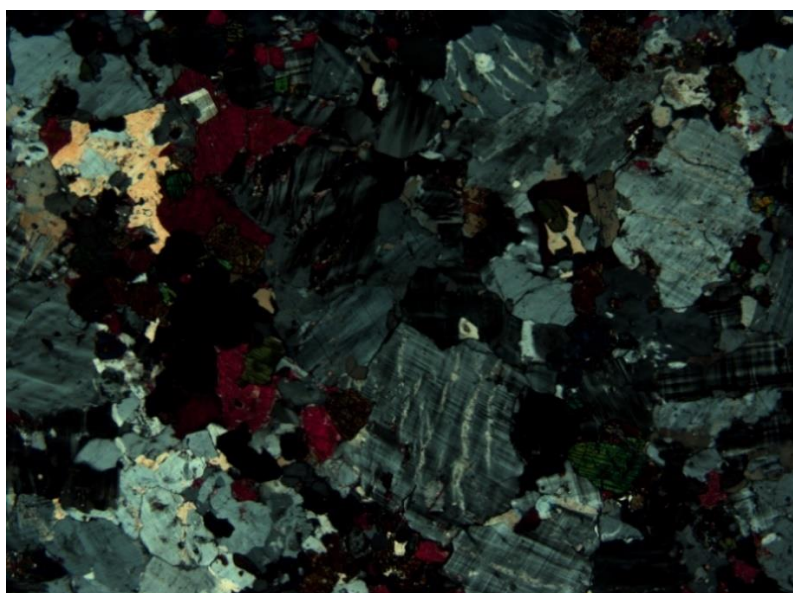


Рисунок 3.2 – Микрофотография шлифа карбонатитов массива Укдуска (проба Хн-205 \* 2, поляризаторы скрещены)

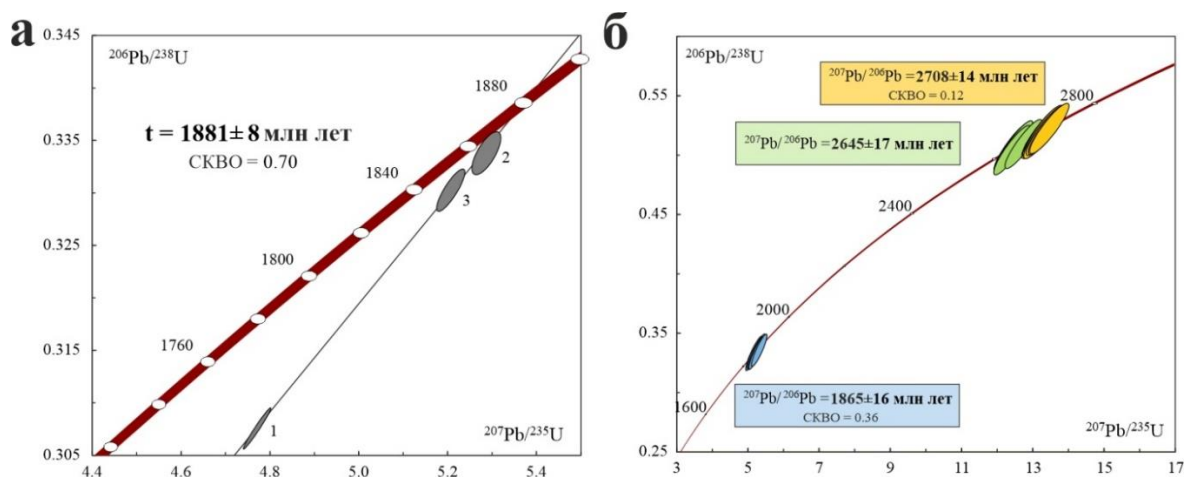
Геохронологические U-Pb (ID-TIMS) исследования проведены для трех микронавесок граната (таблица 1). Содержание урана в гранате изменяется в пределах 4.21 - 5.47 мкг/г, доля обыкновенного свинца не превышает 13%. Как видно на рисунке 3.3, на диаграмме с конкордией точки изотопного состава граната располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $1881 \pm 8$  млн лет (СКВО - 0.70).

Таблица 1 - Результаты U-Pb изотопных исследований граната (проба ХН-205)

№	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ b	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{P}$ b <sup>a</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{P}$ b <sup>a</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{P}$ b
1	1.21	1.5	4.21	0.09	361.4 3	0.1125±1	0.1120±1	4.7699±25 5	0.3076±1 6	0.98	1780±9	1729±9	1840± 2
2	0.87	1.8	4.37	0.13	258.2	0.1148±2	0.0337±1	5.2860±13 8	0.3338 ±5	0.71	1867±5	1857±3	1877± 3
3	0.91	2.2	5.47	0.13	280.0	0.1143±2	0.0211±1	5.2058±17 9	0.3303 ±9	0.85	1854±6	1840±5	1869± 3

Примечания: а изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; Pbc - обычный Pb; Pbt - общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Циркон, выделенный из карбоната, представлен субдиформными кристаллами призматического габитуса. Скульптура граней некоторых кристаллов характеризуется блочным строением. Кристаллы циркона, как правило, трещиноваты, непрозрачны, окрашены в темно-вишневый цвет. Их строение характеризуется присутствием зональных ядер коричневой окраски, имеющих низкое двупреломление и пониженную интенсивность люминесценции. Ядра «окружены» оболочками, которые условно можно отнести к двум генерациям.



Номера точек (а) соответствуют порядковым номерам в табл. 1.



Рисунок 3.3 – Диаграммы с конкордией для граната (проба ХН-205) (а) и циркона (проба ХН-206) (б) из жильного карбонатита массива Укдуска

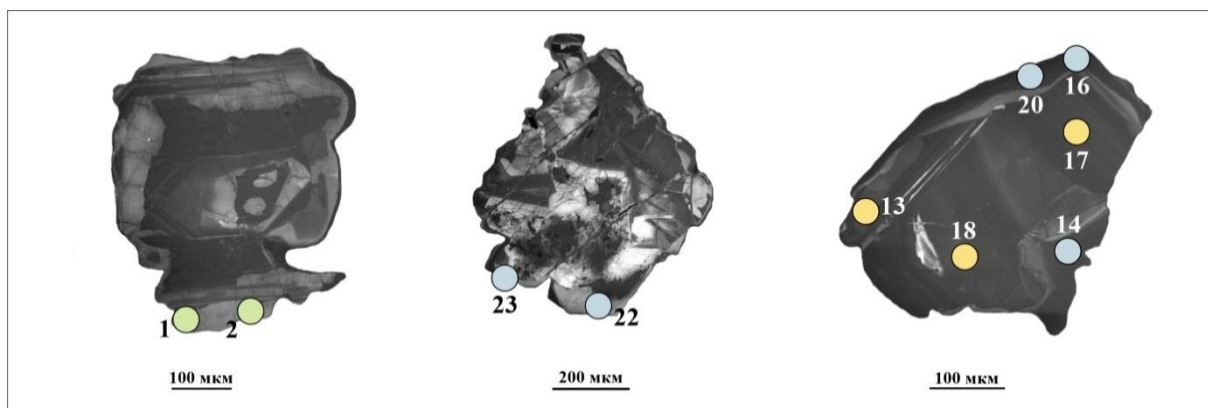


Рисунок 3.4 – Микрофотографии циркона из пробы ХН-206 выполненные в режиме катодолюминисценции на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3

Оболочки первой генерации отличаются светло-розовой окраской, трещиноваты, слабозональны, имеют нормальное двупреломление и высокую интенсивность люминесценции. Оболочки второй генерации имеют темно-вишневый цвет, незональны и характеризуются низкой интенсивностью люминесценции (рисунок 3.4).

U-Th-Pb (LA-ICP-MS) исследования были выполнены для центральных и краевых зон зерен циркона (табл. 1). Средние значения возраста ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) ядер составляет  $2708 \pm 14$  млн лет (СКВО=0.36), оболочек первой генерации -  $2645 \pm 17$  млн лет, и, наконец, оболочек второй генерации -  $1865 \pm 16$  млн лет (СКВО=0.36).

Представленные результаты U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований граната и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) «скрининговых» геохронологических исследований циркона из жильного тела карбонатитов, прорывающего позднеархейские щелочные калиевые породы массива Укдуска, свидетельствуют о том, что они имеют раннепротерозойский возраст -  $1881 \pm 8$  млн лет. Ядра циркона позднеархейского возраста, присутствующего в жильных карбонатитах, очевидно, были захвачены из вмещающих пород, а непосредственно с кристаллизацией карбонатитового расплава связано образование на них оболочек с возрастом 1880-1890 млн лет.

Таким образом, в юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока можно выделить два этапа формирования раннедокембрийских карбонатитов. К первому из них относится образование карбонатитов, связанных с проявлениями позднеархейского щелочного магматизма калиевой и ультракалиевой специализации с возрастом  $2719 \pm 14$  млн лет [25]. Карбонатиты второго этапа образуют дайковые и жильные тела, становление которых произошло в раннем протерозое ( $1881 \pm 8$  млн лет). Обращает на себя внимание, что возраст этих карбонатитов совпадает с возрастом карбонатитов Селигдарского месторождения апатита, расположенного в центральной части Алданского щита ( $1880 \pm 13$

млн лет, U-Th-Pb метод по циркону (SIMS) [42]. Следует также отметить, что для апатита из рудоносных пироксенитов массива Укдуска получена оценка возраста  $1850 \pm 20$  млн лет (U-Pb метод по апатиту (TIMS) [43]), что, казалось бы, противоречит данным об его позднерехейском возрасте. Однако, как известно, температура закрытия U-Pb системы в апатите находится в диапазоне  $450\text{--}500$  °C [44]. Это позволяет предполагать, что она могла быть «переуравновешена» в ходе проявления более поздних эндогенных процессов, например, наложенного на щелочные породы массива Укдуска метаморфизма амфиболитовой фации с возрастом 1891-1899 млн лет [27] или еще более поздних термальных процессов, связанных с формированием раннепротерозойских карбонатитов.

