

На правах рукописи



ПРОКОПЬЕВ Илья Романович

**ПЕТРОГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ
КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА
И СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Специальности: 1.6.3 – «Петрология, вулканология»

1.6.10 – «Геология, поиски и разведка твердых
полезных ископаемых, минерагения»

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск - 2025

Работа выполнена в ФГБУН Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук.

Научный консультант:

Дорошкевич Анна Геннадьевна, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией рудоносности щелочного магматизма ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Официальные оппоненты:

Арзамасцев Андрей Александрович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики ФГБУН Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург.

Перетяжко Игорь Сергеевич, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией физико-химической петрологии и генетической минералогии ФГБУН Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН), г. Иркутск.

Кряжев Сергей Гаврилович, доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела минералогии и изотопной геохимии ФГБУ «Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)», г. Москва.

Ведущая организация: ФГБУН Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург.

Защита состоится 11 июня 2025 г. в 14.00 на заседании диссертационного совета 24.1.050.01 (Д 003.067.03), созданного на базе ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, в конференц-зале по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3.

Отзыв в одном экземпляре, оформленный в соответствии с требованиями Минобрнауки России, просим направлять по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3, Котлярову А.В. Тел./факс: +7 (383) 373-05-18/+7(383) 373-05-61, e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН ИГМ СО РАН: https://www.igm.nsc.ru/images/diss/loadfiles_dzubenko/prokopiev/dis-Prokopiev.pdf.

Автореферат разослан 5 мая 2025 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
24.1.050.01, кандидат геол.-мин. наук



А.В. Котляров

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы являются ключевыми объектами в области познания генезиса специфичных силикатно-карбонатных расплавов, характеризующих состав глубинных геосфер Земли и процессы мантийного метасоматоза. Вместе с тем, эти расплавы в своем составе содержат широкий спектр рудных компонентов, ряд из которых имеет приоритетное значение для развития науки и производства, а также входит в ранг стратегически значимых для Российской Федерации. Со щелочными карбонатитовыми комплексами связаны месторождения на редкие (Nb, Ta, Zr и др.) и редкоземельные (REE) элементы, черные (Fe, Cr, Mn, V), цветные (Cu, Al, Zn) и благородные (Au, Ag, Pt) металлы, радиоактивные элементы (Th, U), а также апатита, флюорита, барита и др. Эти полезные компоненты широко востребованы в машино- и кораблестроении, авиации, сплавах, катализаторах и синтезе вещества, медицине, сельском хозяйстве, военно-промышленном комплексе и т.д. Большой практический интерес к рудоносным карбонатитовым комплексам обусловил накопление в наши дни значительного объема информации о геологическом строении и вещественном составе пород и руд. Вместе с тем, вопросы петрогенезиса щелочных комплексов, а также процессов и механизмов, ответственных за их рудопродуктивность, остаются актуальными и значимыми.

Сегодня известно немногим более 600 карбонатитовых комплексов в мире, и только порядка 10% из них имеет промышленный рудный потенциал. При этом, наблюдается различие в металлоносности карбонатитов, сформированных в разных геологических обстановках. Объекты, локализованные на Сибирском кратоне, имеют редкоземельно-редкометалльную (REE, Zr, Nb) специфику. Карбонатитовые комплексы складчатых областей являются комплексным (Fe-F-Ba-Sr-REE) редкоземельным сырьем. Таковы особенности исследуемых автором карбонатитовых объектов в Якутии, Красноярском крае, Туве, Забайкалье и Таймыре. Большинство из них является крупными и средними по разведанным запасам редкометалльных и/или редкоземельных руд месторождениями (Чуктукон, Арбарастах, Карасуг, Селигдар и др.). Проведенные петрологические исследования, с использованием современных методов анализа вещества, позволили достичь глубокого понимания процессов и механизмов образования рудоносных карбонатитовых комплексов, что может быть применимо в практическом плане для поиска и переоценки потенциально рудных объектов в России.

Постановка научной проблемы

Существует три основных генетических модели формирования магматических щелочных карбонатитовых комплексов:

- ✓ непосредственное выплавление из карбонатизированной перидотитовой мантии – образование магнезиокарбонатитов (1);
- ✓ продукт эволюции карбонат-содержащей силикатной магмы: щелочно-ультраосновного (2) или щелочно-основного (3) составов, при этом, в последних двух типах механизмы кристаллизационной дифференциации и/или жидкостной (карбонатно-силикатной и/или карбонатно-солевой) несмесимости играют важную роль в процессах петро- и рудогенеза карбонатитовых комплексов.

Вместе с тем, на сегодняшний день остаются актуальными вопросы: каковы условия зарождения карбонатитовых расплавов, как влияют процессы несмесимости и дифференциации на формирование карбонатитов, на каких этапах становления щелочных комплексов эти процессы протекают и какова их роль в рудогенезе. Вот перечень основных фундаментально-прикладных петрологических проблем, на решение которых направлены исследования щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и его обрамления, в пределах которых проявлены все три генетических типа карбонатитов.

Цель исследования - определение физико-химических условий образования и эволюции расплавов и флюидов при становлении различных по генезису и рудоносности щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и его обрамления.

Задачами исследования являлись: (1) геологическое изучение карбонатитовых комплексов, (2) уточнение временных интервалов их становления, (3) характеристика вещественного состава, установление последовательности минералообразования, выявление особенностей состава и генезиса рудных минералов, (4) получение и интерпретация геохимических характеристик щелочных пород, и (5) определение механизмов и физико-химических условий образования расплавов и растворов щелочно-карбонатитовых систем, прослеживание эволюции РТХ-параметров минерало- и рудогенеза, а также корреляция этапов становления изученных комплексов полученных данных с геологическими событиями в истории Земли.

Объекты исследования

Исследованные карбонатитовые комплексы сформированы в четыре этапа проявления щелочного магматизма. К ним относятся

палеопротерозойские REE-апатитоносные магнезиокарбонатиты Селигдарского типа на Центральном Алдане (объекты (1) генетического типа карбонатитовых комплексов). Неопротерозойский REE-редкометалльный щелочно-ультраосновой карбонатит-фоскоритовый массив Арбарастах и пермо-триасовый REE-редкометалльный чадобецкий щелочно-ультраосновой карбонатитовый комплекс на Сибирском кратоне (объекты (2) типа). В пределах Центрально-Таймырского региона проведены исследования триасовых F-Ba-REE карбонатитов Верхнекыйдинского массива, а в структурах Центрально-Азиатского пояса объектами исследования являлись однотипные позднемезозойские редкоземельные (Fe-Ba-Sr-F-REE) карбонатиты в Туве (Карасуг и Улатай-Чоза) и Западном Забайкалье (Улан-Удэнское, Халюта и Южное); для карбонатитов установлена или отмечена связь с проявлением щелочно-основного магматизма (объекты (3) генетического типа карбонатитов).

Методы исследования

(1) Геологическое изучение объектов исследования было проведено на основе литературных данных и фондовых материалов, а также в период экспедиционных работ в 2010-2023 гг. (2) Определение возраста Ar-Ar и U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методами было проведено в ЦКП МИИ СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализ циркона U-Pb (SHRIMP II) методом проводилось в Центре изотопных исследований Института им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Датирование бастнезита карбонатитов Таймыра проводилось методом LA-ICP-MS в Институте геологии и геофизики Китайской Академии наук (г. Пекин). (3) Исследование вещественного состава пород было выполнено методами оптической микроскопии («Olympus BX51»), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ/SEM EDS) и микрозондового (EPMA) анализа. Исследования минерального состава пород проводились на электронном микроскопе «TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV» с энергодисперсионной приставкой для микрозондового анализа «X-Max Oxford Instruments», а также с помощью микрозонда «JEOL JXA-8100». Исследования выполнены в ЦКП МИИ СО РАН. (4) Валовый состав пород определялся методом РФА на спектрометре «ARL 9900XP» («Termo Fisher Scientific») с оборудованием для пробоподготовки (индукционная печь «Lifumat 2.0 Ox» и пресс «HERZOG НТР-40»). Для анализа микроэлементов в породе использовался метод ИСП-МС (ICP MS) на приборе «Finnigan MAT» с ультразвуковым распылителем «U-5000AT+». Микроэлементный анализ цирконов выполнен методом LA-SF-ICP-MS. Исследования проведены в ЦКП МИИ СО РАН. (5) Современные методы термобарогеохимии использованы для

исследования расплавных и флюидных включений. Для определения состава включений использовался метод Рамановской спектроскопии (спектрометры «LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon», «WITec Aragon») и SEM EDS. Термометрия включений проводилась с использованием установок «TC-1500» и «Linkam THMSG-600». Концентрация химических элементов во включениях и минералах определялась методом LA-ICP-MS на спектрометре «Thermo-Scientific XSERIES2». Исследования выполнены в ЦКП МИИ СО РАН и НГУ.

Защищаемые положения

1. Апатит-доломитовые карбонатиты Селигдарского типа на Центральном Алдане сформировались в период 1.90–1.87 млрд. лет. Образование интрузий происходило в результате кристаллизации обогащенного P, Fe и PЗЭ щелочно-карбонатного (магнезиокарбонатитового) расплава, а связанная с ними редкоземельная минерализация сформировалась на гидротермальном этапе при участии щелочно-хлоридных флюидов.

2. Щелочно-силикатно-/карбонатный расплав ультраосновных лампрофиров (айлликитов) чадобецкого комплекса Сибирского кратона был обогащен Ba, Sr, REE, Zr, Ta и Nb. Его эволюция привела к формированию рудоносных карбонатитов с редкоземельно-редкометалльной минерализацией.

3. Редкометалльная Ta-Zr-Nb минерализация карбонатитов массива Арбарастах (Алданский щит), продуктов эволюции айлликитового расплава, сформировалась на магматическом этапе из щелочно-силикатно-карбонатного расплава. Рудоносная Ba-Sr-редкоземельная минеральная ассоциация карбонатитов образовалась при участии щелочно-карбонатных флюидов на гидротермальном этапе.

4. Рудная Fe-F-Ba-Sr-REE минерализация карбонатитов Центрально-Азиатской провинции и Центрального Таймыра сформировалась из щелочных рассол-расплавов фторидно-/сульфатно-/хлоридно-/карбонатного состава на магматическом этапе и их производных – водно-солевых флюидов на гидротермальном этапе.

Фактический материал

Каменный материал отобран автором в ходе экспедиционных работ на объектах исследования. Часть образцов керна разведочных скважин с месторождения Чуктукон предоставлены сотрудниками АО «СибПГО» (г. Красноярск) Варгановым А.С. и коллегами; образцы щелочных пород с Таймыра предоставлены сотрудниками Института им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) Проскурниним В.Ф. и коллегами.

Личный вклад соискателя состоял в постановке задач, проведении комплексных петрологических исследований, обобщении фактического материала, интерпретации и верификации полученных результатов исследований, а также построении петрогенетических моделей для изучаемых объектов.

Научная новизна

Впервые выполнена сравнительная характеристика физико-химических условий формирования и эволюции расплавов и флюидов при становлении различных по генезису и рудоносности щелочных карбонатитовых комплексов.

Для REE-апатитоносных магнезиокарбонатитов Селигдарского типа на Центральном Алдане обоснован магматический генезис и определен палеопротерозойский интервал их формирования. Прослежена эволюция минеральных и рудных парагенезисов в соответствии со сменой флюидного режима при становлении карбонатитовых интрузий на магматическом и гидротермальном этапах.

Для редкометалльных щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона (Чадобец и Арбарастах), а также редкоземельных карбонатитов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Центрального Таймыра на основании детального исследования состава материнских расплавов и флюидного режима формирования показано, что образование рудной минерализации происходит при участии силикатно-карбонатных и/или солевых расплавов (рассол-расплавов) на магматическом этапе и при участии карбонатитовых флюидов на гидротермальном этапе становления комплексов.

Практическая значимость

Практическим результатом проведенных исследований является выработка петрологических критериев для прогноза, поиска и оценки месторождений полезных ископаемых, связанных со щелочными комплексами России. Полученные данные возможно использовать для поиска и оценки рудных объектов щелочного магматизма на промышленное редкометалльно-редкоземельное оруденение в пределах Сибирского кратона и его обрамления.

Выявленные минералого-геохимические характеристики исследованных щелочных комплексов, являются важными при оценке технологических свойств руд, и могут быть использованы при разработке схем извлечения рудных компонентов.

Список научных трудов автора насчитывает более 150 публикации; в базах данных WOS/SCOPUS, РИНЦ и рекомендованных ВАК содержится более 60 публикаций, из которых по теме исследования в диссертационной работе представлено 50 публикаций.

Апробация работы

Выступление с устными докладами на международных и Российских конференциях: Тектонические совещания в ГИН РАН и ИЗК СО РАН, «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли ... » (ГИ КНЦ РАН, МГУ); «Геодинамика и минерагения Северной Азии» (ГИН СО РАН); «Международные научно-практические конференции по основам прогноза, поисков и оценки месторождений ПИ» (ЦНИГРИ); «Всероссийская научная конференция Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения...» (ДВГИ ДВО РАН); «Российская молодёжная научно-практическая Школа...» (ИГЕМ РАН); международная геологическая конференция «SGEM 2020» (Альбена, Болгария); «SGA conference» (Швеция) и др.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность за научное сопровождение и помощь в подготовке диссертационной работы д.г.-м.н. Дорошкевич А.Г.; отдельную признательность - первым научным руководителям д.г.-м.н. Борисенко А.С. и Павловой Г.Г., а также Боровикову А.А. За советы, помощь и рекомендации автор благодарит: к.г.-м.н. Пономарчука А.В., Избродина И.А., Крука М.Н., Широнососу Г.П., д.г.-м.н. Туркину О.М., Смирнова С.З., Нугуманову Я.Н. и Горюнову В.О. За помощь в проведении исследовании автор благодарит: Корсакова А.В., Рагозина А.Л., Скузоватова С.Ю., Карманова Н.С., Карманову Н.Г., Семенову Д.В., Нигматулину Е.Н., Хмельникову О.С., Куприянова И.Н., Николаеву И.В. Автор искренне признателен за помощь и постоянную поддержку д.г.-м.н., проф. Изоху А.Э., Летниковой Е.Ф. и к.г.-м.н. Стариковой А.Е. За помощь в проведении экспедиционных работ и научных исследованиях автор благодарит сотрудников ТуВИКОПР СО РАН: к.г.-м.н. Кужугета Р.В., Сугоракову А.М., д.г.-м.н. Лебедева В.И.; ИГХ СО РАН: Радомскую Т.А. и проф. Владыкина Н.В.; ИГАБМ СО РАН: Иванова А.И., к.г.-м.н. Кравченко А.А., д.г.-м.н. Смелова А.П. За помощь и сотрудничество автор благодарит коллег из ИГЕМ РАН: д.г.-м.н. Носову А.А., Никифорова А.В., к.г.-м.н. Каргина А.В., Лебедеву Н.М.; проф. В.С. Каменецкого; также автор признателен за поддержку сотрудникам ИЗК СО РАН: чл.корр. РАН, д.г.-м.н. Слярову Е.В., Гладкочубу Д.М., д.г.-м.н. Донской Т.В., Иванову А.В., к.г.-м.н.

Шарыгину И.С. и Школьник С.И. Автор благодарит геологов АО «Якутскгеология» Кардаша Е.А., Минакова А.В., Рожкова А.А. (г. Якутск, г. Алдан), «СибПГО» Варганова А.С. (г. Красноярск), а также д.г.-м.н. Проскурнина В.Ф. из Института им. Карпинского (г. Санкт-Петербург).

За бесценный вклад и постоянную поддержку автор благодарит родителей, сына, доченьку и любимую супругу.

Объем и структура диссертации

Диссертационная работа состоит из титульного листа, оглавления, введения, 5 глав, заключения, списка литературы и приложений. Общий объем диссертации составляет 328 с, из них основного текста – 236 с. В работе содержится 105 рисунков и 53 таблицы (включая приложения). Список литературы состоит из 592 источников.

Краткое содержание глав диссертационной работы

Первая глава посвящена состоянию изученности карбонатитовых комплексов. В ней представлены основные понятия и процессы, приведен обзор петрологических исследований карбонатитов. Вторая глава характеризует петрогенезис магнезиокарбонатитов Центрального Алдана. Третья глава посвящена петрологическим исследованиям ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса на Сибирском кратоне. Четвертая глава посвящена петрогенезису редкометалльных карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастах (Алданский щит). В пятой главе приводится обзор исследований включений в минералах редкоземельных карбонатитов Центрально-Азиатской провинции, а также результаты исследований редкоземельных карбонатитов Центрального Таймыра.

ФОРМУЛИРОВКА И ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

1. Апатит-доломитовые карбонатиты Селигдарского типа на Центральном Алдане сформировались в период 1.90–1.87 млрд. лет. Образование интрузий происходило в результате кристаллизации обогащенного Р, Fe и PЗЭ щелочно-карбонатного (магнезиокарбонатитового) расплава, а связанная с ними редкоземельная минерализация сформировалась на гидротермальном этапе при участии щелочно-хлоридных флюидов.

Исследованные магнезиокарбонатиты локализованы на Центральном Алдане в пределах Нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна и одноименной REE-апатитоносной структурно-металлогенической зоны, которая протягивается в меридиональном

направлении на расстояние ~ 400 км (Энтин, Тян, 1984). Согласно современным геофизическим данным эта зона локализована вдоль Селигдар-Верхнетимптонской градиентной ступени II порядка с утоненной (до 36-38 км) корой пониженной плотности (Хомич и Борискина, 2010) (рис. 1). Автором проведены петрологические исследования следующих объектов: Селигдар, Усть-Чульман, Муосталаах, Дорожное и Бирикээн (рис. 1).



Рисунок 1. Расположение исследованных магнизиокарбонатитовых объектов в пределах Нимнырской апатитоносной зоны на Алданском щите (Ю. Якутия) (данные Энтин, Тян (1984), с дополнениями автора).

Селигдарская интрузия состоит из нескольких концентрических в плане зон (Боярко, 1983) (рис. 2). Центральная область представлена апатит-доломитовыми карбонатитами (или апатитовыми рудами). Руды сильно окислены, подвержены гематитизации, серицитизации и хлоритизации. Глубина гипергенных изменений составляет 50–600 м (рис. 2). Апатит-силикатно-карбонатная зона расположена в периферийных частях рудного тела и представляет собой зону метасоматитов (антискарнов) (рис. 2). Далее следует практически мономинеральная флогопитовая оторочка, размером от нескольких сантиметров до нескольких метров в плане, расположенная в мощной до 200-300 м зоне фенитизации, свидетельствующей о повышенных содержаниях щелочей в исходном расплаве магнизиокарбонатитов (рис. 2).

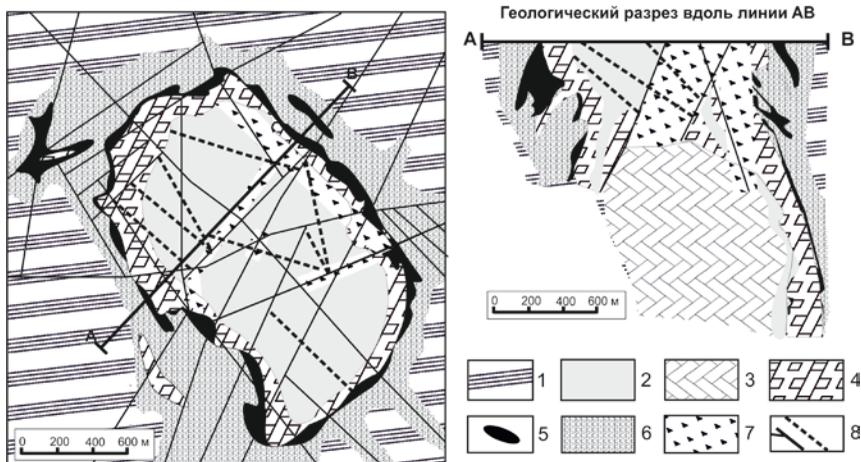


Рисунок 2. Геологическая схема и разрез рудного тела REE-апатитового месторождения Селигдар (Боярко, 1983). Условные обозначения: 1 – вмещающие метаморфические породы; 2 – окисленные апатитовые руды (зона гипергенеза); 3 – первичные апатитовые руды (карбонатиты); 4 – апатит-силикатно-карбонатные метасоматиты (антискарны); 5 – зона флогопитов; 6 – зона фенитизации; 7 – гематит-карбонатные (окисленные) апатитовые руды, брекчии; 8 – разломы.

Предшествующие геохронологические исследования (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb) магнезиокарбонатитов Алдана показывают широкий интервал оценок возрастов от 2.06 до 1.4 млрд. лет (Тугаринов и др., 1976; Энтин, Тянь, 1984; Зайцев и др., 1992). Современные исследования (U-Pb SHRIMP-II, Ar-Ar) зафиксировали интервал формирования магнезиокарбонатитов Алдана в 1.90-1.87 млрд. лет (Prokoryev et al., 2017, 2019). Цирконы карбонатитов Селигдара показали возраст 1880 ± 13 млн. лет. Кристаллы циркона карбонатитов Усть-Чульмана дали возраст 1878 ± 17 млн. лет. Цирконы карбонатитов Муосталааха показали датировку 1906 ± 6 млн. лет.

Первичная рудно-минеральная ассоциация магнезиокарбонатитов представлена Ti-магнетитом (с ильменитовой решеткой распада), фторапатитом (SrO до 1.8 мас. %, LREE₂O₃ до 1.3 мас. %, SO₃ до 2.9 мас. %) и доломитом, которые являются главными породообразующими минералами (до 80-95 об.%) (рис. 3). К магматическим минералам также относятся щелочные полевые шпаты, флогопит, торит, циркон, бадделейт (2-5 об.%). Монацит-(Ce), гематит, кальцит, кварц, барит, баритоцелестин, сидерит, ангидрит, торианит, ксенотим-(Y), сидерит, рутил (Nb), фторкарбонаты REE и сульфиды присутствуют в виде

гидротермальных минеральных ассоциаций, формирующих прожилки и зернистые агрегаты, секущие и наложенные на магматический минеральный парагенезис (рис. 3).

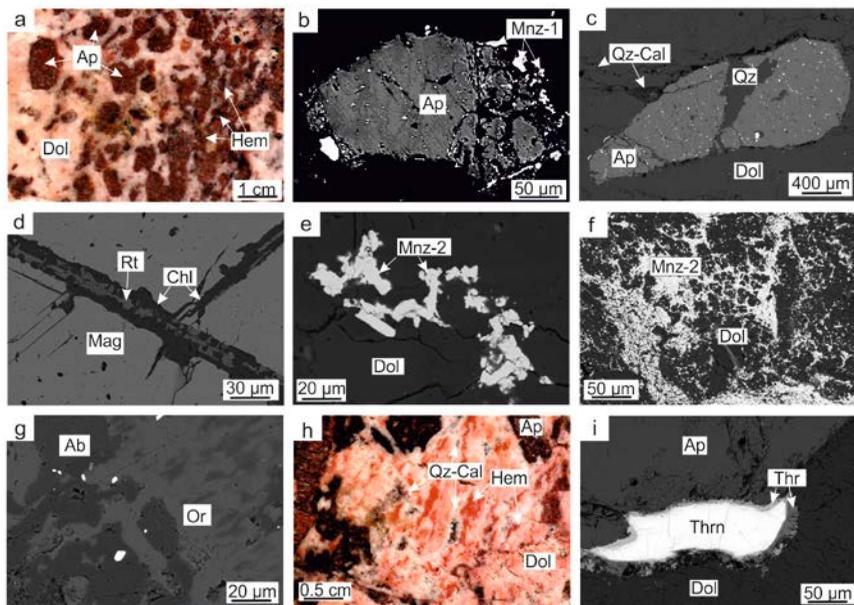


Рисунок 3. Микрофотографии (а, h) и BSE-изображения (b–g, i) минеральных ассоциаций апатит-доломитовых руд Селигдарского месторождения (из работы Prokoryev et. al. (2017)). (а) Кристаллы апатита (Ap) в доломитовой матрице (Dol); (b, c) – неоднородный апатит с включениями монацита-(Ce) (Mnz-1) и прожилками кварца (Qz) и кальцита (Cal); (d) – кристаллы магнетита (Mag) с пластинками ильменита (?), замещенными рутилом (Rt) и хлоритом (Chl); (e, f) – мелкозернистые агрегаты монацита-(Ce) (Mnz-2) в доломите; (g) – ортоклаз (Or)-альбитовая (Ab) мезопертитовая текстура; (h) – поздние кварц-кальцитовые (Qz-Cal) и гематитовые (Hem) прожилки; (i) – каймы торита (Thr) и торнианита (Thrn).

В кристаллах фторапатита обнаружены первичные расплавные включения, локализованные группами в центральных участках минерала (рис. 4а–с). Включения имеют округлую форму вакуоли или форму отрицательных кристаллов, размером 5–45 мкм. Основной объем включений заполнен микрокристаллическим агрегатом прозрачных анизотропных и непрозрачных рудных фаз; во включениях также оптически наблюдается присутствие жидкой и газовой фаз (рис. 4). По данным рамановского анализа расплавных включений установлено

наличие дочерних фаз доломита и тенардита Na_2SO_4 ; во флюидной фазе присутствует жидкая CO_2 (рис. 4d,e). SEM EDS анализ вскрытых расплавных включений показывает преобладание доломита (80-85 об.%) среди дочерних фаз, присутствие кристаллов силикатов, близких по составу ко флогопиту, а также сульфатов Ca и Na (ангидрита (?), тенардита) и зерен Ti-магнетита (рис. 4f).

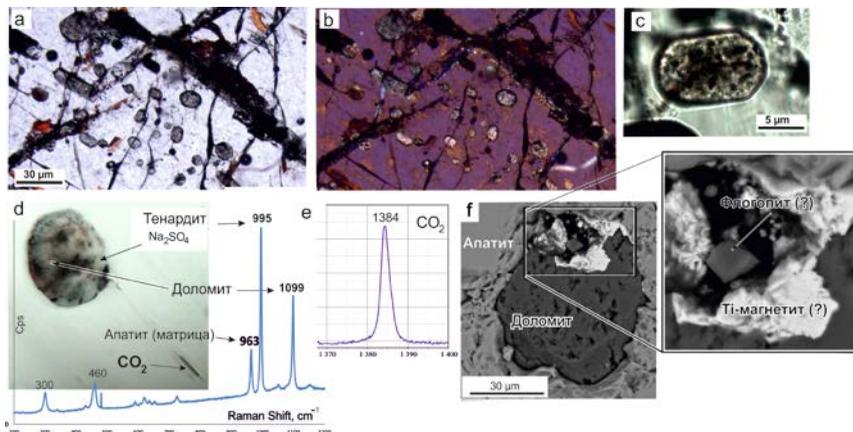


Рисунок 4. Расплавные включения карбонатитов Селигдара: (а, б) – оптические фото расположения первичных расплавных включений в кристаллах фторапатита (а – николи //, б – николи +); (с) – фотография расплавного включения; (d) – результаты диагностики кристаллических фаз включения методом КР-спектроскопии, (е) – спектр газовой фазы включения (d); (f) – результаты диагностики состава кристаллических фаз во вскрытых расплавных включениях методом SEM EDS.