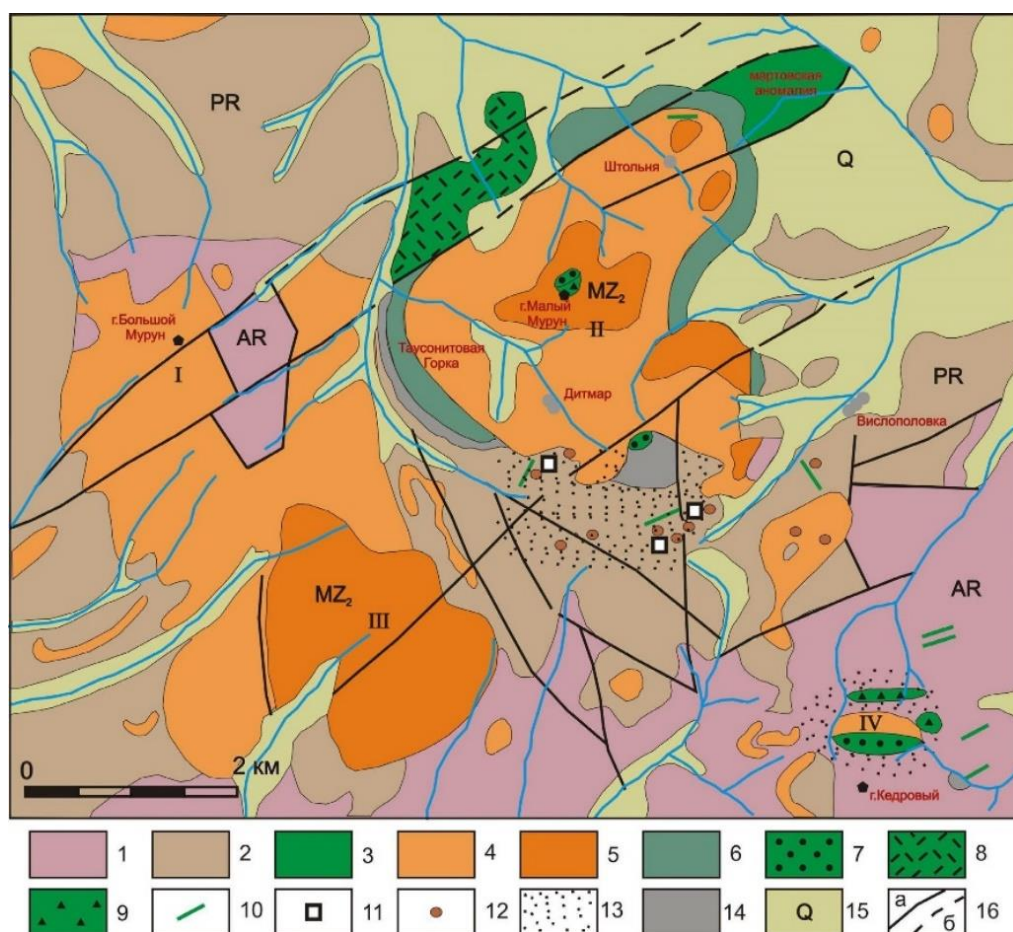
## **3.2 Карбонатиты Мурунского массива**

### **3.2.1 Основные черты геологического строения Мурунского массива**

Мурунский массив расположен на северо-западном замыкании Алдано-Станового щита, где гнейсы, гранитогнейсы и кристаллические сланцы фундамента перекрываются пологозалегающими терригенными и карбонатными породами платформенного чехла. Эрозионным уровнем на современной поверхности вскрыты два выхода мезозойских щелочных пород, которые в литературе обычно называются Большемурунским и Маломурунским массивами (рисунок 3.5). Их общая площадь составляет  $150 \text{ км}^2$ , возраст 145 млн лет [45].

В составе массива выделяется расслоенный комплекс [46, 45], состоящий из биотитовых пироксенитов, К-ийолитов, лейцитовых шонкинитов и кумулятивных оливин-шпинелиевых и оливин-пироксен-монтichelлит-слюдистых пород. Главная фаза сложена горизонтально расслоенным комплексом различных псевдолейцитовых, КПШ-кальсилитовых, биотит-пироксен-калишпатовых сиенитов, кристаллизация которых заканчивается кварцевыми сиенитами, дайками и штоками щелочных гранитов. Вулканическая фаза представлена расслоенными потоками лейцитовых мелафонолитов, лейцититов, лейцитовых лампроитов, с участками их туфолав и туфобрекчий. Дайковый комплекс этой фазы представлен лейцитовыми тингуаитами, рихтерит-санидиновыми лампроитами, трахит-порфирами, сиенит-порфирами и эвдиалитовыми луявритами. Поздняя фаза состоит из расслоенного комплекса калиевых силикатно-карбонатных пород, из которых наибольший интерес представляют бенстонитовые, кальцитовые, и кварц-кальцитовые карбонатиты, а также силикатные чароитовые породы. Силикатно-карбонатные и чароитовые породы локализуются в юго-западной части Маломурунского массива, их ареал распространения охватывает площадь не более  $10 \text{ км}^2$ . Чароитовые породы и карбонатиты образуют шпировые обособления, и дайковые тела во вмещающих

их пироксен-полевошпатовых породах, которые ранними исследователями считались фенитами.



Номенклатура свит дана по Государственным Геологическим Картам третьего поколения (<http://webmapget.vsegei.ru>). 1 – гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы олекминской серии (AR<sub>1</sub><sup>2</sup>ol). 2 – аргиллиты, мергели торгинской свиты (RF<sub>3</sub>tr), кварциты, песчаники, доломиты сеньской свиты (RF<sub>3</sub>sn). 3 – 14 мурунский щелочной комплекс, в т.ч. Большемурунский (I), Маломурунский (II), Дагалдынский (III), Кедровый (IV): 3 – шонкиниты, авгитовые сиениты; 4 – щелочные сиениты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – меланократовые сынныриты, сынныриты, якутиты, ийолиты, фергуситы кольцевой интрузии; 7 – полевошпатовоэгириновые породы и эгиринолиты; 8 – трахиты, фоиолиты, лейцит-порфиры, туфолавы; 9 – эруптивные брекчии; 10 – дайки псевдолейцитовых порфиров, грорудитов, калиевых щелочных минетт; 11 – проявления карбонатитов, торголитов; 12 – коренные проявления чароитовых пород; 13 – поля интенсивной фенитизации силикатных пород; 14 – скарны и скарнированные породы. 15 – рыхлые четвертичные отложения. 16 – тектонические нарушения: а – установленные; б – предполагаемые.

Рисунок 3.5 – Схема строения Мурунского вулканно-плутонического комплекса пород. Составлена по материалам [47]

Особенностью кварц-кальцитовых карбонатитов является закономерное графическое срастание кварца и кальцита (рисунок 3.6), в текстурном отношении аналогичное графическому срастанию кварца и микроклина в гранитных пегматитах.

Кварц-кальцитовые карбонатиты характеризуются постоянным соотношением главных породообразующих минералов – кварца и кальцита, соответственно 2/3 и 1/3. Предполагается что это связано с эвтектоидным составом кристаллизующегося расплава.



Рисунок 3.6 – Коренное обнажение графических кварц-кальцитовых карбонатитов (1), кварц- кальцитовая графика (2), кальцит прокрашен

Из других минералов присутствуют ортоклаз, эгирин-авгит, делиит ( $K_2ZrSi_6O_{15}$ ), а также сульфиды - пирротин, пирит, халькопирит, галенит.

Магматические породы Мурунского массива по многочисленным тектоническим зонам и трещинам, подвержены интенсивному воздействию гидротермальной стадии, которая проявлена в сульфидизации и окварцевании пород массива. С гидротермальными процессами связаны рудопроявления Cu, Pb, Zn, Au, Ag, U, Mo, Nb, Ti. Кровля силикатно-карбонатного комплекса сложена скарноподобными породами тетраферрифлогопит-К-рихтерит-кальцитового состава, которые возможно образовались по доломитам, вмещающими массив. Эти породы некоторыми авторами так же относятся к карбонатитам [48].

### 3.2.2 Состав флюидных и расплавных включений

В результате изучения основных породообразующих минералов карбонатитов Мурунского массива установлено, что кальцит содержит многочисленные минеральные, газовые и двухфазные флюидные включения, генезис и сохранность, которых определить затруднительно, поэтому, исследованиям подверглись флюидные включения, обнаруженные в кварце и в делиите. Расплавные включения обнаружены в пироксене с температурой кристаллизации около 700 °С. Кварц содержит первичные кристалло-флюидные, а также газовые, двухфазные флюидные включения. Первичные кристалло-флюидные включения характеризуются формой близкой к сферической и содержат кристаллическое минеральное вещество и пустоту, заполненную газом и порцией водно-солевого флюида (рисунок 3.7).

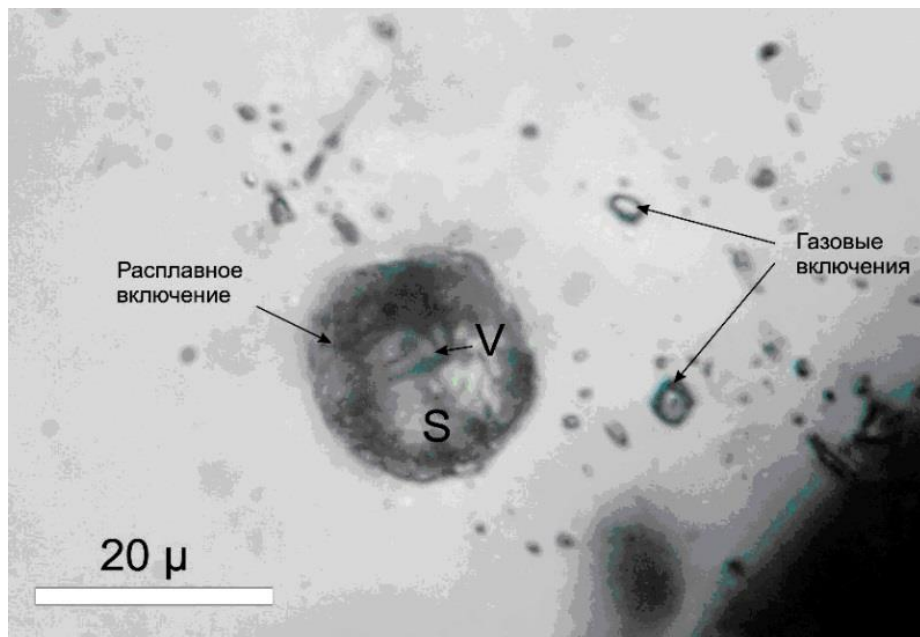


Рисунок 3.7 – Первичное кристалло-флюидное включение в кварце, в ореоле сопутствующих ему газовых включений. Указаны газовая (V) и минеральные (S) фазы расплавного включения

Кристалло-флюидные включения сопровождаются ореолом мелких темных вторичных газовых включений, образование которых связано с разгерметизацией таких включений после захвата и утечкой из них флюидной фракции. Остальные газовые и двухфазные флюидные включения отчетливо располагаются по системам трещин и являются вторичными (рисунок 3.8).