Термометрические эксперименты по нагреву включений показали, что плавление фаз происходит при температуре выше $350\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в интервале $830\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ плавилось примерно 80–95 % объема вакуоли включения. Частичная гомогенизация включений связана с присутствием ксеногенных фаз Ti-магнетита; мономинеральные включения Ti-магнетита содержатся во фторапатите. По данным SEM EDS анализа был рассчитан состав включений (мас.%): CaO – 29.48-30.14, MgO – 21.57-22.42, MnO – 0.23-0.37, FeO – 11.6-25.82, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ – 1.45-3.51. LA-ICP-MS данные показывают, что включения содержат (г/т): La — 513-712, Ce — 1244–1788, Nd — 1105–1592, Th — 576–722, Sr – 6485-9852.

На рисунке 5 приведены мультиэлементные спектры для магнезиокарбонатитов и расплавных включений. Конфигурация спектров

пород и включений близка, есть вариации по содержанию Ba, Sr, Th, U и LREE. В целом, расплавы магнезиокарбонатов обогащены легкими РЗЭ и имеют минимумы по Nb, Zr и Hf относительно соседних элементов, что характеризует особенности источника карбонатов (1) типа.

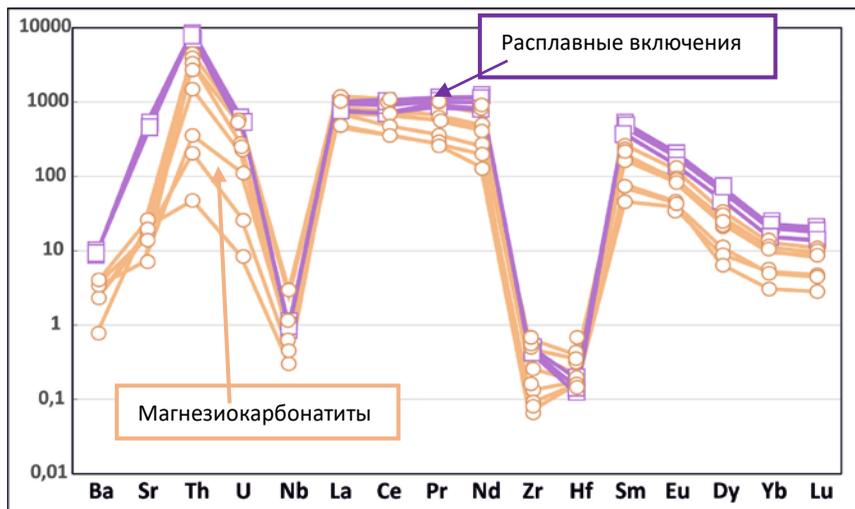


Рисунок 5. Мультиэлементные спектры магнезиокарбонатов и расплавных включений (нормировка на РМ по Sun, McDonough (1989)).

В жильном кварце из зон с редкоземельной и сульфатной минерализацией установлены первичные и вторичные многофазные флюидные включения (рис. 6а,б). Первичные флюидные включения локализованы группами в центральных участках зерен кварца, формирующего прожилки; имеют округлую прямоугольную или неправильную форму вакуоли; размеры включений – 10-15 мкм (рис. 6а). В составе включений диагностируется жидкая углекислота (5-15 об.%), 1-3 кристаллические кубические фазы галита (15-35 об.%) и водно-солевой раствор (рис. 6а). Температура гомогенизации первичных включений в кварце соответствует диапазону от 415 до 465 °С, а температура плавления (Тпл) кристаллов галита составила 300-380 °С, что соответствует концентрациям 38–42 мас.% NaCl-экв. (Реддер, 1987).

Вторичные флюидные включения в кварце, размером обычно 5-10 мкм, локализованы по трещинам. Включения содержат фазу жидкой углекислоты (5-15 до 30-40 об.%), водно-солевой раствор и 1-2 анизотропные микрокристаллические фазы (рис. 6б). Результаты

исследования состава кристаллических фаз таких флюидных включений показал наличие карбонатов – сидерита и фторкарбоната REE, иногда сульфатов Ca (ангидрит?) (рис. 6d,e).

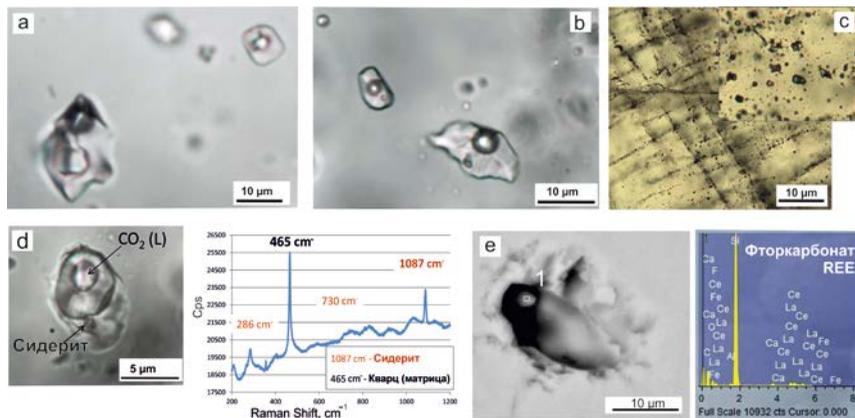


Рисунок 6. Флюидные включения карбонатитов Селигдара: первичные (a) и вторичные (b) многофазные включения в кварце; вторичные газово-жидкие включения в доломите (c). Результаты диагностики методом КР-спектроскопии кристаллической фазы сидерита (d) и SEM EDS анализа фазы фторкарбоната REE (e) во вскрытом вторичном многофазном включении в кварце.

Согласно проведенным геохронологическим исследованиям в пределах Центрально-Алданского региона установлен палеопротерозойский этап ~ 1.90–1.87 млрд. лет формирования апатит-доломитовых карбонатитов Селигдарского типа, образование которых совпадает с постколлизийными событиями на Сибирском кратоне (Котов и др., 2004; Gladkochub et al., 2006, 2012). При этом, локальные зоны растяжения и более высокая проницаемость относительно тонкой коры (Селигдар-Верохладинская зона) способствовали быстрому подъему карбонатитовых магм на поверхность. Схожий процесс описан для карбонатитов Китая (Hou et al., 2006), а также для калиевых и ультракалиевых пород Северно-Тибетского нагорья (Guo et al., 2005). Учитывая температуры гомогенизации включений (~ 850 °C) и сосуществование карбонатов с Na-Ca-Mg в условиях приближения к кратонной геотерме можно оценить давление зарождения магнезиокарбонатитовой расплава ~ 3 ГПа, что соответствует глубинам порядка 100 км (Podborodnikov et al., 2019; Nasterok and Chapman 2011; Syracuse et al., 2010).

Результаты минералогических исследований показывают, что магнезиокарбонатитовые расплавы содержали высокие концентрации фосфора и железа (кристаллизация апатита и магнетита). Повышенные концентрации легких РЗЭ, SrO и SO₃ в апатите указывают на высокое содержание этих элементов в исходном карбонатитовом расплаве, что отражено в составе расплавных включений. Исследования включений также показывают, что расплавы доломитовых карбонатитов характеризовались повышенными концентрациями щелочей (Na и K), что подтверждается ареалом фенитизации вокруг интрузий карбонатитов. Минералогия и исследования флюидных включений показали, что ортомагматические флюиды были ответственны за редкоземельную минерализацию карбонатитов на гидротермальном этапе становления комплексов. Флюиды имели щелочно-хлоридный состав (42–38 мас.% NaCl-экв.). Карбонатитовые флюиды с высокой активностью катионно-анионных лигандов были также ответственны за ремобилизацию РЗЭ и Th из апатита с образованием монацита-(Ce), ксенотима-(Y) и торианита (рис. 3b). Дальнейшая эволюция флюидного режима приводит к вариациям в составе растворов, участвующих в формировании поздних сульфатов, фосфатов и карбонатов (с Ba, Sr, Ca и РЗЭ), а также сульфидов, сидерита и др. на поздних стадиях гидротермального этапа.

2. Щелочно-силикатно-/карбонатный расплав ультраосновных лампрофиров (айлликитов) чадобецкого комплекса Сибирского кратона был обогащен Ba, Sr, REE, Zr, Ta и Nb. Его эволюция привела к формированию рудоносных карбонатитов с редкоземельно-редкометалльной минерализацией.

Чадобецкий щелочной комплекс расположен в юго-западной части Сибирского кратона и сформирован в период ~ 250-240 млн. лет (Nosova et al., 2018; Doroshkevich et al., 2019, 2021; Прокопьев и др., 2021), синхронно с образованием объектов Сибирской крупной изверженной провинции (LIP) (рис. 7а). История изучения чадобецкого комплекса в Красноярском крае связана с геолого-съёмочными и поисковыми работами на алмазы, бокситы, а также с поисками и разведкой РЗЭ-Nb руд Чуктуконского месторождения. В составе чадобецкого комплекса установлено три фазы внедрения. Первая фаза представлена

ультраосновными лампрофирами – айлликитами¹ и мела-айлликитами (рис. 7b).

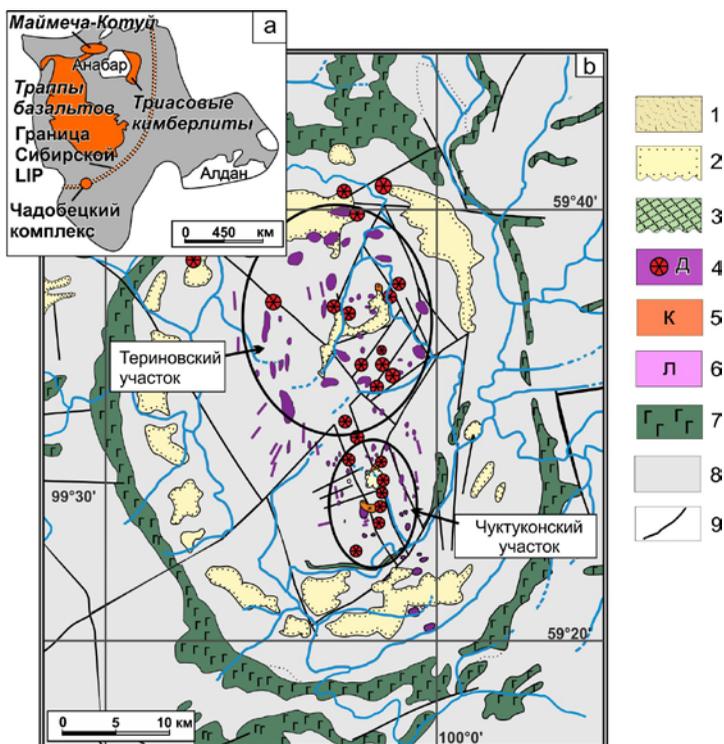


Рисунок 7. (а) Расположение чадобецкого комплекса в пределах Сибирской LIP (по Pernet-Fisher et al. 2015). (b) Геологическая схема чадобецкого комплекса (Кириченко и др., 2012). Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – олигоцен – миоцен; 3 – верхний мел – эоцен; 4–6 – чадобецкий комплекс: 4 – третья фаза: трубки взрыва (диатремы), дайки, жилы, брекчии ультраосновных лампрофиров (дамтьернитов); 5 - вторая фаза: пластовые тела, дайки, штоки карбонатитов; 6 - первая фаза: штоки, дайки, жилы ультраосновных лампрофиров (айлликитов); 7 – базальты; 8 – рифейские отложения; 9 – разломы.

¹ Термин «айлликит» введен в петрологию в 1939 г для описания богатых карбонатами разновидностей ультраосновных лампрофиров в районе залива Айллик Бэй (Aillik Bay) на ове Лабрадор (Kranck, 1939); на основании оригинального названия залива в работе будет использоваться написание термина с двойной «л» (хотя в отечественной литературе также встречается написание пород с одной «л»).

Чадобецкий комплекс является представителем (2) генетического типа – щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы, для которых характерна REE-редкометалльная специализация. К данному типу карбонатитовых комплексов относится также исследуемый массив Арбарастах на юго-востоке Сибирского кратона (Алданский щит), об эволюции расплавов и флюидов которого показано в следующем разделе.

Айлликинты и мела-айлликинты первой фазы чадобецкого комплекса образуют практически непрерывный по вертикали силлово-жильный комплекс (Кириченко и др., 2012, Махнева и др., 2016). Мощность силлов и дайковых тел обычно не превышает нескольких десятков метров. Вторая фаза внедрения чадобецкого комплекса представлена интрузиями карбонатитов (рис. 7b). Карбонатиты образуют штокообразные тела с размерами в плане от 100×150 м и до 1.9×0.9 км, тела неправильной формы, а также дайки и жилы, секущие ультраосновные породы первой фазы. Кора выветривания по карбонатитам сформировала Чуктуконское месторождение РЗЭ-Nb руд. Третья фаза внедрения комплекса была описана предшественниками в виде кимберлитов (Скляр, 1962, 1971; Лапин, 2001). Петрологические исследования показали, что эти породы представлены ультраосновными лампрофирами - дамтьернитами (Prokoryev et al., 2020, 2023; Doroshkevich et al., 2019, 2021). Породы образуют трубки взрыва и жильные тела. Диатремы имеют вариации размеров в плане от 30 до 700 м, содержат ксенолиты вмещающих пород и ранних фаз комплекса.

В петрографическом плане айлликинты и мела-айлликинты чадобецкого комплекса имеют порфиновую структуру (рис. 8). В айлликинтах присутствуют вкрапленники оливина (10–30 об.%) и флогопита (10–20 об.%) (рис. 8a,b). Вкрапленники оливина и флогопита айлликинтов расположены в мелкозернистой основной массе карбоната (доломита и кальцита) (до 40 об.%), флогопита (15–25 об.%), минералов группы шпинели, перовскита (15–25 об.%) и клинопироксена (до 40 об.%) для мела-айлликинтов, рис. 8d–h). Появление в основной массе кристаллов полевых шпатов (до 10 об.%) позволяет отнести ультраосновные лампрофиры к дамтьернитам (Tappe et al., 2005) (рис. 8i). Второстепенными и акцессорными минералами являются фторapatит, сульфиды (пирит, халькопирит), ильменит, рутил и титанит. Вторичные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, серпентином, эпидотом, хлоритом, рутилом, баритом, синхизитом- и монацитом-(Ce).

Первичные карбонаты ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса представлены мелкозернистыми агрегатами кальцита и доломита; в своем составе фиксируют примесь SrO до 2-3 мас.%. Фторapatит образует редкие идиоморфные зерна и призматические

кристаллы; минерал содержит примеси (до первых мас. %) Na_2O , SrO , SO_3 и LREE_2O_3 . Химический состав фторапатита типичен для карбонатитов (Hogarth, 1989). Перовскит содержит LREE_2O_3 и SrO (до первых мас. %). Минералы группы шпинели ультраосновных лампрофиров формируют зернистые агрегаты, центральные части которых представлены хромитом, а кайма – титаномагнетитом (рис. 8d,e).

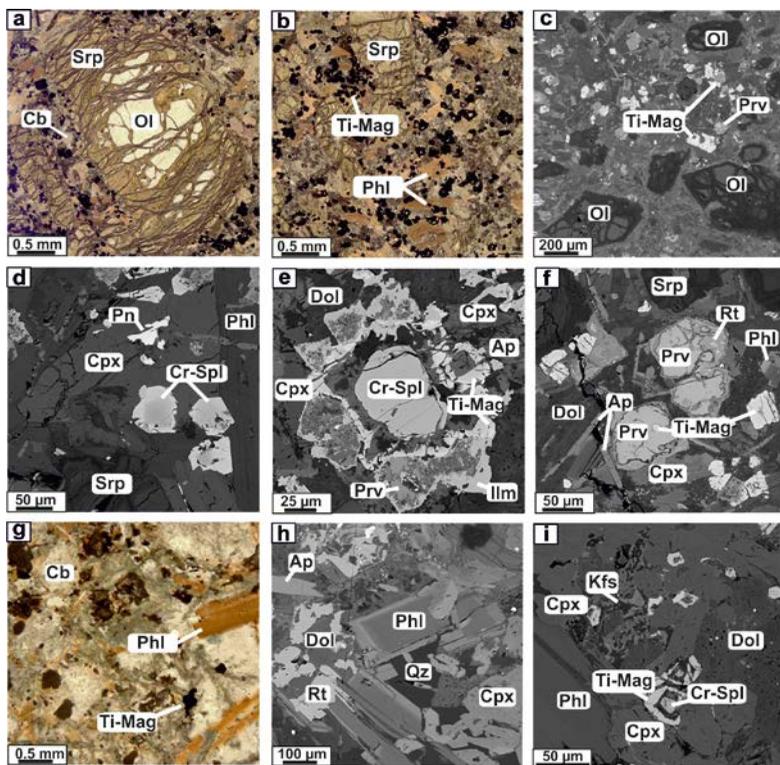


Рисунок 8. Фотографии (a, b, g) и BSE-изображения (c–f, h, i) минеральных ассоциаций ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса: (a–c) – айлликиты, (d–h) – мела-айлликиты, (i) – дамтьерниты. Обозначения минералов по Whitney and Evans (2010).

Минеральный состав шпинелидов демонстрирует «титаномагнетитовый тренд» в поле оранжетитов и лампроитов (Mitchell, 1995); соотношение $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ варьирует от 0.35 до 1 (рис. 9a). Состав клинопироксена соответствует диоксид-геденбергитовому и располагается вблизи буфера $\text{FMQ} +1\dots-1$ (рис. 9b). Флогопит образует

идiomорфные макрокристы и кристаллы основной массы; имеет зональную структуру: наблюдается рост FeOt по мере уменьшения MgO, Al₂O₃ и TiO₂ от центральных к краевым зонам флогопита, а #Mg уменьшается от 0.7 до 0.45. Состав флогопитов ложится в поля лампрофирового и оранжеитового трендов (рис. 9с). В минерале присутствует примесь BaO до первых мас.%. Содержание Ba в слюдах отмечено для кимберлитов (Mitchell, 1995) и, например, оливинитов Гулинского массива (Маймеча-Котуй) (Kogarko et al., 2012).

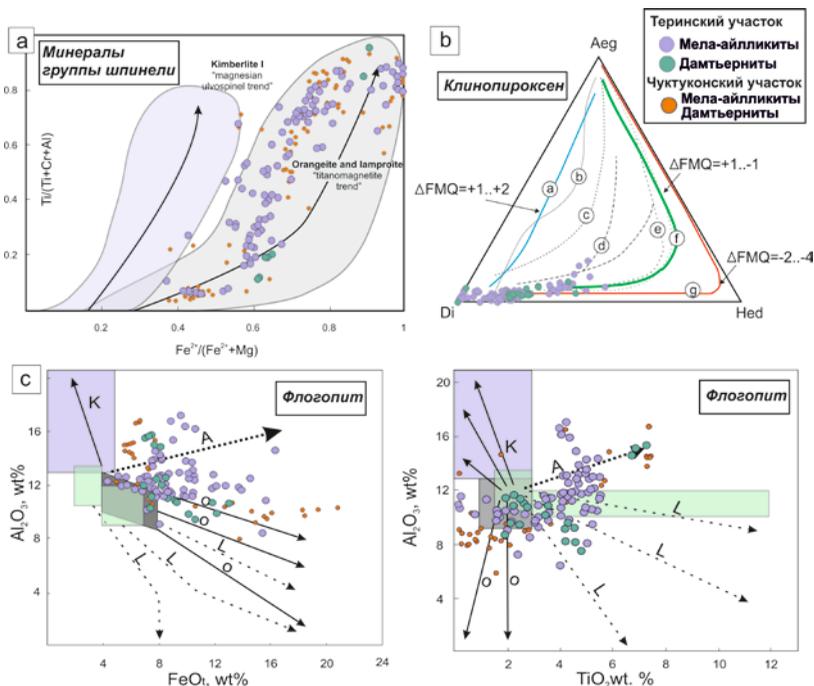


Рисунок 9. Особенности минерального состава шпинелидов (а), клинопироксена (б) и флогопита (с) ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса. Диаграммы составлены по Mitchell (1995) и Mann et al. (2006). Обозначения трендов: К – кимберлитовый, О – оранжеитовый, L – лампрофировый, А – альнэиты.

Оливин представляет различные генетические разновидности: (1) полуокруглые идиоморфные макрокристы и/или ксенокристы, размером в среднем 1–10 мм (ОI-I), и (2) идиоморфные мелкозернистые кристаллы-фенокристы, размером <1 мм в основной массе (ОI-II). В зернах ОI-I наблюдаются центральные части (ядро) и каймы (краевые участки).

Состав центральной части разных зерен варьирует. Однако среди макрокристов выделяются зерна с характеристиками мантийных перидотитов: ядра таких Ol-I обогащены магнием (#Mg 89–86.5), Ni (3080–3175 ppm) и Cr (190–270 ppm), имеют низкий Mn (950–1080 ppm). Составы краевых зон (кайм) такого Ol-I схожи по составу с ядрами фенокристов Ol-II (#Mg 84–86.6, Ni – 1400–1580 ppm, Cr – 70–270 ppm).

Макрокристы оливина (Ol-I) айллицитов чадобецкого комплекса содержат расплавные и флюидные включения. Расплавные включения (10–30 мкм) располагаются группами в «залеченных» трещинах и плоскостях центральных участков минерала-хозяина и могут быть отнесены ко вторичным (рис. 10).

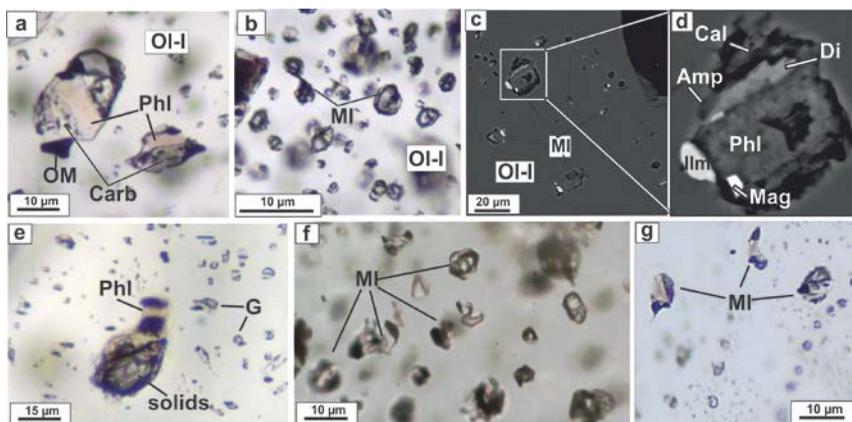


Рисунок 10. Микрофотографии вторичных расплавных включений в макрокристах оливина (Ol-I) айллицитов чадобецкого комплекса в проходящем свете (a, b, e–g) и в виде BSE-изображений (c, d). (a, b) – Невскрытые расплавные включения с диагностируемыми фазами флогопита (Phl), непрозрачными фазами (OM) и смесью карбонатов Ca, Mg и Na (Carb) (a). (c, d) – Вскрытые расплавные включения разного размера со схожим минеральным составом: флогопит, кальцит (Cal), диопсид (Di), ильменит (Ilm) и титаномagnetит (Ti-Mgt) (d). (e) – Сравнительно крупное включение с большим количеством твердых фаз (solids) и группа мелких флюидных включений, расположенных в той же плоскости; (f, g) – цепочки расплавных и флюидных включений различной формы и размера; в некоторых расплавных включениях оптически наблюдается газовый пузырек.

SEM EDS анализ и КР-спектроскопия расплавных включений в оливине чадобецкого комплекса выявили наличие кристаллических фаз: флогопита (Mg# 80–84) и кальцита, щелочных карбонатов, синхизита-(Ce), клинопироксена (Di-Hed, Mg#72–88), Ca-Na-амфибола, фторапатита,

ангидрита, а также ильменита, Тi-магнетита и пентландита (рис. 10). На КР-спектрах включений в области флюидной фазы наблюдаются два диагностических пика CO_2 (Frezzotti, 2012). Важно понимать, что расплавные включения локализованы в ядрах макрокристов ОI-I, имеющего мантийное (перидотитовое) происхождение (#Mg - 89–86.5, высокие Ni, Cr). Такие ксенокристы оливина были захвачены на глубине айллицитовым расплавом, который в определенный момент проник в трещины оливина и зафиксировался в нем «как в футляре» до кристаллизации породообразующих минералов айллицитов. В последствие ОI-I дорастал каймой, отвечающей по составу фенокристам ОI-II айллицитов, при этом расплавные включения в центральных участках ОI-I отчетливо отражают состав айллицитового расплава, близкого к материнскому для пород чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Необходимо также отметить, наличие генераций расплавных включений в макрокристаллах оливина, содержащих преимущественно карбонатные фазы – кальцит, доломит и щелочные карбонаты (рис. 11).

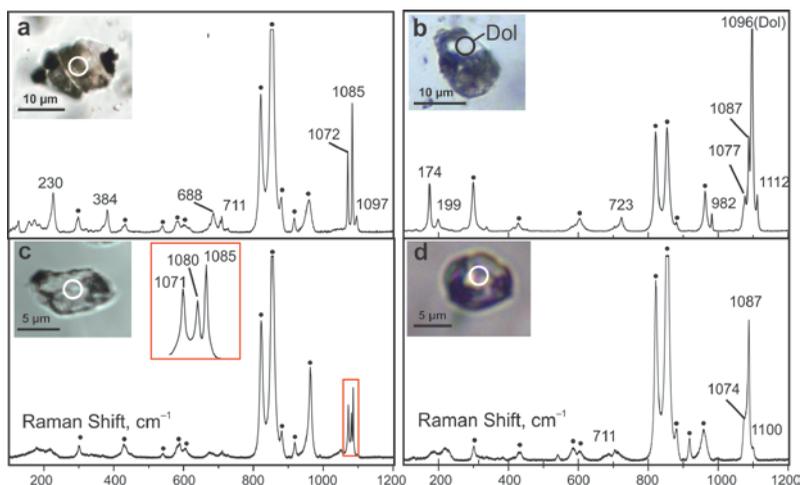


Рисунок 11. Микрофотографии включений и КР-спектры дочерних фаз расплавных включений в макрокристаллах оливина айллицитов. Отчетливые пики в области $1071\text{--}1112\text{ см}^{-1}$ соответствуют колебаниям группы $[\text{CO}_3]$: пики в диапазоне $1071\text{--}1077\text{ см}^{-1}$ принадлежат щелочным карбонатам (а–д), линии $1086\text{--}1087\text{ см}^{-1}$ могут принадлежать кальциту (а–д), пики в области $1096\text{--}1097\text{ см}^{-1}$ относятся к доломиту (а, б), пик в 1080 см^{-1} , вероятно, принадлежит натриту (с). Линия 982 см^{-1} соответствует колебанию группы $[\text{SO}_4]$ (b). Кружками показаны анализируемые участки; линии оливина отмечены черными точками.