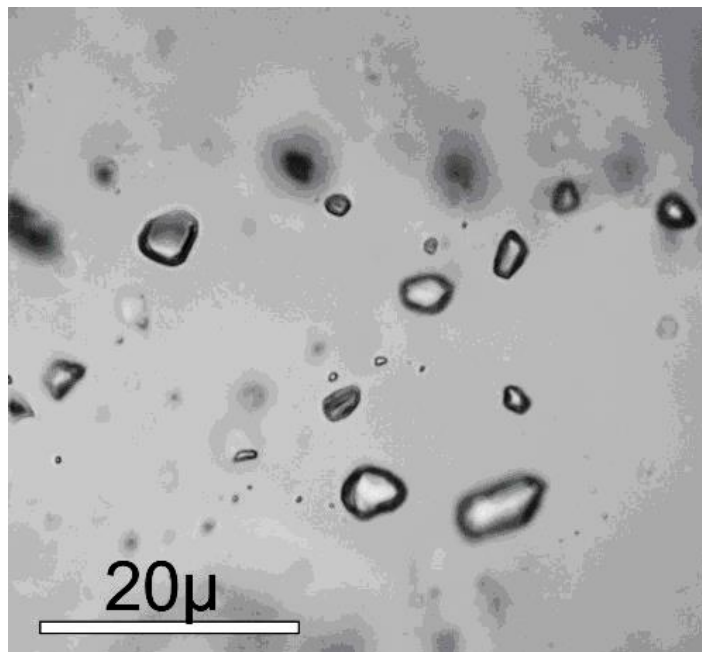


Рисунок 3.8 – Газовые флюидные включения в кварце

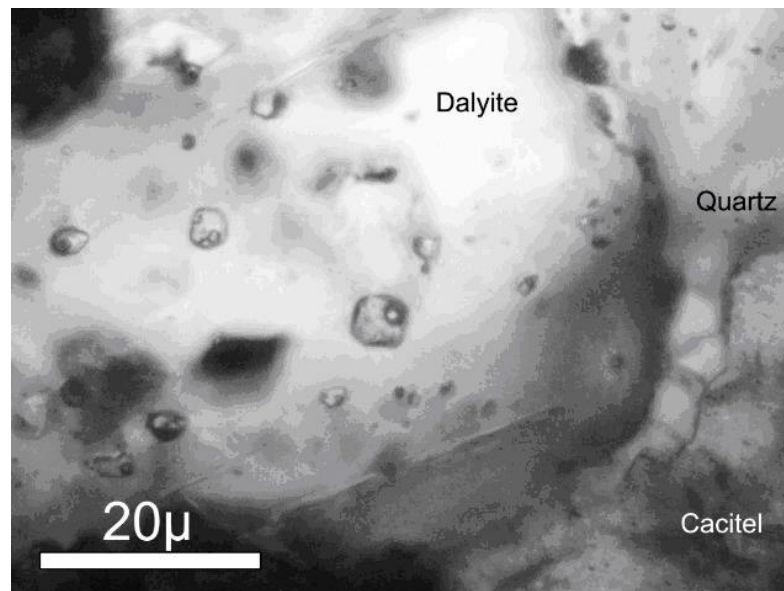
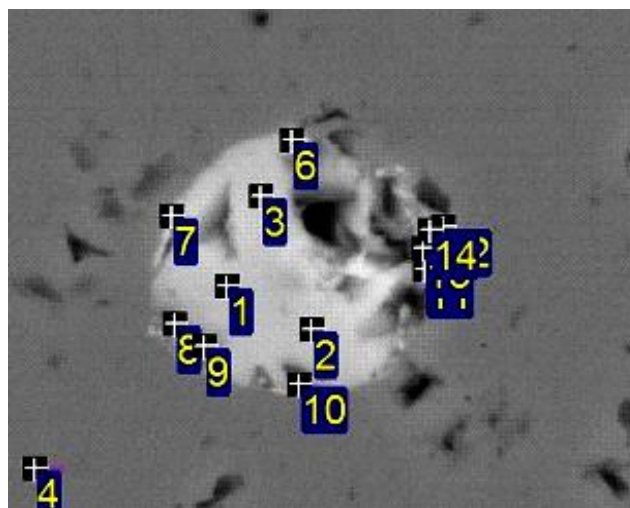


Рисунок 3.9 – Первичные многофазные флюидные включения в зерне делиита ( $K_2ZrSi_6O_{15}$ )

В водяно-прозрачных кристаллах делиита ( $K_2ZrSi_6O_{15}$ ) были обнаружены первичные многофазные флюидные включения, в которых наблюдаются пузырек газа, водно-солевой раствор и тонкозернистый агрегат солей (рисунок 3.9). Присутствие такого сообщества первичных флюидных включений в минералах кварц-кальцитовых карбонатитов позволяет предполагать гетерофазное состояние минералообразующей среды при их кристаллизации.

**Термомикрометрия.** При нагревании кристалло-флюидные и некоторые газовые включения декрипитируют в интервале температуры от 450 до 550 °С. Довести кристалло-флюидные включения в кварце и многофазные в делиите до полной гомогенизации не удавалось. Глубокое охлаждение (-195 °С) газовых включений, сопутствующих кристалло-флюидным, вызывает конденсацию жидкости появление в ней газового пузырька. Гомогенизация происходит в жидкость в интервале температуры от -86,5 до -95°С, плотность газа в таких включениях с учётом данных по составу газовой фазы составляет около 0,22 г/см<sup>3</sup>. В глубоко охлажденных вторичных газовых включениях в кварце появляется кайма жидкости, которая гомогенизируется в газовую фазу при температуре от -89 до 91 °С, плотность газовой смеси в таких включениях составляет 0,08 г/см<sup>3</sup>. Многофазные включения в делиите содержат газ, который сжижается при охлаждении и гомогенизируется в газовую фазу при температуре от -95 до -89°С, плотность газовой фазы оценивается в 0,085 г/см<sup>3</sup>. Давление, при котором происходила частичная разгерметизация первичных кристалло-флюидных включений, составляет величину около 120 Мпа, учитывая плотность газовой фазы. Вторичные газовые включения могли быть захвачены при давлении порядка 36 Мпа.



Изображение СЭМ

Рисунок 3.10 – Положение точек анализа кристалл-флюидных включений (таблица 1)

**Электронная сканирующая микроскопия.** Результаты изучения фаз сферического кристалло-флюидного включения методом электронной сканирующей микроскопии показали, что твердые фазы представлены Ti-Nb-U содержащими силикатными фазами (рисунок 3.10). Пересчет результатов анализа на формульные единицы позволяет определить твердые фазы включения как даванит  $K_2TiSi_6O_{15}$  (анализы 1-3, таблица 2), а также как минеральные фазы, аналогичные К-батиситу  $KNaBaTiSi_4O_{15}$ , либо шербаковиту  $BaKNaTi_2(Si_4O_{12})O_2$ , но содержащие Ca вместо Ba (анализы 5-9, таблица 1).

Таблица 2 - Результат анализа кристалло-флюидного включений, пересчитанный на окисный компонентный состав

Спектр	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	UO <sub>2</sub>	Total
1		66,38	16,55		14,5	0,26		97,69
2		67,43	16,8		14,76	0		99
3		69,08	15,58		14	0		98,65
4		100,16						100,16
5	1,09	42,04	0,75	4,7	9,54	23,42	18,75	100,29
6	0,85	66,34	2,28	0,17	32,71	0,46		102,8
7	0,69	62,19	5,04	0,11	31,14	0,49		99,65
8	0,55	75,97	2,55	0,13	20,63			99,83

КР-спектры твердых фаз кристалло-флюидных включений содержат полосу 526 см<sup>-1</sup> характерную для делеита ( $K_2ZrSi_6O_{15}$ ), присутствующего в минеральном составе кварц-кальцитовой графики (рисунок 5). Однако анализ состава твердых фаз включения показывает отсутствие циркония. Пересчет результатов анализа на формульные единицы позволяет определить твердые фазы включения как даванит  $K_2TiSi_6O_{15}$  (анализы 1-3,

таблица 3), а также как минеральные фазы, аналогичные К-батиситу  $\text{KNaBaTiSi}_4\text{O}_{15}$ , но содержащие некоторое количество Са вместо Ва (анализы 5-9, таблица 2). В составе включения не было обнаружено серы, тем не менее на КР-спектрах присутствуют характерные для сульфатов полосы - сильная  $993\text{ см}^{-1}$ , а также слабые в интервале  $620\text{-}650\text{ см}^{-1}$ . Можно предполагать, что хорошо растворимая сульфатная фаза, содержащаяся во включениях, была утеряна в процессе вывода включения на поверхность препарата, хотя шлифовка и полировка производились с применением безводных абразивных материалов. Газовая фаза кристалло-флюидных включений представлена смесью  $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2$ , состав сопутствующих газовых включений представлен  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2\text{S}$  (таблица 3).

Таблица 3 - Результаты КР-спектроскопического анализа газовой фазы включений в минералах кварц-кальцитовых карбонатитов

	$\text{CO}_2$	$\text{N}_2$	$\text{H}_2\text{S}$	$\text{CH}_4$	$\text{C}_2\text{H}_6$	$\text{C}_3\text{H}_8$	$\text{H}_2$
1-8 1g	8,1	22,2	1,3	68,4	0,0	0,0	0,0
1-8 m1g	30,7	21,8	0,0	9,8	0,0	0,0	37,7
1-8 2g	10,1	23,5	1,0	65,4	0,0	0,0	0,0
1-8 m2g	27,1	26,5	0,0	7,1	0,0	0,0	39,2
1-8 3g	9,9	14,8	0,7	74,6	0,0	0,0	0,0
1-8 m3g	33,2	23,6	0,0	10,6	0,0	0,0	32,6
1-8 2g	0,0	34,3	0,0	65,7	0,0	0,0	0,0
1-8 5g	0,0	8	0,0	92	0,0	0,0	0,0
1-8 6g	0,0	21,4	0,0	78,6	0,0	0,0	0,0
1-8 7g	0,0	11,9	0,0	88,1	0,0	0,0	0,0
1-8 8g	0,0	5,2	0,0	94,8	0,0	0,0	0,0
1-8 6Dltg*	0,0	0,0	8,6	91,4	0,0	0,0	0,0
1-8 7 Dltg	0,0	11,0	0,0	82,0	4,6	2,3	0,0
1-8 7 Dltg V	0,0	6,3	0,0	87,8	4,0	1,9	0,0
1-8 8 Dltg V	0,0	22,4	0,0	72,9	3,4	1,2	0,0
1-8 9 Dltg V	0,0	25,0	0,0	71,0	3,2	0,8	0,0

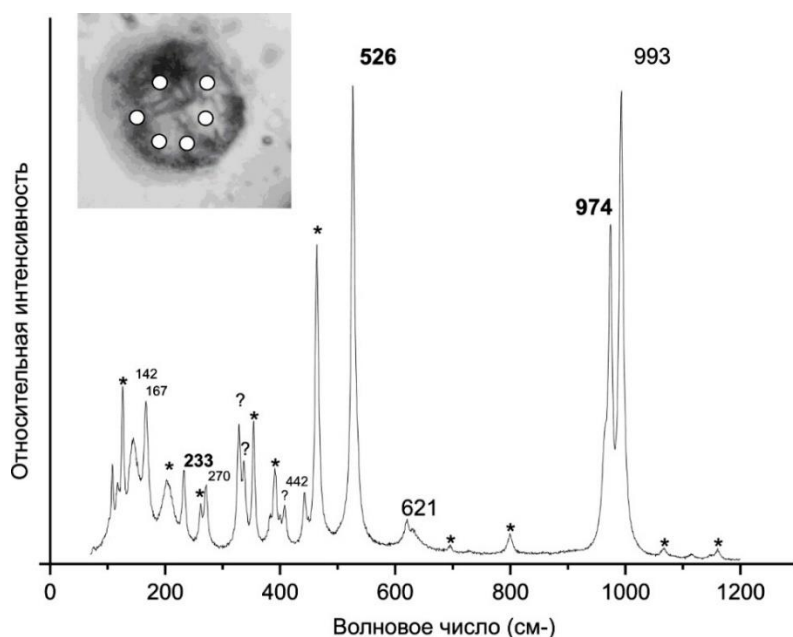
Примечания: включения в делиите  $\text{K}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}$ .