КР-спектры дочерних кристаллических фаз нескрытых включений в области прозрачных мелкозернистых агрегатов карбонатов отчетливо демонстрируют линии пиков, присущих колебаниям $[\text{CO}_3]$ -комплексов ($1071\text{--}1100\text{ см}^{-1}$) и реже $[\text{SO}_4]$ -комплексов ($980\text{--}990\text{ см}^{-1}$) (Frezzotti et al., 2012; Shatskiy et al., 2015) (рис. 11). Точная фазовая диагностика дочерних фаз включений затруднена, поскольку карбонаты образуют агрегат минеральных фаз с размером зерен $<1\text{--}2\text{ мкм}$, и выделить отдельные линии карбонатов в общем спектре не представляется возможным. Так, диапазон пиков в области $1086\text{--}1087\text{ см}^{-1}$, скорее всего, принадлежит кальциту, хотя может принадлежать и щелочным карбонатам; линия $1096\text{--}1097\text{ см}^{-1}$ может соответствовать доломиту; пики в диапазоне $1071\text{--}1077\text{ см}^{-1}$ согласуются с линиями карбонатов Ca-Na, вероятно, близкого по структуре к ньерериту (Zaitsev et al., 2009; Shatskiy et al., 2015) (рис. 11). Изменения в положении линий карбонатов щелочных металлов могут быть вызваны различным соотношением Ca-K-Na или структурными особенностями. Пик 1080 см^{-1} , иногда присутствующий на КР-спектрах (рис. 11с), является наиболее интенсивным пиком натрита Na_2CO_3 (Buzgar and Apopei, 2009). Таким образом, можно заключить, что мелкозернистая смесь прозрачных фаз в составе расплавных включений представляет собой смесь щелочных карбонатов Ca-K-Na, карбонатов Ca-Mg-Fe, а также сульфатов (рис. 11).

LA-ICP-MS исследования расплавных включений, содержащих схожие объемные соотношения карбонатных и силикатных фаз показали концентрации (г/т): Ba – 5000-16620, Sr – 3145-22830, La – 1800-8204, Ce – 3400-16510, Nd – 850-1400, Ta – 52-200, Hf – 56-238, Nb – 1500-3700, Zr – 5702-10210. На рисунке 12 показаны мультиэлементные спектры айллицитов и расплавных включений, которые имеют схожую конфигурацию, отражающую особенности состава расплава ультраосновных лампрофиров, обогащенного редкоземельными (La, Ce, Nd) и высокозарядными (Nb, Ta, Zr, Hf) компонентами (рис. 12). Уровень спектров для расплавных включений расположен выше такового для пород - айллицитов (рис. 12). При добавлении к айллицитовому расплаву (данные расплавных включений) порядка 10 % оливина (макрокристов/ксенокристов) (расчет произведен по Powell (1994)) получают спектры концентрации элементов схожие с таковыми для айллицитов (зеленые пунктирные графики на рис. 12). Петрографические наблюдения по содержанию макрокристов оливина в айлликитах чадобецкого комплекса коррелируют с полученными данными.

На рисунке 12 также присутствует поле составов карбонатитов (серое), которое показывает широкие вариации по содержанию рудных элементов (например, Nb) между породой и расплавом. Такие поля

являются свидетельством существенного преобразования карбонатов наложенными гидротермальными и гипергенными процессами (включающими накопление Nb в коре выветривания), что согласуется с минералогическими характеристиками карбонатов (Doroshkevich et al., 2019). Вместе с тем, геологические описания (Кириченко и др., 2012) и петрологические исследования карбонатных глобул в ультраосновных лампрофирах (Nosova et al., 2021) указывают на процессы силикатно-карбонатной несмесимости, участвующие в формировании пород чадобецкого комплекса. Поэтому, используя коэффициенты распределения между карбонатным и силикатным расплавом для исследуемых элементов, согласно экспериментальным работам Martin et al. (2012) в карбонатит-камафугитовой системе, можно оценить расчётный состав несмесимого карбонатитового расплава для чадобецкого комплекса – оранжевое поле на рисунке 12.

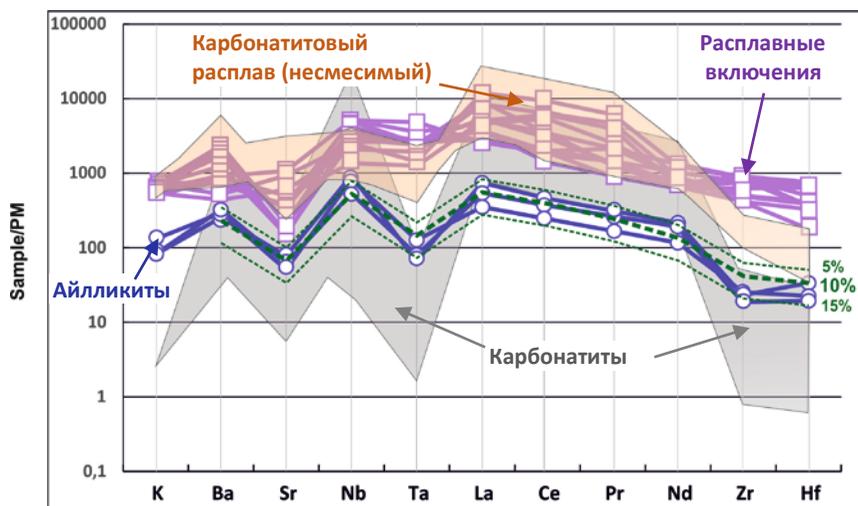


Рисунок 12. Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавных включений айлликитов чадобецкого комплекса (нормированные на PM по Sun, McDonough (1989); геохимия карбонатов из Doroshkevich et al. (2019)).

Согласно полученным данным видно, что такие рудные компоненты как LREE, Ba, Sr, частично Nb и Ta могут накапливаться в несмесимом карбонатитовом расплаве, в то время как накопление Zr и Hf в карбонатитах может быть связано с процессами кристаллизационной дифференциации. Также можно предположить, что процессы

несмесимости для чадобецкого комплекса протекали уже на ранних стадиях эволюции айлликитовых расплавов. На это указывает наличие генераций существенно карбонатных расплавных включений в оливине айлликитов (рис. 11). Ультраосновные лампрофиры остаточной магмы формировали последующие импульсы внедрения и кристаллизации мелаяйлликитов и дамтьернитов чадобецкого комплекса.

Таким образом, исследования минерального состава, геохимии пород и включений в ультраосновных лампрофирах чадобецкого комплекса показывают, что материнский расплав айлликитов состоял из силикатного и карбонатного компонентов и содержал повышенные концентрации щелочей (K_2O и Na_2O) и рудных элементов – LREE, Zr, Ta, Nb. Полученные вещественные характеристики пород и расплавных силикатно-карбонатных включений свидетельствует о незначительном изменении состава материнских расплавов для айлликитов чадобецкого комплекса в процессе их резкого подъёма на поверхность и быстрой кристаллизации в виде даек, силлов и небольших интрузий. Эти характеристики, совместно с изотопными и геохимическими данными по айлликитам (Doroshkevich et al., 2021, 2022, 2024; Nosova et al., 2018, 2020; Tarpe, et al., 2006, 2017) подтверждают гипотезу о том, что расплавы айлликитов являются наименее дифференцированными и соответствуют критериям первичных мантийных расплавов, образование которых связывают с частичным плавлением карбонатизированного перидотита в результате флогопит-карбонатного метасоматоза (Downes et al., 2005; Agashev et al., 2008). Рассчитанные температуры равновесия для перидотитовых ядер макрокристов оливина айлликитов чадобецкого комплекса («Al-in-olivine» термометр, Bussweiler et al., 2017) составили ~ 1020 °C при 2 ГПа и ~ 1300 °C при 6 ГПа. Фугитивность кислорода ($\Delta \log(fO_2)$ по Ballhaus et al. (1991), оливин-шпинель) для айлликитов при полученных температурах находится вблизи буфера FMQ (-1.15 ... -0.06).

Эволюция айлликитовых расплавов, с участием процессов несмесимости и кристаллизационной дифференциации, приводит к образованию щелочно-карбонатных материнских расплавов для рудоносных редкоземельно-редкометалльных карбонатитов, сформировавших Чуктуконское месторождение чадобецкого комплекса. Аналогичная модель эволюции айлликитовых расплавов с формированием рудоносных REE-Zr-Nb карбонатитов и Fe-P-Zr-Nb фоскоритов предполагается для пород массива Арбарастах на Алданском щите (Doroshkevich et al., 2022, 2024; Kruk et al., 2024). Также, модели формирования рудоносных карбонатитов и фоскоритов как производных щелочно-ультраосновных расплавов описаны, к примеру, для Ковдора (Расс и др., 2020) и Палаборы (Giebel et al., 2019).

3. Редкометалльная Ta-Zr-Nb минерализация карбонатитов массива Арбарастах (Алданский щит), продуктов эволюции айлликитового расплава, сформировалась на магматическом этапе из щелочно-силикатно-карбонатного расплава. Рудоносная Ba-Sr-редкоземельная минеральная ассоциация карбонатитов образовалась при участии щелочно-карбонатных флюидов на гидротермальном этапе.

Щелочно-ультраосновной карбонатит-фоскоритовый массив Арбарастах расположен на юго-востоке Сибирского кратона и входит в ареал неопротерозойского редкометалльного карбонатитового магматизма, проявленного вдоль южной окраины Сибирского кратона (Ярмолюк и др., 2005; Кузьмин и др., 2014) (рис. 13а).

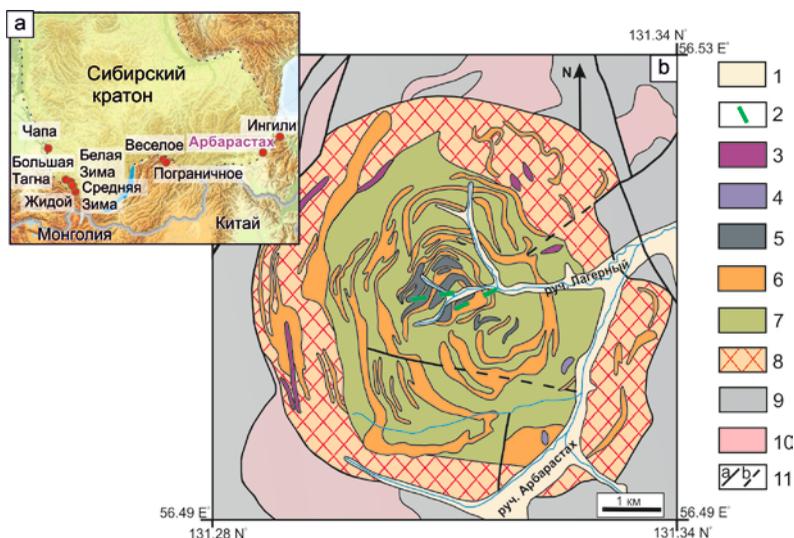


Рисунок 13. (а) Схема расположения редкометалльных неопротерозойских карбонатитовых комплексов на юге Сибирского кратона (Кузьмин и др., 2014) и (б) схематическая геологическая карта массива Арбарастах (Глаголев, 1974, с дополнениями). Условные обозначения: 1 – аллювиальные отложения; 2-8 – породы массива: 2 – дайки щелочно-ультраосновных лампрофиров (айлликиты); 3 – щелочные сиениты; 4 – ийолит-уртиты, мельтейгиты; 5 – фоскориты; 6 – карбонатиты и силикокарбонатиты; 7 – пироксениты; 8 – фениты; 9 – гнейсы, кристаллические сланцы нижнего архея; 10 – раннеархейские гранитоиды; 11 – тектонические нарушения: разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

Массив Арбарастах является потенциальным рудным объектом на добычу комплексных U-Ta-Zr-Nb/Fe-P + Cu, Sr и REE руд (Горошко, Гурьянов, 2004). Руды массива приурочены к телам карбонатитов, фоскоритов и метасоматитов. В тектоническом плане массив расположен в Учурском террейне Восточно-Алданского блока. Основная фаза массива составляет штокообразное тело пироксенитов, имеющее в плане округло-эллипсоидное очертание (Глаголев и др., 1974) (рис. 13). Породы ийолитуртитовой серии и нефелиновые сиениты образуют субвертикальные кольцевые дайки длиной до 1 км и мощностью до 50 м. Рудоносные редкометалльные карбонатиты образуют кольцевые дайкообразные тела шириной от 10 до 400 м и длиной 0.1–6 км (рис. 13). В самом центре массива расположены рудоносные тела фоскоритов. Мощность тел фоскоритов составляет от 30-70 до 200-400 м.

В ходе полевых работ в 2019 г. автором с коллегами было зафиксировано несколько коренных выходов даек ультраосновных лампрофиров – айлликитов (рис. 13, 14а).

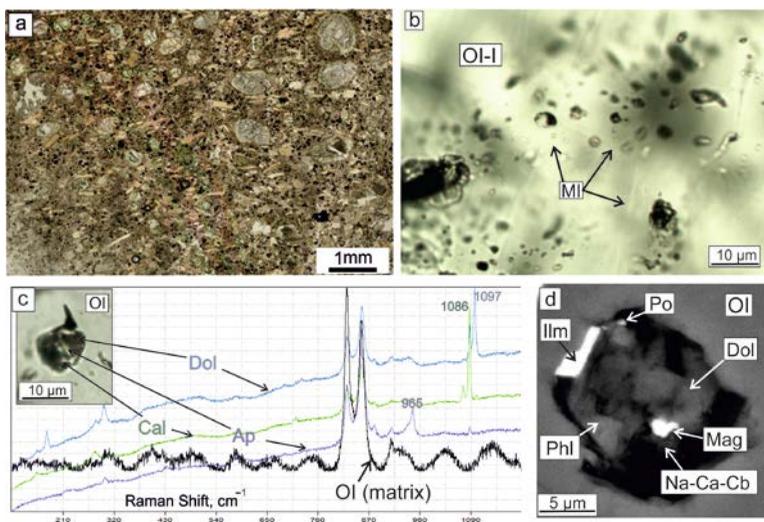


Рисунок 14. Петрографическое фото айлликитов (а) и фотография локализации расплавных включений (MI) в макрокристаллах оливина (Ol-I) айлликитов массива Арбарастах (b). Результаты диагностики состава включений: микрофотография расплавного включения и КР-спектры его дочерних фаз: кальцита (Cal), доломита (Dol) и апатита (Ap) (c); BSE-изображение вскрытого расплавного включения и его состав согласно SEM EDS анализу: Ilm- ильменит, Dol – доломит, Mag - магнетит, Phl – флогопит, Na-Ca-carb – щелочной Na-Ca-карбонат, Po – пирротин.

Исследования айллицитов массива Арбарастах показали, что породы имеют порфировую структуру с мелкозернистой основной массой (рис. 14а). В основной массе встречаются макрокристы округлого оливина (размером до 1-2 мм) (~10 %) и удлиненные идиоморфные зональные макрокристы флогопита (0.5–2 мм) (2-5%), погруженные в основную массу карбонатов (доломита и кальцита) с флогопитом, фенокристами оливина, фторапатитом, перовскитом, пироксолом, минералами группы шпинели и титаномагнетитом (рис. 14а). По петрографии, минеральному составу и химизму минералов айллициты массива Арбарастах схожи с айллицитами чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2022).

В мантийных (перидотитовых) ядрах оливинов айллицитов массива Арбарастах установлены вторичные расплавные включения, размером до 10-15 мкм (рис. 14b), схожие по составу со включениями в макрокристах оливина айллицитов чадобецкого комплекса. SEM EDS анализ и КР-спектроскопия расплавных включений определили присутствие фаз фторапатита, флогопита, диопсида (?), доломита, кальцита, щелочного Na-Ca-карбоната, а также магнетита, хромита и сульфидов (рис. 14c,d).

Расплавные включения также диагностированы во вкрапленниках флогопита айллицитов массива Арбарастах (рис. 15). Включения располагаются в центральных участках минерала-хозяина группами (рис. 15а–d). Размер включений варьирует от 10 до 15 мкм. Включения имеют округлую форму вакуоли, реже неправильную и отнесены к первичным.

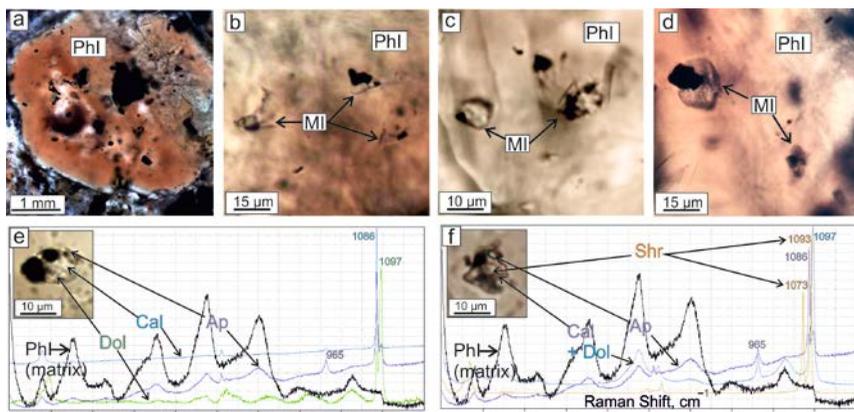


Рисунок 15. Расплавные включения в кристаллах флогопита айллицитов массива Арбарастах. (a–d) – Микрофотографии включений; (e, f) – результаты диагностики дочерних фаз включений методом КР-спектроскопии показали присутствие кальцита, доломита, щелочного карбоната шортита (Shr) и фторапатита.

Расплавные включения во флогопите являются поликристаллическими и содержат микрозернистый агрегат анизотропных кристаллических фаз, а также ксеногенные рудные фазы (до 25 об. %), представленные магнетитом и ильменитом (рис. 15e,f). Во включениях присутствуют оптически труднодиагностируемые газовая и жидкая фазы. КР-спектроскопия дочерних карбонатных фаз включений во флогопите выявила присутствие апатита, кальцита, доломита и щелочного карбоната – шортита $[\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3]$ (рис. 15e,f).

Карбонатиты массива Арбарастах представляют собой среднезернистые породы с массивной текстурой (рис. 16a). В работе исследованы кальцитовые карбонатиты и пироксен-флогопитовые карбонатиты (SiO_2 – 20-27 мас.%). Минеральный состав карбонатитов включает кальцит и доломит (до 50–90 об.%), флогопит, клинопироксен (Di-Hd-Aeg), фторапатит, амфибол, флюорит и фельдшпатоиды (рис. 16a–h). Акцессорные и рудные (Ta-Zr-Nb) минералы (2–8%) представлены: Тi-магнетитом, цирконом, цирконолитом, перовскитом, пирохлором и бадделеитом (рис. 16).

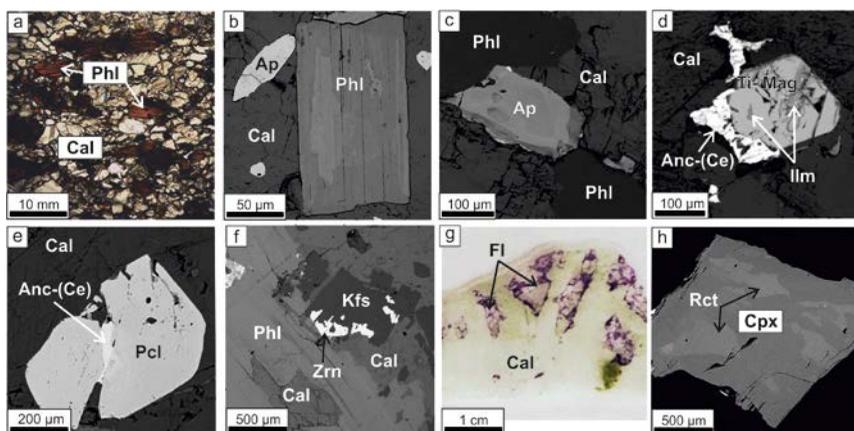


Рисунок 16. Минеральный состав карбонатитов массива Арбарастах (Prokopyev et al., 2021): петрографические фотографии (a, g), BSE-изображения (b–f, h) и фотографии шлифов (i, k, l). Обозначения минералов по Whitney and Evans (2010).

Флогопит образует идиоморфные лейсты, размером до нескольких см; зональность кристаллов флогопита обусловлена вариациями $\text{BaO}/\text{K}_2\text{O}$ и FeO/MgO (рис. 16b). Апатит в карбонатитах представлен фторапатитом и содержит до первых мас.% LREE_2O_3 , Na_2O и SrO ; состав типичен для карбонатитов (Hogarth, 1989; Chakhmouradian et al., 2017). Магнетит

образует идиоморфные зерна октаэдрического габитуса, размером до 1-5 мм, и относится к группе титаномагнетита. В его зернах присутствуют включения минералов группы шпинели и ильменита (продукты распада твердого раствора). Минералы группы шпинели представлены ульвошпинелью. Клинопироксен образует идиоморфные зерна, размером до нескольких см. Минерал имеет диопсид-геденбергит-эгириновый состав с небольшим содержанием жадеитового и алюмо-чермакитового миналов. Минералы группы пирохлора являются основными концентраторами ниобия и урана в карбонатитах; они формируют октаэдрические кристаллы размером до 1 см. Бадделеит и циркон довольно редки в карбонатитах (менее 1 об.%)

Анkilит-(Ce), бастнезит-(Ce), бурбанкит, барит, стронцианит и редкие сульфиды представляют собой гидротермальную Ba-Sr-REE рудоносную минерализацию (5–15%), локализованную в виде прожилков и зернистых агрегатов в основной массе, между зернами магматических минералов (магнетита, пирохлора и др.) и во вторичном амфиболе (рихтерите), замещающем клинопироксен (рис. 16, 17).

| Минералы | Сатиит | Ранне-магматическая | Поздне-магматическая | Гидротермально-метасоматические |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|---------------------|----------------------|---------------------------------|
| Кальцит | ■ | | | |
| Доломит | ■ | | | |
| Клинопироксен | ■ | | | |
| Амфибол | | | ■ | |
| Флогопит | ■ | | | |
| Тетраферрифлогопит | | | → | -----■ |
| Титаномагнетит | | | | |
| Фторapatит | ■ | | | |
| Флюорит | ■ | | | |
| Калишпат и/или нефелин | ■ | | | |
| Zr-Nb минерализация: циркон, цирконолит, перовскит, пирохлор, бадделеит | | ----- | ■ | |
| Ba-Sr-REE минерализация: анкилит-(Ce), бастнезит-(Ce), бурбанкит, стронцианит, барит | | | | ■ |
| Сульфиды: халькопирит, пирит, галенит | | | | ■ |
| Альбит, хлорит, слюда, скаполит | | | | ■ |

Рисунок 17. Парагенетическая схема формирования рудоносных карбонатитов массива Арбарастах (данные из публикации Prokopyev et al. (2021)).

Парагенетическая схема на рисунке 17 отражает эволюцию минеральных ассоциаций карбонатов, характеризуя последовательную смену специфики металлоносности от редкометалльной Zr-Nb на магматическом этапе к Ba-Sr-REE на гидротермальном (гидротермально-метасоматическом) этапе.

Расплавные и флюидные включения идентифицированы во флогопите, клинопироксене и амфиболе карбонатов массива Арбарастах (рис. 18). Расплавные поликристаллические включения во флогопите расположены в центральных частях минерала-хозяина и являются первичными (рис. 18a). Включения содержат несколько анизотропных кристаллических фаз, 1-2 непрозрачные рудные фазы, жидкую и флюидную фазы (сложно наблюдаемые оптически). SEM EDS анализ вскрытых расплавных включений выявил наличие дочерних фаз кальцита, магнетита, апатита (?) и диопсида.

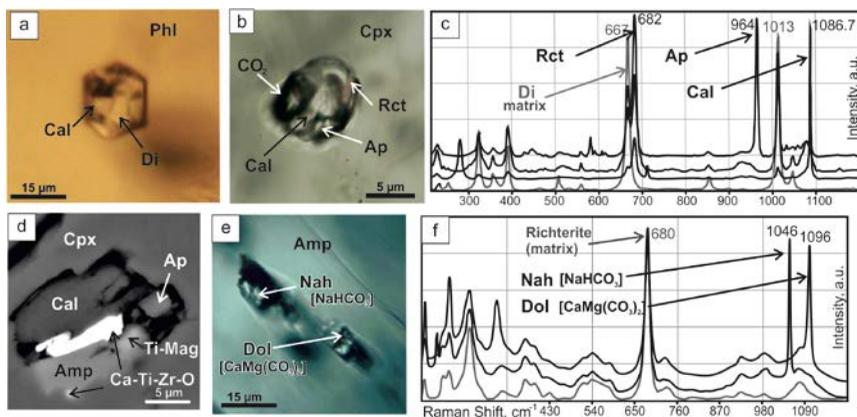


Рисунок 18. Включения в минералах карбонатов массива Арбарастах. Фотография расплавного включения во флогопите (a); фотография расплавного включения в клинопироксене (b) и результаты КР-спектроскопии диагностики дочерних фаз (c); SEM EDS анализ вскрытого расплавного включения в клинопироксене (d); фотография флюидного включения в амфиболе (e) и результаты КР-спектроскопии диагностики дочерних фаз (f).

В клинопироксене карбонатов установлены первичные расплавные включения, расположенные в центральных частях минерала-хозяина (рис. 18b–d). Основной дочерней фазой включений (по данным КР-спектроскопии и SEM EDS) является кальцит (60–70 об.%), также встречается (до 10–25 об.%) рихтерит и фторапатит (содержащий REE₂O₃ до 0.48 мас.%); рудные фазы включений представлены

титаномагнетитом и сложными оксидами состава Ca–Ti–Zr–O (SEM EDS) (рис. 18d). Газовая фаза включений содержит жидкую CO₂. Частичная гомогенизация включений (плавление 80-95 об.%) происходит при 540–575 °С (фазы магнетита являются ксеногенными). LA-ICP-MS анализ расплавных включений в клинопироксене карбонатитов показал содержания (г/т): Ba – 4025-4900, Sr – 8050-9400, La – 1100-1205, Ce – 1630-2070, Nd – 502-652, Ta – 46-56, Nb – 700-986, Zr – 4520-5003 и Hf – 128-145.