Происхождение подобных включений можно связать с захватом частичек твердых минеральных фаз в комбинации с каплей сульфатного флюида, не смотря на их сферическую форму и сходство с расплавленными. Сферическая форма включений объясняется эффектом смачивания жидким флюидом минеральных частичек, взвешенных в карбонатитовом расплаве.

В многофазных включениях, обнаруженных в делиите, установлены тенардит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ), трона ( $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и натрон ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) (рисунок 3.11). Кроме того, на КР-спектрах присутствуют полосы, относящиеся к углероду различной степени упорядоченности, и многоатомным углеводородам (рисунок 5, полосы  $1353$  и  $1605\text{ см}^{-1}$ ) [49, 50, 51, 52, 53, 54]. Эффект сильной люминесценции, возникающий при анализе



некоторых флюидных включений, свидетельствует о вероятном присутствии битуминозных или нефтеподобных веществ.



Указаны идентифицированные газы и минеральные фазы и частоты их спектральных полос: газовая фаза (а); раствор с кашеобразной смесью твердых фаз (б, в).

Рисунок 3.11 – КР-спектры многофазного включения в зерне делиита ( $K_2ZrSi_6O_{15}$ )

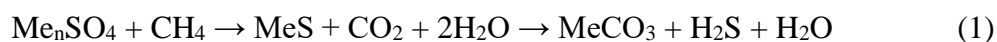
Газовая фаза таких включений содержит  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $C_2H_6$  и  $C_3H_8$ . Водно-солевой раствор содержит ион  $HS^-$ . Вторичные газовые включения в кварце содержат  $N_2$  и  $CH_4$ . В некоторых вторичных газовых включениях так же фиксируются признаки присутствия неупорядоченного углерода.

В результате проведенных исследований в кварце и делиите кварц-кальцитовых карбонатитов с графической структурой установлено, что первичные кристалло-флюидные и флюидные включения содержат сульфаты, разупорядоченный углерод и углеводороды, которые представлены широкой гаммой органических соединений от битума до метана, а также в некоторых случаях свободный  $H_2$ . Водно-солевые растворы включений содержат, главным образом хлориды и гидрокарбонат натрия. Примечательно, что  $SO_4^{2-}$  не обнаружен в составе раствора многофазных и двухфазных включений и весь оказывается связанный в твердых сульфатных фазах.

Ассоциация сульфата и углеводородов в условиях низких температур является вполне устойчивой равновесной системой, примером тому могут быть сульфатные нефтяные воды, сосуществующие с углеводородами.

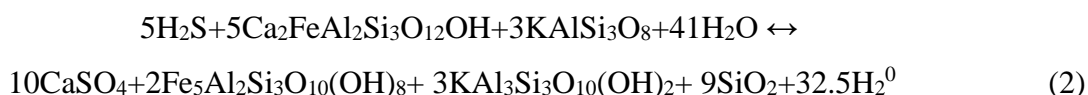
Один из вариантов объяснения обнаруженной ассоциации восстановительных газов. При высокой температуре (не менее  $650\text{ }^\circ\text{C}$ ) происходит кристаллизация кварц-кальцитовых карбонатитов и захват расплавных и флюидных включений кварцем и

делиитом, магматическая флюидная фаза должна существенно отличаться по вещественному составу от состава включений, которые были изучены при комнатной температуре. Согласно известной химической формуле (1) при высокой температуре сульфат взаимодействует с углеводородами и равновесие в системе неизбежно смещается в сторону образования карбоната и  $H_2S$ , вплоть до полного окисления метана [55, 56, 57]:



Из этого следует, что при высокой температуре захвата первичных сульфатсодержащих расплавных и флюидных включений их равновесный состав должен быть близок к системе  $Me_nCO_3-SiO_2-Al_2O_3-H_2S-H_2O$ , что фактически соответствует составу карбонатитового расплава из которого кристаллизовались кварц-кальцитовые породы.

Присутствие свободного  $H_2$  в составе газовой фазы раскристаллизованных расплавных включений, в которых присутствуют фазы сульфатов и водосодержащих алюмосиликатов является, по-видимому, обычным явлением для сульфатных включений в минералах пород щелочных массивов Алдана. В.Б. Наумов с соавторами (2008) [58] упоминают о свободном водороде в составе газовой фазы многофазных сульфатсодержащих включений в хромдиопсиде основных пегматоидов Инаглинского щелочного массива, и основываясь на данных В.Л. Барсукова и Б.Н. Рыженко (2001, 2002) [59, 60], объясняют появление свободного водорода в составе флюидных сульфатных включений протеканием окислительно-восстановительных реакций в системе дунит/вода при высоких температурах. Наличие свободного  $H_2$  в составе газовой фазы расплавных включений в кварце кварц-кальцитовых карбонатитов Мурунского массива может объясняться протеканием окислительно-восстановительных реакций, подобных тем, которые приводят В.Л. Барсуков и Б.Н. Рыженко (2001) [59] для низкотемпературной области системы диорит/вода, где в невариантном твердотельном парагенезисе сосуществуют сульфиды и сульфаты, и где роль потенциал задающего компонента играет сера (2):



Таким образом, синтез сульфатов, углеводородов и свободного  $H_2$ , которые обнаружены в составе первичных флюидных и расплавных включений в минералах кварц-кальцитовых карбонатитов Мурунского массива происходил уже после их захвата в результате протекания окислительно-восстановительных реакций между компонентами включений при понижении температуры. Вторичные газовые метановые флюидные включения и вторичные карбонатно-сульфатные включения в кварце захватывались уже

при понижении температуры и сдвиге равновесия во флюидной системе в сторону образования сульфата и углеводородов. Подтверждением этому может служить факт преобладания сульфатов в составе постмагматических минералообразующих флюидов гидротермальных образований, генетически связанных с породами карбонатитового комплекса Мурунского массива [61].

Принимая во внимание высокую плотность метана в сопутствующих газовых включениях, а также присутствие тяжелых углеводородов, можно заключить что во время кристаллизации кварц-кальцитовых карбонатитов фугитивность  $H_2S$  при высокой температуре захвата включений была достаточно высока, чтобы обеспечить образование в карбонатитах и чароитовых породах не только пирротина, пирита и халькопирита, часто встречающихся в магматических породах, но и галенита и других экзотических сульфидов, таких как сфалерит, борнит, дигенит, халькозин, ковеллин, халькопирит, идаит ( $Cu_5FeS_6$ ), молибденит, сульфанит ( $Cu_3VS_4$ ), канфильдит ( $Ag_8SnS_6$ ), джерфишерит ( $K_6(Cu,Fe,Ni)_{24}S_{26}Cl$ ), мурунскит ( $K_2Cu_3FeS_4$ ), талкусит ( $Tl_2Cu_3FeS_4$ ) и др. (Конев и др., 1996).

С другой стороны, глубинные К-щелочные породы и кимберлиты выплавляются из ультраосновной мантии (при очень низкой степени плавления – менее 1 %) при помощи тепла плюмов с участием глубинных углеводородов, пришедших вместе с плюмовым теплом [62]. Углеводороды легко растворяются в первичной щелочно-ультраосновной магме и существуют с ней до поздних процессов кристаллизации серии пород этого комплекса. В кимберлитах они выделяются в гидротермальную стадию после кристаллизации кварца совместно с сульфидами в виде разнообразных битумов и до кристаллизации кальцита и гипса. Подобные взаимоотношения часто наблюдаются непосредственно в жеодах гидротермальных жил кимберлитов. В К-щелочном комплексе Мурунского массива углеводороды и получившиеся при их разделении газы участвуют в минералообразовании силикатных чароитовых пород и самых поздних силикатно-карбонатных кварц-кальцитовых карбонатитах. Восстановительные условия кристаллизации чароитовых пород при участии углеводородов подтверждаются находкой в них значительных количеств самородной меди, дигенита и целого ряда (более 10) самородных минералов и интерметаллидов Cu, Au, Ag, Sb, Bi, Fe-Mn, и минералов Pd и Pt – (сперриллит, фрудит), а так же джерфишерита ( $K_6(Cu,Fe,Ni)_{24}S_{26}Cl$ ), мурунсита ( $K_2Cu_3FeS_4$ ), талкусита ( $Tl_2Cu_3FeS_4$ ) и битуминозного Fe-Mn-C силиката [63]. В более низкотемпературных кварц-кальцитовых карбонатитах производные мантийных углеводородов выделяются в виде газовых и флюидных включений.

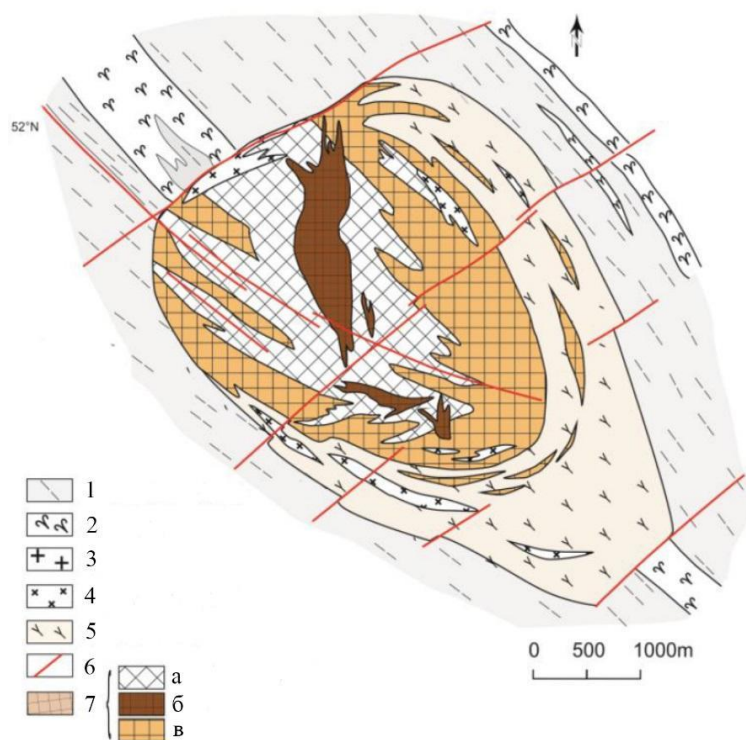
Естественно, мантийные углеводороды, участвующие в выплавлении первичной магмы и растворенные в ней прошли через длительную стадию кристаллизации пород К-Мурунского комплекса, от ультраосновных пород до гранитов и отделившегося от них силикатно-карбонатного расплав-флюида уже значительно отличаются от своего первичного состояния. Находка такого большого разнообразия газов – производных первичных углеводородов однозначно подтверждает мантийное происхождение первичной магмы Мурунского массива и участие в ее выплавлении глубинных углеводородов, водорода и метана.