Вторичные многофазные флюидные включения были обнаружены в амфиболе (рихтерите) карбонатитов (рис. 18e,f), содержащем Ba-Sr-REE минерализацию. Включения содержат газовую фазу, раствор и 2-3 кристаллика дочерних фаз, занимающих 30-40 об.% включения. По данным рамановской спектроскопии дочерние фазы представлены нахколитом [NaHCO₃] и доломитом. Флюидные включения гомогенизируются при 250–350°С.

На рисунке 19 приведены сравнительные мультиэлементные спектры пород и расплавных включений айллицитов и карбонатитов массива Арбарастах и айллицитов чадобецкого комплекса. Конфигурация спектра редких элементов айлликита массива Арбарастах (бордовый спектр с прямоугольниками) схожа с конфигурацией спектров айллицитов чадобецкого комплекса (фиолетовое поле) (есть вариации по Ba, Nb, Zr и Hf). Согласно петрографическим данным количество оливина в айлликите массива Арбарастах составляет ~ 10% (рис. 14a), таким образом, по формуле Powell (1994) можно выйти на расчётный состав расплава айллицитов массива Арбарастах (пунктирная бардовая линия на рис. 19). Расчётный спектр попадает в область айллицитовых расплавов, полученных по результатам исследований включений в оливине айллицитов чадобецкого комплекса (розовое поле на рис. 19), что указывает на сходство состава расплавов айллицитов чадобецкого комплекса и массива Арбарастах, сформированных в разное время в отдаленных регионах Сибирского кратона.

Конфигурация и положение спектров редких элементов для расплавных включений (в клинопироксене) карбонатитов массива Арбарастах (оранжевые спектры с треугольниками на рис. 19) по сравнению со спектром для расплава (расчетного) айллицитов Арбарастаха указывает на генетическое родство расплавов карбонатитов и айллицитов Арбарастаха. Отметим также, что поле состава карбонатитов массива Арбарастах (светло-оранжевое поле на рис. 19) коррелирует с конфигурацией спектров айллицитовых расплавов и пород для Арбарастаха (с вариациями по содержанию Sr, Nb, Ta в следствие наложенных на карбонатиты вторичных процессов), однако на графике

состава расплава карбонатитов массива Арбарастах видно сравнительное обогащение по Zr и Hf. Это может быть связано с процессами аутометасоматоза при формировании пироксен-флогопитовых карбонатитов (Kruk et al., 2024).

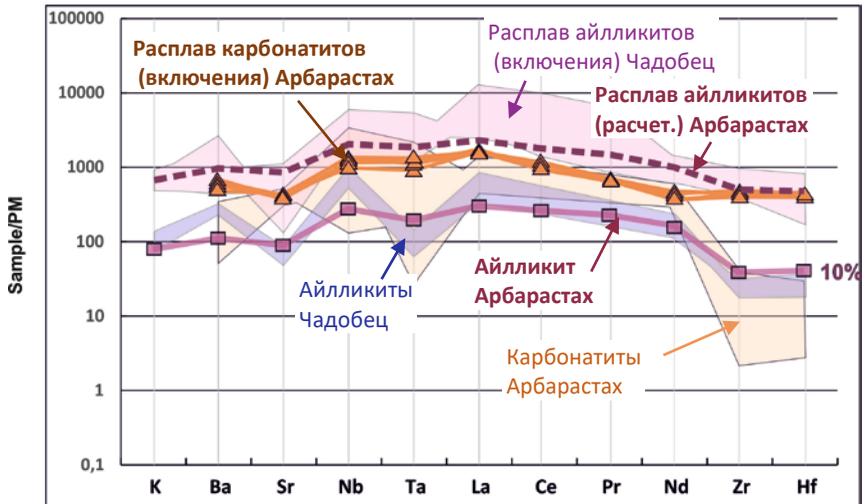


Рисунок 19. Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавов айллицитов и карбонатитов массива Арбарастах, и айллицитов чадобецкого комплекса (нормированные к РМ по Sun, McDonough (1989); геохимия пород карбонатитов взята из Doroshkevich et al. (2024)).

Используя коэффициенты распределения между карбонатным и силикатным расплавом (Martin et al., 2012), проведена оценка расчётного состава несмесимого карбонатитового расплава для массива Арбарастах (аналогично с чадобецким комплексом) (рис. 20 – темно-оранжевое поле). Сравнивая конфигурации спектров расплавных включений в карбонатитах и расчётного несмесимого карбонатного расплава на рис. 20, можно предположить, что такие элементы как Nb, Ta, Ba и LREE могут накапливаться в карбонатитовом расплаве в следствие процессов несмесимости, в отличие от Sr, Zr и Hf.

Таким образом, петрологические исследования массива Арбарастах показали генетическое родство айллицитов и карбонатитов. Состав расплава айллицитов Арбарастах схож с таковым для айллицитов чадобецкого комплекса, что определяет особенности состава первичных расплавов щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов

(объектов (2) типа). На основании оливниновой термометрии и оливин-шпинелевой оксидометрии для айллицитов Арбарастаха были получены температуры кристаллизации 1169–1296°C и значения $fO_2 = +0.4...+1.03$, близкие к буферу ΔFMQ (Doroshkevich et al., 2022), что коррелирует с данными для айллицитов чадобецкого комплекса.

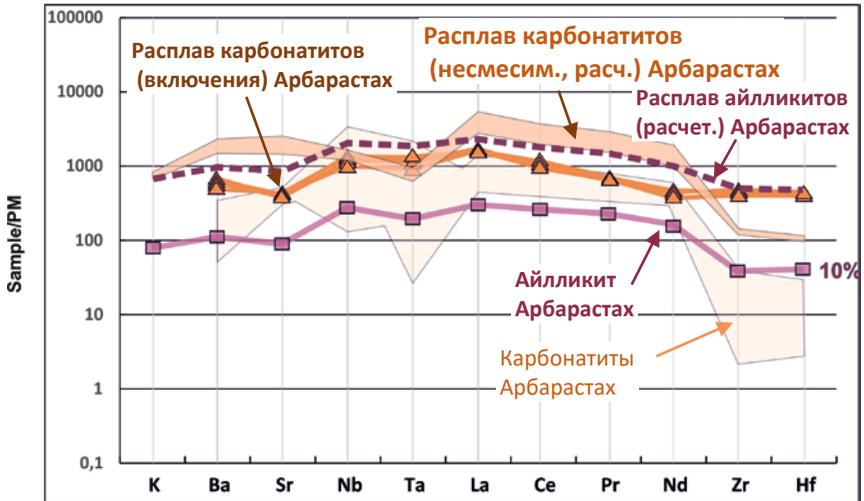


Рисунок 20. Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавов айллицитов и карбонатов массива Арбарастаха (PM по Sun, McDonough (1989); геохимия пород карбонатов взята из Doroshkevich et al. (2024))

Расплавы карбонатов массива Арбарастаха имеют щелочно-силикатно-карбонатный состав и обогащены рудными LREE и редкометалльными компонентами. В формировании карбонатитовых расплавов и накоплении рудных компонентов играли процессы несмесимости и кристаллизационной дифференциации (и метасоматоза). Петрогенетические данные показывают, что редкометалльные рудные компоненты (Zr, Nb, Ta) кристаллизовались в виде минеральных фаз на магматическом этапе, в то время как Ba-Sr-REE минерализация связана с активностью карбонатитовых флюидов щелочно-карбонатного состава на гидротермально этапе. Роль (или активность) карбонатитовых флюидов, как основных агентов рудоконцентрирования и рудогенеза на магматическом и гидротермальном этапах, является петрологическим фактором рудоносности для исследуемых щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов (2) генетического типа.

4. Рудная Fe-F-Ba-Sr-REE минерализация карбонатитов Центрально-Азиатской провинции и Центрального Таймыра сформировалась из щелочных рассол-расплавов фторидно-/сульфатно-/хлоридно-/карбонатного состава на магматическом этапе и их производных – водно-солевых флюидов на гидротермальном этапе.

Позднемезозойские (~145–120 млн. лет) высококалийевые щелочно-карбонатитовые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) локализованы в пределах рифтогенных структур, формирование которых сопровождалось интенсивными тектономагматическими процессами, связанными с активной плюмовой деятельностью и проявлением внутриплитного магматизма (Ярмолук, Коваленко, 2003; Рипп и др., 2000; Никифоров и др., 2006; Коваленко и др., 2006; Владыкин 2009; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019). К щелочно-карбонатитовым комплексам ЦАСП относятся карбонатиты Западного Забайкалья (Южное, Халюта, Аршан и Улан-Удэнское), Центральной Тувы (Карасут и Улатай-Чоза) и Мушугай-Худук (Ю. Монголия) (рис. 21а).

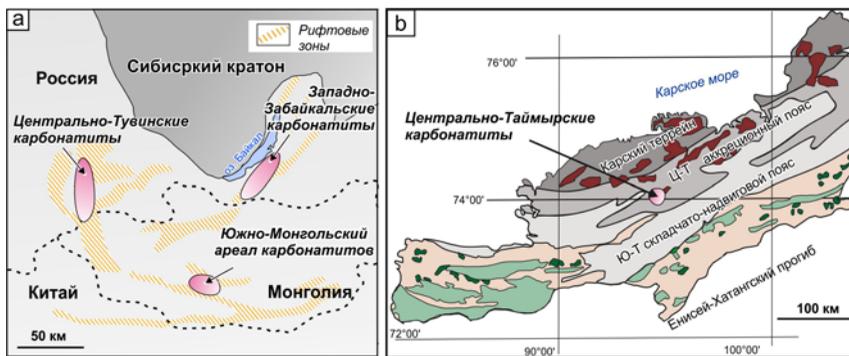


Рисунок 21. Геологическая схема расположения Fe-F-Ba-Sr-REE карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатской провинции (а) (Ярмолук, Коваленко, 2003; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014). Схема расположения F-Ba-REE карбонатитов Центрального Таймыра (Проскурнин и др., 2016; Prokopyev et al., 2023b).

Для большинства карбонатитовых комплексов установлены комагматичные щелочно-силикатные породы: щелочные и субщелочные габброиды и сиениты. Большинство карбонатитов относятся к комплексному Fe-P-F-(Ba)-(Sr)-REE типу и образует промышленные рудные объекты. Карбонатиты представлены кальцитовыми,

доломитовыми и сидеритовыми разновидностями, в которых рудная минерализация представлена флюоритом, барито-целестином, апатитом, магнетита, а также карбонатов и фосфатов REE (монацита, бастнезита, паризитом, синхизитом и др.). Карбонатиты образуют дайки, плащеобразные тела, секущие интрузии и трубки взрыва.

Исследованные карбонатиты Центрально-Таймырского региона расположены в пределах Верхнекыйдинского монзонит-щелочно-сиенитового массива и пространственно ассоциируют с дайками ультраосновных лампрофиров (альнэитов) (рис. 21b) (Проскурнин и др., 2016). Карбонатиты формируют дайкообразные тела и трубки взрыва. Возраст внедрения карбонатитов составляет 246.5 ± 1.9 млн. лет (бастнезит, U-Pb, Prokoryev et al., 2023b), что коррелирует с геохронологическими данными по объектам Сибирской ЛПР, сформированных на Сибирском кратоне (Kogarko and Zartman, 2011; Malich et al., 2015; Ghobadi et al., 2018) и в Таймырской складчатой области (Vernikovskiy et al., 2003). Флюорит-барит-бастнезит-кальцитовые карбонатиты Ц. Таймыра имеют схожий с карбонатитами ЦАСП минеральный состав и физико-химические условия образования (Prokoryev et al., 2023b). Исследуемые объекты ЦАСП и Центрального Таймыра отнесены к **(3)** генетическому типу карбонатитов.

Щелочно-карбонатитовые комплексы *Западного Забайкалья* генетически связаны со щелочно-силикатными породами - шонкинитами и щелочными сиенитами (Doroshkevich et al., 2010). Анализ состава расплавных включений в клинопироксене силикатных пород выявил наличие дочерних фаз флогопита, кальцита и ангидрита, а также CO_2 в газовой фазе (рис. 22a). Исследования расплавных включений в силикатных комагматах свидетельствуют о том, что карбонатиты халютинского комплекса образовались в результате многофазной силикатно-солевой (силикатно-карбонатно-сульфатной) несмесимости при температурах выше $780\text{--}800$ °C (Doroshkevich et al., 2010) (рис. 22b). В магматических флюорите и бастнезите карбонатитов Улан-Удэнского проявления установлены первичные рассол-расплавные включения, которые располагаются одиночно либо группами по 2-3 включения в центральных областях и по зонам роста минералов-хозяев (рис. 22c,d). Форма вакуоли включений округлая, изометричная, нередко представлена в виде отрицательных форм кристалла. Рассол-расплавные включения состоят из кристаллических, жидкой и газовой фаз (рис. 22c-e). Результаты диагностики дочерних кристаллических фаз рассол-расплавных включений в бастнезите и флюорите карбонатитов Улан-Удэнского проявления позволили установить преобладание сульфатов Na и Ca – глауберита и тенардита - в составе включений (рис. 22c-e). Кроме

сульфатов, во включениях присутствуют фазы карбонатов и F-REE-карбонатов – кальцита ($\text{SrO} = 0.5\text{-}2.3$ мас.%) и паризита/синхизита-(Ce) (Рипп, Прокопьев и др., 2019). По данным КР-спектроскопии, газовая фаза рассол-расплавных включений содержит жидкую углекислоту. Содержание солевых компонентов рассол-расплавных включений оценено в 80-90 об.%, при этом сульфаты по объему практически вдвое преобладают над карбонатными фазами.