## Раздел 4 Карбонатиты Восточно-Саянской щелочной провинции (складчатое обрамление Сибирского кратона)

### 4.1 Карбонатиты Белозиминского массива

#### 4.1.1 Основные черты геологического строения Белозиминского массива

Белозиминский массив расположен в структурах складчатого обрамления Сибирского кратона, в зоне сочленения разломов северо-западного простирания. Вмещающими его породами являются верхнепротерозойские песчаники и сланцы с пластообразными телами кварцитов и согласно залегающими дайками диабазов [64]. Площадь массива составляет около 18 км<sup>2</sup>, вытянут в северо-западном направлении и прослежен на глубину до 800 м [65]. Массив имеет концентрически-зональное строение (рисунок 34).



1 – сланцы, песчаники; 2 – долериты; 3 – граниты; 4 – нефелиновые сиениты; 5 – мельтейгит-ийолиты; 6 – разломы; 7 – карбонатиты: а) кальцит-доломитовые, б) анкеритовые, в) кальцитовые.

Рисунок 4.1 – Схема геологического строения Белозиминского массива по данным [66, 67]

Центральная часть сложена различными типами карбонатитов - кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и анкеритовыми. Серии ультраосновных и щелочных пород представлены щелочными пироксенит-якупирангитами, породами мельтейгит-ийолит-уртитового ряда, мелилитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, породами пикритовой группы [65]. Они образуют полукольцевую периферийную зону массива [64].

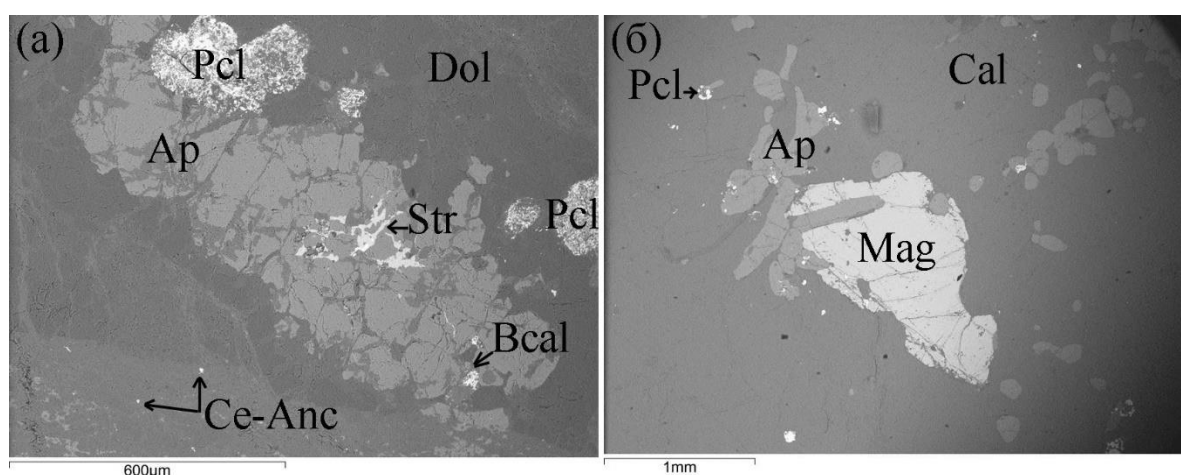
Полученная оценка возраста по гранатам  $645 \pm 6$  млн лет [68] согласуется с имеющимся U-Pb возрастом циркона из нефелиновых сиенитов -  $643 \pm 4.0$  млн лет [69] и Ag-Ag возрастом флогопита -  $645 \pm 6$  млн лет из анкеритовых карбонатитов [70].

#### 4.1.2 Минералого-петрографическое изучение и геохимические особенности пород Белозиминского массива

В 2022 году был изучен макро- и микрокомпонентный состав минералов из 20 образцов Белозиминского массива, представленных мельтейгитами, йолитами, нефелиновыми сиенитами и разнообразными карбонатитами, отобранными из керна скважин непосредственно на месторождении. Несмотря на то, что минералогия карбонатитов Белозиминского массива достаточно хорошо изучена [71], получены дополнительные сведения по редкоземельному составу карбонатов, амфиболов, апатитов, пирохлора и монацита.

В составе карбонатитов кроме карбонатных минералов присутствуют пирохлор, апатит, Се-анкилит, магнетит (рисунок 4.1), фосфаты редкоземельных элементов и силикаты.

Пироксены в карбонатитах существенно варьируют по составу, встречаются как диопсиды, геденбергиты, так и эгирины. Амфиболы обнаружены как щелочные, так и кальцевые - роговые обманки.



(а) – апатит в ассоциации с доломитом; (б) – взаимоотношения апатита, магнетита и пирохлора с кальцитом. Ap – апатит, Се-Anc – анкилит Се, Bcal – баритокальцит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Mag – магнетит, Pcl – пирохлор, Str – стронцианит.

Рисунок 4.2 – Характер взаимоотношений между минералами в карбонатитах Белозиминского массива. Изображение СЭМ

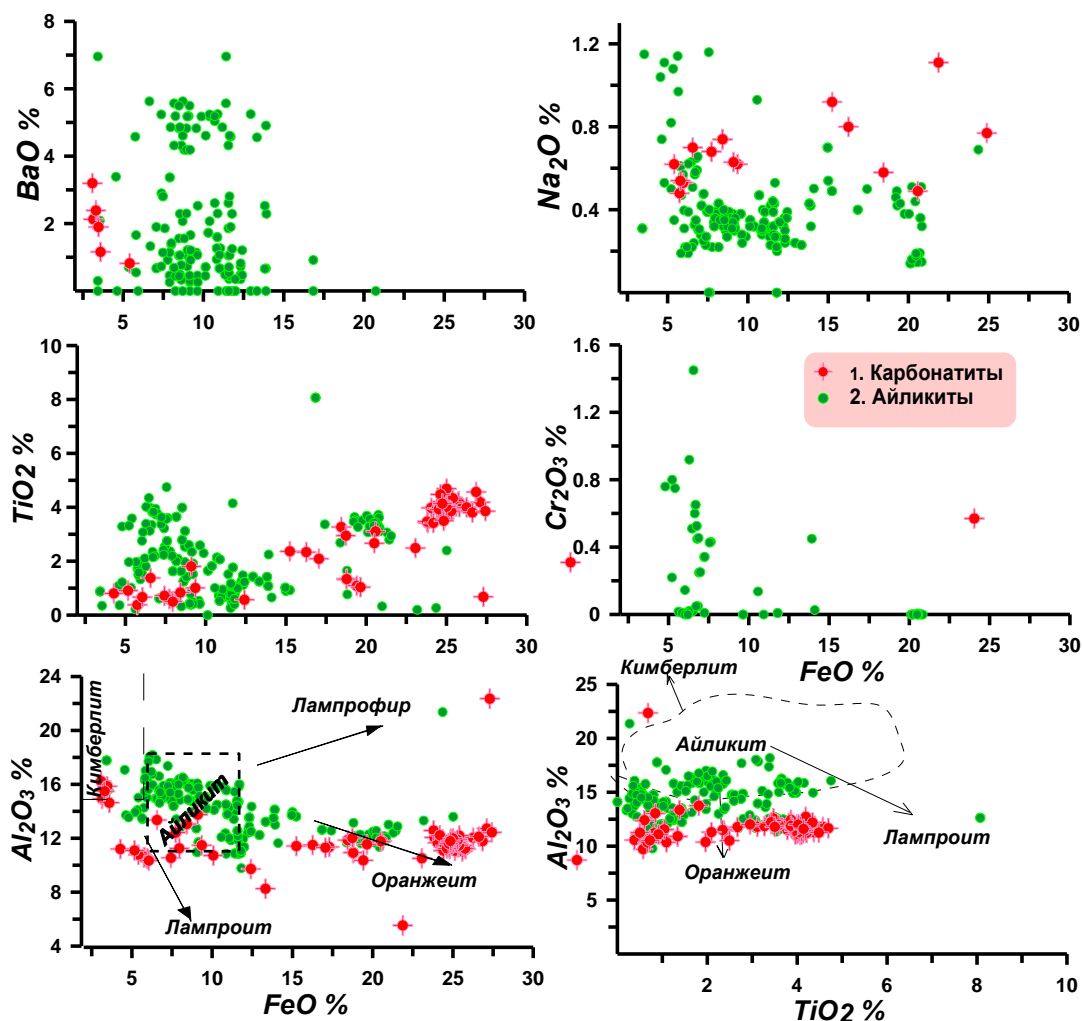


Рисунок 4.3 – Вариации состава слюд из карбонатитов Белозиминского массива

Состав слюд варьирует от биотита до флогопита и тетраферрифлогопита. Железистость слюд варьирует и растет в ряду от доломитовых – кальцитовых и анкеритовых карбонатитов и до мельтейгитов – йолитов (рисунок 4.2). Распределение редких элементов в слюдах отражает тенденции характерные для всего массива. Наиболее фракционированные анкеритовые карбонатиты содержат биотиты с высокими уровнями как РЗЭ, так и HFSE. Наименее фракционированные доломитовые флогопиты имеют довольно низкие уровни REE, наклон спектров и соответственно глубокие минимумы Th и U, а также уровни HFSE.

Состав карбонатов представлен на рисунке 4.3. Обычно во всех породах встречаются как кальцит, так и доломит, которые часто соседствуют, а также анкерит, сидерит, стронцианит ( $\text{SrCO}_3$ ), витерит ( $\text{BaCO}_3$ ), реже родохрозит ( $(\text{Mn,Fe})\text{CO}_3$ ), кроме того карбонаты редкоземельных элементов – паризит-(Ce) и фторкарбонатов РЗЭ. Стронцианит, витерит встречается в существенно доломитовых разновидностях, редкоземельные - в анкеритовых. В паризите-(Ce) почти постоянно присутствует фтор, количество которого достигает 10 мас. %.

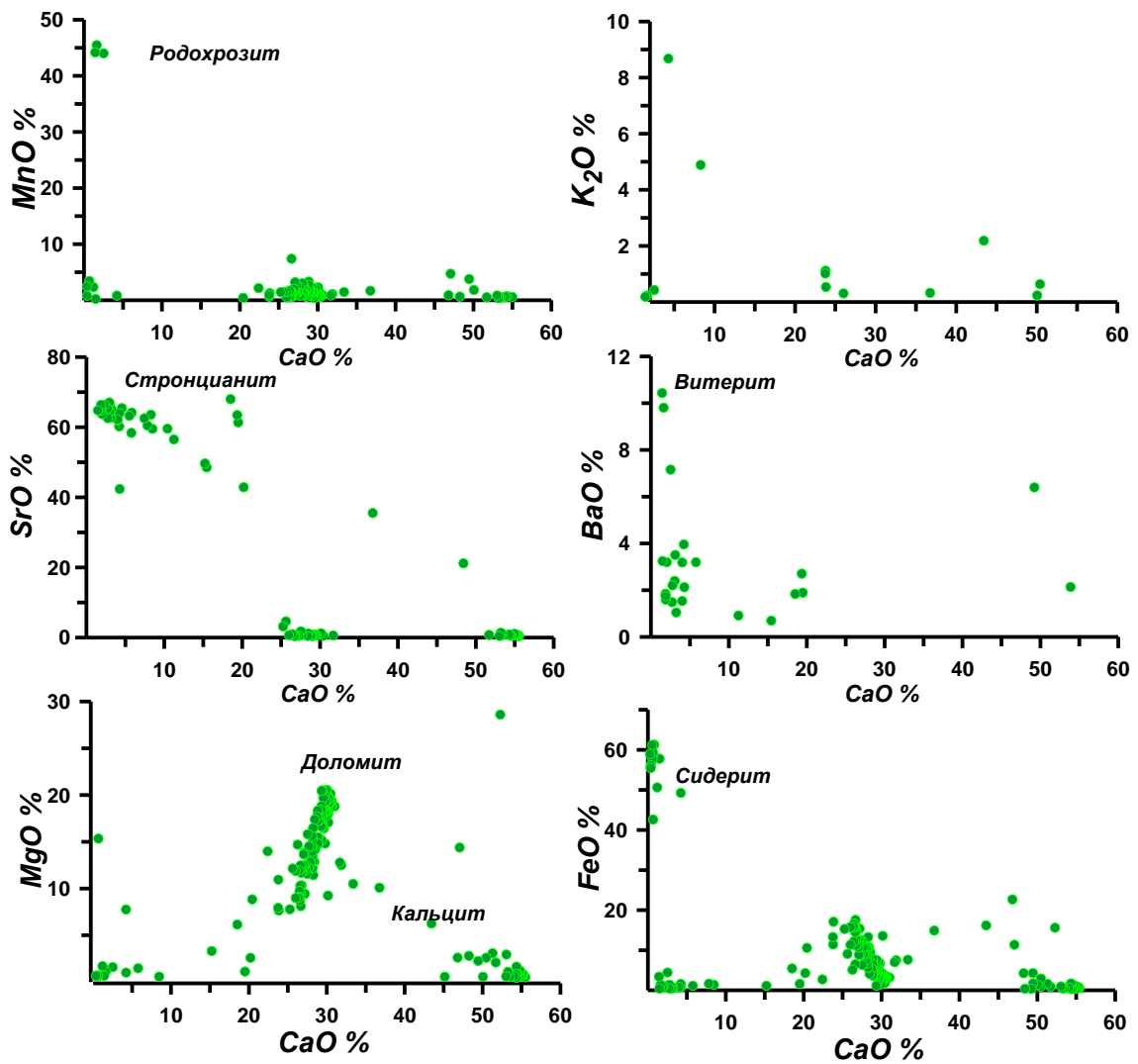


Рисунок 4.3 – Вариации состава карбонатов из карбонатитов Белозиминского массива

Рассматривая микроэлементный состав карбонатов, можно отметить, что они отличаются не только по уровню содержаний редкоземельных элементов и наклону спектров, но и по уровню содержаний высокозарядных (HFSE) и литофильных элементов (LILE). Для анкеритов характерны, как более высокие РЗЭ-спектры, так и относительно низкий их наклон ( $La/Yb_n \sim 10$ ), в породах отмечаются максимумы U, Nb, Sr, Y, повышенные уровни содержаний LILE и слабо выраженные минимумы Zr, Hf, Ta, Pb (рисунок 4.4). В доломитах наклон спектров распределения редкоземельных элементов более крутой ( $La/Yb_n \sim 100$ ). Для кальцитовых карбонатитов характерны промежуточные характеристики распределения редкоземельных элементов и довольно низкие значения HFSE.

Для карбонатных минералов с примесями щелочей и Ba спектры РЗЭ в целом выше, чем у обычных кальцитов и доломитов, что отражает более фракционированный



характер и добавку флюидной составляющей в расплаве (рисунок 4.4). Вогнутая часть спектра HREE отражает присутствие низкотемпературного граната в источнике.

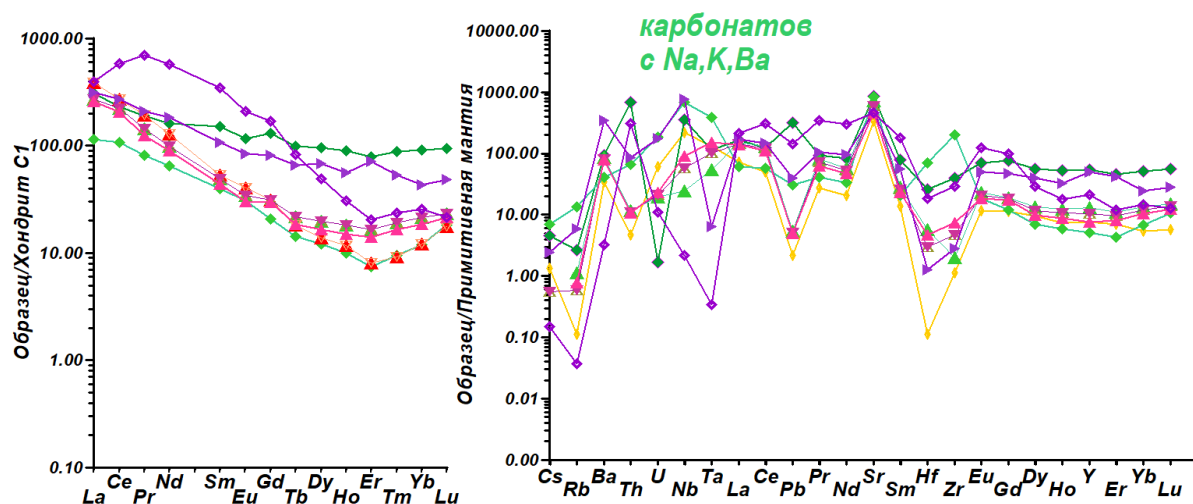


Рисунок 4.4 – Спектры распределения редких элементов, нормированные на составы хондрита (CI) [72] и примитивной мантии [73] для карбонатов Белозиминского массива

Одним из сквозных минералов является фторапатит, содержания стронция в нем достигают (4 мас. %), а фтора - 6 мас. %, причем максимальные количества последнего характерны для анкеритовых карбонатитов. Апатитов обогащенных РЗЭ встречается немного, хотя в коллекции айликистов они встречаются довольно часто.

Для апатитов характерны крутые наклоны спектров РЗЭ, а также их повышенные содержания (рисунок 4.5). Наблюдаются минимумы высокозарядных и максимумы ряда крупноионных элементов, что во многом определяется поведением этих элементов в ходе эволюции материнского расплава. Содержания Th и U выше во фракционированных карбонатитовых магмах и, соответственно, в апатитах из них кристаллизующихся.

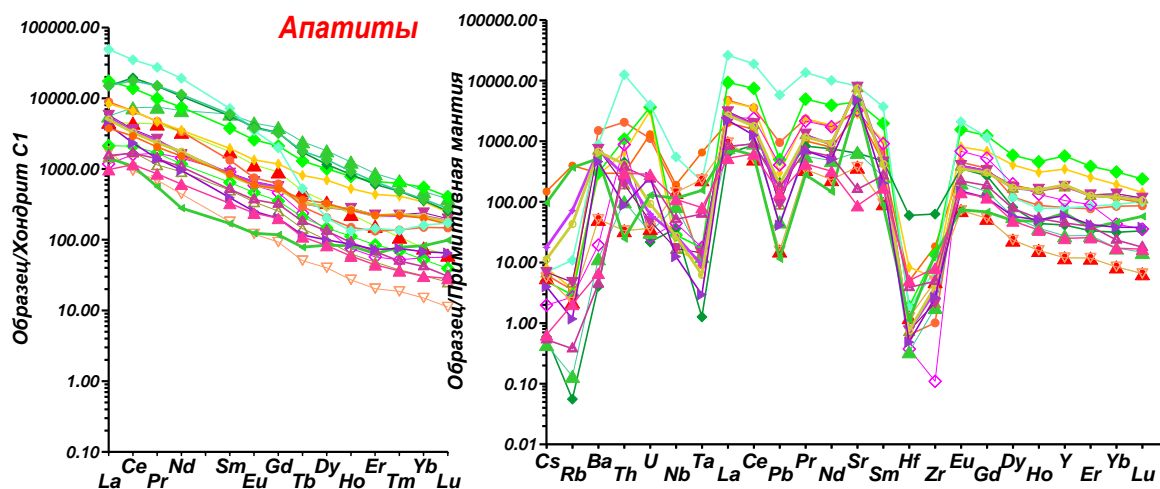


Рисунок 4.5 – Спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы TRE, нормированные на составы хондрита (CI) [72] и примитивной мантии (PM) [73] для апатитов Белозиминского массива

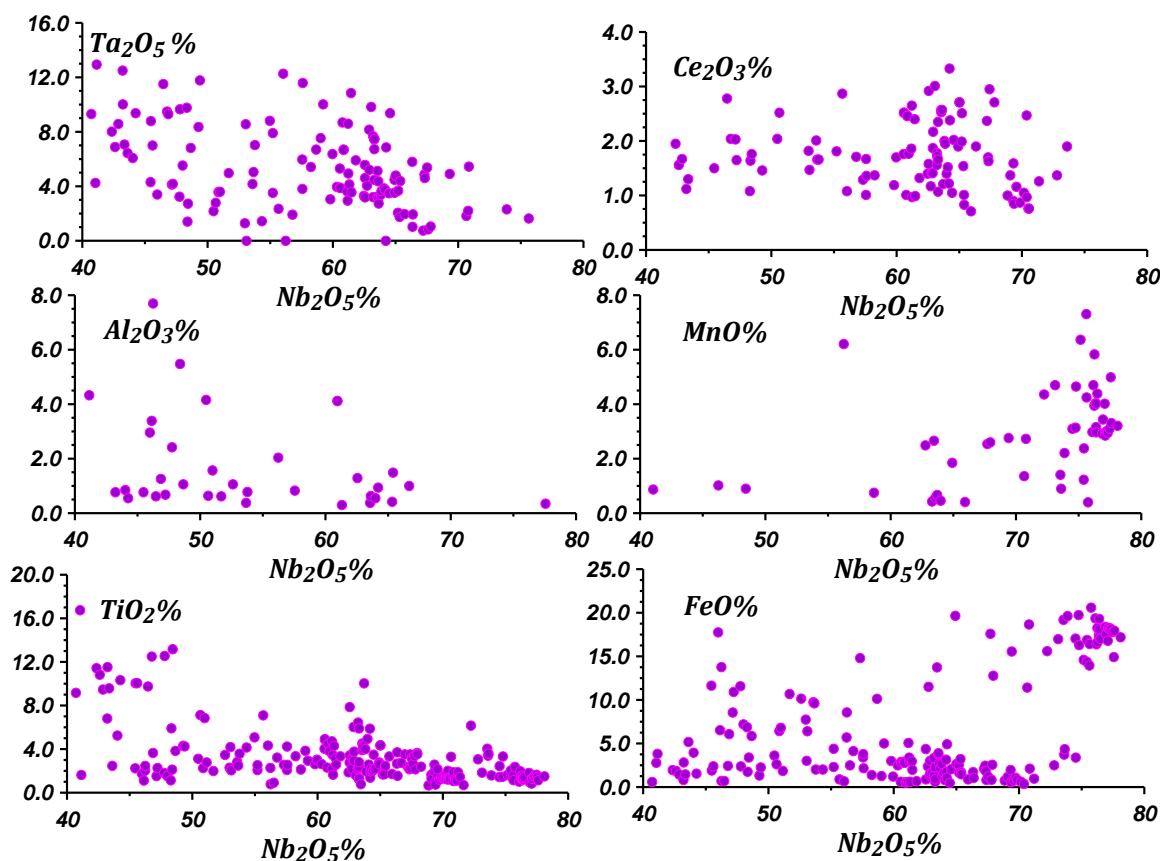


Рисунок 4.6 – Вариации составов пирохлоров из карбонатов Белозиминского массива

Другим сквозным минералом является пирохлор, который встречается как во всех типах карбонатов, так и в сиенитах. Для пирохлоров характерна отрицательная корреляция Nb – Ta – Ti и – положительная - Nb – РЗЭ – Fe (рисунок 4.6).

Пирохлоры являются основными концентраторами РЗЭ и, особенно, Th, U, Zr, поэтому они характеризуются высокими содержаниями этих элементов. Спектры распределения РЗЭ в пирохлорах обладают крутым наклоном ((La/Yb<sub>n</sub> ~ 100) с небольшими максимумами Ce. Величина Th/U отношения в пирохлорах свидетельствует об отсутствии воздействия на них гидротермальных флюидов.

Фосфаты редкоземельных элементов представлены монацитом-(Ce) и рабдофаном-(Ce).

Из минералов титана присутствует ильменит и часто рутил, которые содержат существенные примеси V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Для магнетитов характерны существенные примеси TiO<sub>2</sub>, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Другие минералы, такие как лопарит, турмалин, синхизит, скаполит, титанит, баритокальцит, ториянит, малахит были отмечены в незначительных количествах. Также были обнаружены зерна Te<sub>3</sub>Cl.

Среди сульфидов отмечены: пирит, пирротин, троилит, сфалерит, халькопирит, сфалерит, вюрцит, галенит, кейлит.

Таким образом, рассматривая основные особенности макро- и микроэлементного состава карбонатитов Белозиминского массива можно заключить, что подтверждаются главные выводы, сделанные ранее для айликитов [74]: все породы массива являются производными одного типа мантийного расплава, который был близок к айликиту и образовался на уровне  $>5$  ГПа в мантии. Этот расплав дренировал метасоматизированную обогащенную мантию и изначально был очень богат HFSE. На уровне коры и верхней части мантии расплав стал ликвидировать. В нижней и средней коре, вероятно, происходило последовательное образование нескольких магматических камер, которые отделяли различные карбонатные и силикатные расплавы. Причем от доломитовых до анкеритовых расплавов, судя по наклону кривых распределения редкоземельных элементов, количество граната в источнике снижалось, то есть расплавы становились менее глубинными и более фракционированными.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых в 2022 году исследований получены новые вещественные характеристики для карбонатитовых массивов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами Алдано-Станового щита Сибирского кратона, Северо-Байкальской и Восточно-Саянской щелочных провинций, которые позволили решить актуальные проблемы их генезиса.

В ходе выполнения НИР в 2022 г. получены следующие научные результаты:

1) Впервые детально изучен состав породообразующих и акцессорных минералов апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье). Установлено, что кроме фторапатита и флюорита, в них присутствуют щелочной пироксен (эгирин и эгирин-авгит), биотит, калиевый полевой шпат, Ti-магнетит, ильменит, бадделлит, циркон, торинит, редкоземельные карбонаты (бастнезит-Ce), а также минералы группы танталониобатов (пирохлор и плюмбопирохлор) и сложные цирконосиликаты (бурпалит). Обнаружено, что во фторапатите четко проявлен изоморфизм по беловитовому типу замещения ( $2\text{Ca}^{2+} = \text{Na}^{+} + \text{PЗЭ}^{3+}$ ), а его состав по соотношению  $\Sigma\text{PЗЭ}$ , Sr и Ca отвечает таковому апатитов из карбонатитов. Полученные данные подтверждают сделанное ранее предположение, что эти породы являются своеобразными аналогами фоскоритов - «рудных предшественников» карбонатитов.

2) Установлено, что карбонатиты Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) по составу отвечают кварц-кальцитовым и брюстеритовым разновидностям. В них впервые обнаружены редкие акцессорные минералы группы лампрофиллита, фторкафит, анкилит-(Ce), эльпидит.

3) В юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алдано-Станового щита в результате проведённых геохронологических исследований выделен новый этап карбонатитового магматизма. Карбонатиты второго этапа образуют дайковые и жильные тела, становление которых произошло в раннем протерозое ( $1881 \pm 8$  млн лет).

4) В результате изучения включений в кварце и делиите из кварцевых карбонатитов установлено, что мантийные углеводороды, участвующие в выплавлении первичной магмы и растворенные в ней прошли через длительную стадию кристаллизации пород К- Мурунского комплекса, от ультраосновных пород до гранитов и отделившегося от них силикатно-карбонатного расплав-флюида уже значительно отличаются от своего первичного состояния. Находка такого большого разнообразия газов – производных первичных углеводородов однозначно подтверждает мантийное происхождение первичной магмы Мурунского массива и участие в ее выплавлении глубинных углеводородов, водорода и метана.

5) в результате изучения макро- и микроэлементного состава карбонатитов Белозиминского массива получено подтверждение ранее высказанной гипотезы, что все породы массива являются производными одного типа мантийного расплава, который был близок к айликиту и образовался на уровне  $>5$  ГПа в мантии.

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2022 г. были полностью выполнены. Создан необходимый научный задел для выполнения исследований следующего этапа НИР: впервые получены Nd изотопные характеристики щелочных гранитов Зашихинского массива, которые в дальнейшем позволят уточнить модели его образования.

Результаты исследований опубликованы в 8 статьях в рецензируемых журналах, включенных в национальный список научных журналов. Список публикаций по теме проекта за 2022 год приведен в Приложении А.

Кроме того, результаты исследований были представлены в виде 12 докладов на международных и всероссийских научных конференциях.

Ответственные исполнители проекта провели 17 октября 2022 года XVI всероссийский семинар «Глубинный магматизм, его источники и плюмы», в котором были представлены 15 докладов по двум направлениям: 1) кимберлитовый магматизм и мантийные ксенолиты, и 2) геология и петрология щелочных пород и карбонатитов. В работе семинара участвовали исследователи из Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Томска, Новосибирска, Иркутска.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Сотникова И.А., Алымова Н.В., Щербаков Ю.Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, №4. – 0657. P. 1-10 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0657
2. Стифеева М.В., Владыкин Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Адамская Е.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Алымова Н.В. Возрастные рубежи формирования раннедокембрийских карбонатитов юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита // Доклады академии наук. – 2023. – принята в печать
3. Сотникова И.А., Боровиков А.А., Алымова Н. В. Состав расплавных включений карбонатитов Мурунского массива (Алдано-Становой щит Сибирского кратона) // Доклады академии наук. – 2023. – подана в печать
4. Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen // Norske Videnskaps-Academi. Skrifter I. Matematisk-Naturvidenskapelig Klasse. – 1920. – V. 9. – 408 p.
5. Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicatesulphide liquid immiscibility in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. – 1995. – V. 121. – P. 267 – 274.
6. Woolley A.R. The alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 3. Africa // London, 2001. – 366 p.
7. Bell K. Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London. – 618 p.
8. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Couëslan C., Yang P. Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. II. Trace-element variations // Mineralogy and Petrology. – 2016. – Vol. 110. – P. 361–377.
9. Kamenetsky V.S., Doroshkevich A.G., Elliott Holly A.L., Zaitsev A.N. Carbonatites: Contrasting, Complex, and Controversial // Elements. – 2021. – Vol. 17. – P. 307–314.
10. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database // The Canadian Mineralogist. – 2008. – № 46. – С. 741–752.
11. Jones A.P., Genge M., Carmody L. Carbonate Melts and Carbonatites // Mineralogy & Geochemistry. – 2013. – Vol. 75. – P. 289–322.
12. Humphreys-Williams ER, Zahirovic S. Carbonatites and global tectonics // Elements. – 2021. – № 17. – P. 339-344.

13. Когарко Л. Н., Веселовский Р. В. Геодинамический режим карбонатитов-метод палеорекоstructions // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 484, №. 2. – С. 191–194.
14. Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. – М., 1966. – С. 215–256.
15. Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // Записки ВМО. – 1983. – Вып. 2. – Ч. 112. – С. 164–176.
16. Багдасаров Ю.А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 248, № 2. – С. 412–415.
17. Vladykin N. V., Pirajno F. Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // Lithos. – 2021. – P. 386-387.
18. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. - М.: НИИ-Природа, - 2003.
19. Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья // Доклады АН СССР. – 1963. – Т. 149, № 1. – С.152–155.
20. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Доклады РАН. – 2013. – Т. 453, № 3. – С. 295–299.
21. Расс И.Т., Петренко Д.Б., Ковальчуук Е.В., Якушев А.И. // Геохимия. – 2020. – Т. 65, № 7. – С. 627-653.
22. Pan Y., Fleet M. E., Barnett R. L., Chen Y. Pyrosmalite in Canadian Precambrian sulfide deposits: mineral chemistry, petrogenesis and significance // Canadian Mineralogist. - 1993. -V. 31. – P. 695-710.
23. Kruk M.N., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izbrodin I.A. Mineralogy of Phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // Minerals. – 2021. – № 11. – P. 556-579 <https://doi.org/10.3390/min11060556>
24. Giebel R.J., Marks M.A.W., Gauert C.D.K., Markl G. A model for the formation of carbonatite-phoscorite assemblages based on the compositional variations of mica and apatite from the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // Lithos. - 2019. – V. 324-325. – P. 89-104.

25. Табунс Э.В., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Толкачев М.Д., Плоткина Ю.В. Позднеархейский возраст инициального калиевого магматизма Алданского щита (массив Укдуска): результаты U-Pb-датирования единичных зерен циркона // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 398, № 1. – С. 102–105.
26. Кушнарёв И.П. Генезис Ханинского апатитового месторождения // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1988. – № 1. – С. 66–73.
27. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precambrian Research. – 1992. – V. 54. – P. 195–209.
28. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth and Planetary Science Letters. – 1977. – V. 36. – P. 359–362.
29. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. – 1975. – V. 26. – P. 207–221.
30. Перовская Л.К., Баринова А.С., Кисляк А.А., и др., 1987. Отчет по предварительной разведке месторождения Укдуска Ханинского апатитового района за 1984 - 1986 гг. – Торго: ПГО «Якутскгеология», 1987. – 4 кн. – 557 с.
31. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2003. – 79 с.
32. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 1997. – 80 с.
33. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. – 2020. – Т. 28, № 1. – С. 72–84.
34. Стифеева М.В., Владыкин Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Адамская Е.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Алымова Н.В. Возрастные рубежи формирования раннедокембрийских карбонатитов юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита // Доклады академии наук. – 2023. – принята в печать
35. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88 –542. – 1991. – 35 p.



36. Ludwig K.R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley: Berkeley Geochronology Center. – 2003. – 70 p.
37. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников Чинейской подсерии Удоканской серии (Алданский щит): результаты геохронологических (LA-ICP-MS) и изотопных U-Th-Pb- и Nd-исследований // Доклады Академии Наук. – 2018. – Т. 482, № 2. – С. 1138–1141.
38. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. – 2004. – V. 211. – P. 47–69.
39. Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2016. – V. 40. – P. 311–332.
40. Van Achtebergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences - appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // In: Sylvester, P.J. (Ed.), Short Course. Mineralogical Association of Canada, St. John's. – 2001. – V. 29. – P. 239–243.
41. Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$  // Chemical Geology. – 2002. – V. 192. – P. 59–79.
42. Gehrels G.E. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell. Chichester, UK, 2012. – P. 47–62.
43. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E., Ponomarev J.D., Redina A.A., Chebotarev D.A., Nikolenko A.M., Dultsev V.F., Moroz T.N., Minakov A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9-1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // Mineralogy and Petrology. – 2019. – № 113. – P. 329–352.
44. Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады Академии Наук СССР. – 1984. – Т. 279, № 3. – С. 713–717.
45. Vladykin N.V. Potassium alkaline lamproite-carbonatite complexes: petrology, genesis, and ore reserves // Russian Geology and Geophysics. – 2009. – Vol. 50, № 12. – P.1443–1455.

46. Vladykin N. V. The unique Murun Massif of ultra-potassium agpaite alkaline rocks and carbonatites: magmatism and genesis / In: Volume 7. Mineralogy, Geochemistry, and Genetic Types of Deposits. Book. 2. Genetic Types of Deposits, Ed. By E. K. Burenkov and A. A. Kremenetsky. – Moscow: IMGRE, 2005. – Vol. 7. – P. 20–43.
47. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 221 с.
48. Алексеев Ю.А. Карбонатиты Мурунского ультракалиевого щелочного комплекса // Геология и геофизика. – 1982. – № 9. – С. 62–68.
49. Lawrie K.C., Mernagh T.P., Boreham C.J., Logan G.A. Evidence for possible zinc transport in hydrocarbon-bearing (C<sub>1</sub>-C<sub>9</sub>) fluids in the formation of Cobar-style deposits? AGSO Research Newsletter 31. 1999 <http://www.agso.gov.au/information/publications/resnews/>
50. Tobała T. Raman spectroscopy of organic, solid and fluid inclusions in the Oldest Halite of LGOM area (SWPoland) // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. – 2018. – № 189. – P. 381–392.
51. Shchepetova O.V., Korsakov A., Mikhailenko D., Zelenovskiy P., Shurc V., Hiroaki O. Forbidden mineral assemblage coesite-disordered graphite in diamond bearing kyanite gneisses (Kokchetav Massif) // J. Raman Spectrosc. – 2017. – № 48. – P. 1606–1612 (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/jrs.5167
52. Billström K., Broman C., Schneider J., Pratt W., Skogsmo G. Zn-Pb Ores of Mississippi Valley Type in the Lycksele-Storuman District, Northern Sweden: A Possible Rift-Related Cambrian Mineralisation Event // Minerals. – 2012. – № 1. – P. 169–207.
53. Bakar S.A., Muhamad S., Sarah P. Mohamad S. The Effect of Precursor Vaporization Temperature on the Growth of Vertically Aligned Carbon Nanotubes using Palm Oil // Defect and Diffusion Forum. – 2011. – V. 312-315. – P. 906–911.
54. Arutyunyan N.R., Kononenko V., Gololobov V., Victor M., Obraztsova E.D. Resonant Effects in SERS Spectra of Linear Carbon Chains. in physica status solidi (b) September 2017. DOI: 10.1002/pssb.201700254 <https://www.researchgate.net/publication/319896544>
55. Qisheng M., Geoffrey S. E., Alon A., Tongwei Z., Yongchun T. Theoretical study on the reactivity of sulfate species with hydrocarbons // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2008. – V. 72. – P. 4565-4576
56. Machel H. G. Some aspects of diagenetic sulphate-hydrocarbon redox reactions /In (Ed. Marshall, J.D.) Diagenesis of Sedimentary Sequences, Geological Society Special Publication, 1987. – № 36. – P. 15–28. <http://sp.lyellcollection.org/>

57. Thom J., Anderson G.M. The role of thermochemical sulfate reduction in the origin of Mississippi Valley-type deposits. I. Experimental results // *Geofluids*. – 2008. – № 8. – P. 16–26 doi: 10.1111/j.1468-8123.2007.00201.x\_2007
58. Naumov V.B., Kononkova N.N., Ryzhenko B.N., Kamenetsky V.S., Thomas R. Inclusions of silicate and sulfate melts in chrome diopside from the Inagli deposit, Yakutia // *Russia Geochemistry International*. – 2008. – Т. 46, № 6. – С. 554–564.
59. Barsukov V.L., Ryzhenko B.N. Temperature evolution of pore solutions in equilibrium with rocks of various silica contents // *Geology of Ore Deposits*. – 2001. – V. 43, № 3. – P. 184–201.
60. Барсуков В.Л., Рыженко Б.Н. Температурная эволюция поровых растворов в равновесии с породами с различным содержанием кремнезема // *Геология рудных месторождений*. – 2002. – Т. 44, № 5. – С. 164–185.
61. Borovikov A.A., Vladykin N.V., Tretiakova I.G., Dokuchits E. Yu. Physicochemical conditions of formation of hydrothermal titanium mineralization on the Murunskiy alkaline massif, Western Aldan (Russia) // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – № 95. – P. 1066–1075.
62. Vladykin N.V. Genesis and crystallization of ultramafic-alkaline carbonatite magmas of Siberia: ore potential, mantle sources and relationship with plume activity // *Russian Geology and Geophysics*. – 2016. – № 57. – P. 698–712.
63. Добровольская М.Г., Малов В.С., Владыкин Н.В. Минералы платины и палладия в чароитовых породах // *Докл. Ан СССР*. – 1985. – Т. 284, № 2. – С. 438–442.
64. Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // *Геология рудных месторождений*. – 1999. – Т. 41, № 2. – С.109–130.
65. Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // *Петрология*. – 2007. – Т. 15, № 6. – С.594–619.
66. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. – М.: Недра, 1975. – 160 с.
67. Панкратьев П.В., Чаплыгина А.С., Чаплыгина И.С. Основы учения о полезных ископаемых: Методические указания к лабораторному практикуму по магматическим и флюидно-магматическим месторождениям. – Оренбург: ГОУ ОГУ. 2004. – 64 с.
68. Стифеева М.В. U-Pb изотопная систематика Ca-Fe гранатов как источник информации о возрасте щелочных, щелочно-ультраосновных комплексов и известковых скарнов: Дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2020. – 145 с.

69. 118. Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно– 118 ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 404, №3. – С.400–406.

70. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2016. – V. 26. – P. 81–96.

71. Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Геохимическая и Sr-Nd-Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // *Геосферные исследования*. – 2020. – № 1. – С. 33–55.

72. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. // Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – V. 42, N 8, P. 1199–1212.

73. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* – 1995. – N 120. – P. 223–253.

74. Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and Alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline ultrabasic-carbonatite massif: Possible origin and relations with ore deposits // *Minerals*. – 2020. – V. 10, № 5. – 404. <https://doi.org/10.3390/min10050404>

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных публикаций, индексируемых в международной научной системе цитирования Web of Science, по тематике проекта за 2022 год в соответствии с государственным заданием:

1. Сотникова И.А., Алымова Н.В., Щербаков Ю.Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, №4. – 0657. Р. 1-10 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0657

2. Vichi G., Perna M.G., Ambrosio F., Rosatelli G., Cirillo D., Broom-Fendley S., Vladykin N.V., Zaccaria D., Stoppa F. La Queglia carbonatitic melnöite: a notable example of an ultra-alkaline rock variant in Italy // Mineralogy and Petrology. – 24 p. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00792-0>

3. Ashchepkov I., Logvinova A., Spetsius Z., Downes H., Ntaflos Th., Ivanov A., Zinchenko V., Kostrovitsky S., Ovchinnikov Yu. Eclogite Varieties and Their Positions in the Cratonic Mantle Lithosphere beneath Siberian Craton and Archean Cratons Worldwide // Minerals. – 2022. – 12(11). – 1353 (01.11.2022) DOI: 10.3390/min12111353

4. Dokuchits E.Y., Jiang S.-Y., Stepanov A.S., Zhukova I.A., Radomskaya T.A., Marfin A.E., Vishnevskiy A.V. Geochemistry of Ca-(K)-(Na) silicates from charoitites in the Sirenevyy Kamen gemstone deposit, Murun Complex, Eastern Siberia // Ore Geology Reviews. – 2022. – №. 143. – 104787 (03.04.2022) DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104787

5. Vladykin N.V., Ashchepkov I.V., Sotnikova I.A., Medvedev N.S. Lamproites of Kayla pipe and their mantle xenocrysts, SE Aldan shield, Russia: Geochemistry and petrology // Journal of earth system science. – 2022. – 131 (2). – 81 (06.2022) DOI: 10.1007/s12040-022-01814-3

6. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И., Сотникова И.А. Источники и механизмы формирования щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского Nb-Ta месторождения на основе минералогических, геохимических и Nd изотопных данных // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – 0648. – Р. 1–8 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0648

7. Смыслов С.А., Каюков А.Е., Быстрицкий А.О., Соколова А.Н., Сотникова И.А., Рыцк А.Ю. Новые данные о геологическом строении Сыннырского ультракалиевого интрузивного массива // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – 0658. – Р. 1-6 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0658

8. Pashkova G.V., Zhilicheva A.N., Chubarov V.M., Maltsev A.S., Ukhova N.N., Pellinen V.A., Sokolnikova J.V., Kirsanov D.O., Panchuk V.V., Marfin A.E. Improvement of suspension-assisted total reflection X-ray fluorescence analysis of ores using wet grinding and empirical calibrations // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. – 2022. – № 198. – 106549 (01.12.2022) DOI: 10.1016/j.sab.2022.106549