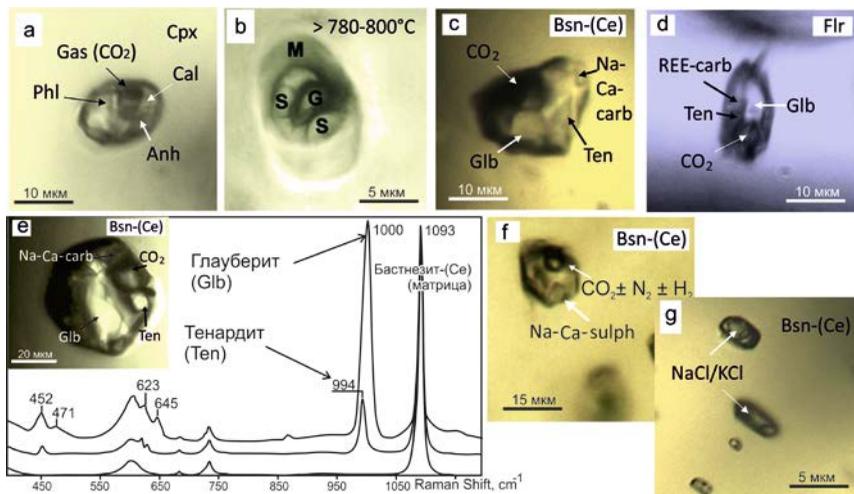


Рисунок 22. Расплавные и флюидные включения щелочно-карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья. Фотографии расплавного включения (а) и результата прогрева (b) расплавных включений в клинопироксене щелочных сиенитов халютинского карбонатитового комплекса (Doroshkevich et al., 2010); фотографии рассол-расплавных включений в бастнезите-(Ce) (c) и флюорите (d); результаты КР-спектроскопии диагностики кристаллических фаз рассол-расплавных включений в бастнезите-(Ce) (e) карбонатитов Улан-Удэнского проявления (Рипп, Прокопьев и др., 2019); (f, g) – фотографии многофазных флюидных включений. Обозначения: Phl – флогопит, Cal – кальцит, Anh – ангидрит, Na-Ca-carb – карбонаты Na и Ca; Na-Ca-sulph – сульфаты Na и Ca; REE-carb – карбонаты РЗЭ; Ten – тенардит; Glb – глауберит, Fl – флюорит, Bsn-(Ce) – бастнезит-(Ce).

В магнетите и флюорите карбонатитов Южное и Аршан также установлены рассол-расплавные включения сульфатно-карбонатного состава, содержащие кристаллические фазы кальцита, стронцианита, щелочных (Na-K-Ca) карбонатов и сульфатов – баритоцелестина, ангидрита и тенардита; температуры гомогенизации рассол-расплавных

включений карбонатитов Забайкалья составляют 480-560 °С (Prokoryev et al., 2023a). Диагностика состава первичных флюидных (многофазных) включений в гидротермальных флюорите и бастнезите-(Ce) Забайкальских карбонатитов, содержащих до 30-50 об.% солевых фаз, показала наличие дочерних фаз сульфатов Ca и Na и Ca-Na-K- и F-REE-карбонатов (Рипп, Прокопьев и др., 2019) (рис. 22f). Интервал температур гомогенизации включений составляет 370-430 °С. Во флюорите поздних генераций установлены вторичные флюидные включения, содержащие хлориды Na и/или K (рис. 22g). Температуры гомогенизации хлоридных включений соответствуют диапазону 135-250 °С. Газовая фаза включений представлена составом $\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{H}_2$. Образцы рудных карбонатитов ЦАСП и Центрального Таймыра представлены на рисунке 23.

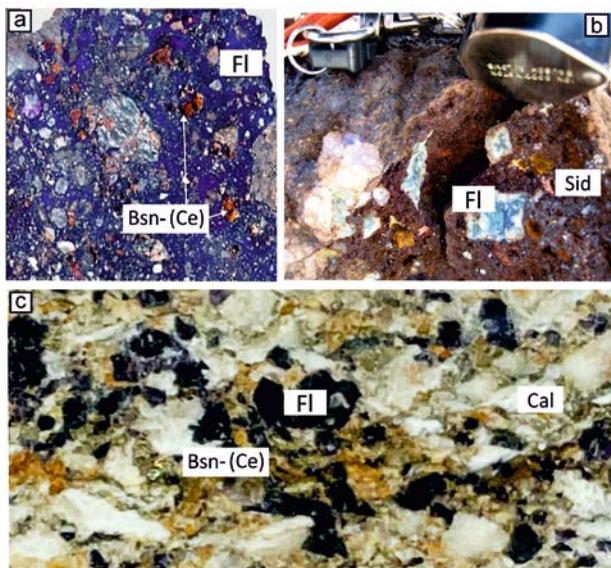


Рисунок 23. Фотографии образцов рудных Fe-F-(Ba)-(Sr)-REE карбонатитов Улан-Удэского проявления (Забайкалье) (a), Карсугского месторождения (Тува) (b), Верхнекыйдинского массива (Центральный Таймыр) (c).

Карбонатиты *Центральной Тувы* внедрялись в два этапа с образованием анкерит-кальцитовых и рудоносных (Fe-F-Ba-Sr-REE) сидеритовых карбонатитов (рис. 23b). Рассол-расплавы анкерит-кальцитовых карбонатитов имеют хлоридно-карбонатный состав (рис. 24a,b). Рудоносные рассол-расплавы сидеритовых карбонатитов имеют

сульфатно-карбонатно-хлоридный состав (рис. 24с). Среди кристаллических фаз в объеме преобладают хлориды – галит и сильвин; карбонатная фаза представлена сидеритом (Прокопьев и др., 2014; Prokoryev et al., 2016, 2023a) (рис. 24с).

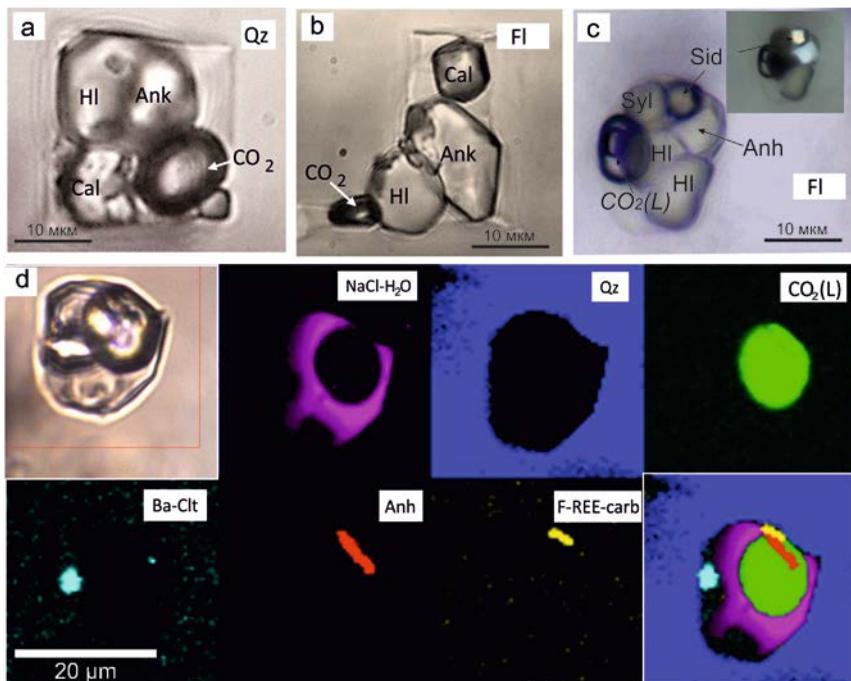


Рисунок 24. Фотографии рассол-расплавных (а–с) и флюидных (d) включений в минералах карбонатитов Центральной Тувы. Фотографии и фазовый состав рассол-расплавных включений в минералах анкерит-кальцитовых (а, b) и сидеритовых (с) карбонатитов (Fl – флюорит; Qz – кварц; HI – галит; Ank – анкерит; Cal – кальцит; Syl – сильвин; Sid – сидерит; Ba-Clt – барито-целестин, Anh – ангидрит, F-REE-carb – фторкарбонаты REE). (d) Карты распределения фаз и суммарная карта флюидного включения в кварце рудоносных сидеритовых карбонатитов Тувы по результатам КР-спектроскопии.

В рассол-расплавных включениях сидеритовых карбонатитов присутствуют сульфаты – ангидрит и барито-целестин, концентрация которых может достигать первых мас.%. Кроме того, в сравнительно меньших объемах во включениях присутствуют рудные фазы гидрокарбонатов REE и гидросульфатов, таких как анкилит-(Ce) и Fe-

копиапит (по КР-спектрам). Газовая фаза включений содержит жидкую углекислоту. Температуры гомогенизации рассол-расплавных включений в сидеритовых карбонатах Тувы составляют 580-640 °С.

Первичные многофазные флюидные включения в гидротермальном кварце (рис. 24д) и флюорите сидеритовых карбонатов Тувы имеют карбонатно-сульфатно-хлоридный состав и температуры гомогенизации 420–480 °С (Prokoryev et al., 2016, 2023a). Дочерние фазы представлены галитом и/или сильвином (резко преобладают), мелкими кристаллами кальцита, барито-целестина, тенардита, ангидрита, F-REE-карбоната, а также гидрокарбоната Na-Ca – гейлоссита (Prokoryev et al., 2016, 2023a). Газовая фаза содержит жидкую CO₂ или CO₂-N₂ (Prokoryev et al., 2016).

Результаты исследования рассол-расплавных включений методом LA-ICP-MS показали высокие концентрации Na, K, Fe, Mn, Ca, Sr и Ba (0.1n–10n мас.%), и легких РЗЭ и Y - порядка 10n ppm – 0.1–1n мас.%; на рисунке 25 показана сравнительная диаграмма содержания основных и рудных элементов во включениях (Prokoryev et al., 2023a). Полученные данные показывают, что содержания щелочей (Na и K), а также LREE элементов сравнительно схожи для рудоносных рассол-расплавов карбонатов ЦАСП (рис. 25).

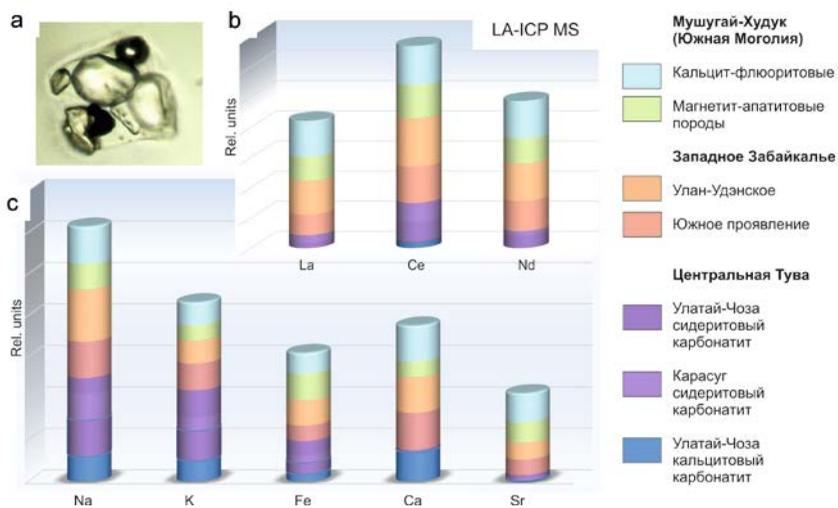


Рисунок 25. Сравнительная диаграмма содержания основных и рудных компонентов в рассол-расплавных включениях объектов ЦАСП по данным LA-ICP-MS исследований (Prokoryev et al., 2023a)

Включения в карбонатах *Центрального Таймыра*. В магматическом флюорите F-Ba-REE кальцитовых карбонатитов (рис. 23с) были диагностированы первичные рассол-расплавные включения (рис. 26). Изотропные прямоугольные фазы идентифицированы как хлориды Na и/или K (преобладают); диагностика дочерних фаз методом КР-спектроскопии показала наличие кальцита и сульфатов тенардита и ангидрита (рис. 26с). SEM EDS анализ вскрытых включений показал присутствие фаз F-REE карбонатов в составе включений во флюорите. Температура гомогенизации рассол-расплавных включений отвечает диапазону 580-610 °С. Многофазные флюидные включения в гидротермальном флюорите карбонатитов имеют карбонатно-/гидрокарбонатно-/хлоридный солевой состав: включения содержат галит, кальцит и/или Na-Ca гидрокарбонаты; в газовой фазе присутствует CO₂ (Prokoryev et al., 2023b).

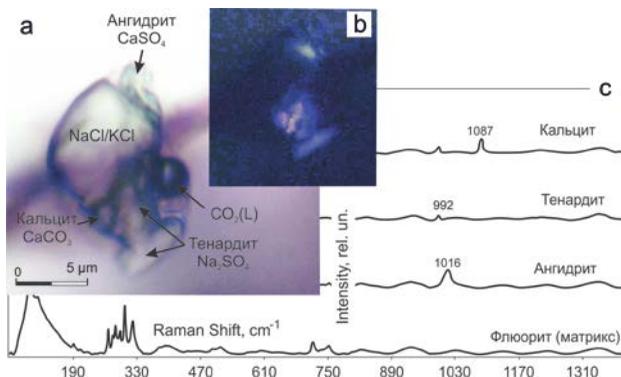


Рисунок 26. Включения во флюорите карбонатитов Таймыра. Фотография первичного рассол-расплавного включения в проходящем свете (а) и в скрещенных николях (b); (с) – результаты диагностики дочерних фаз методом КР-спектроскопии.

Петрологические исследования карбонатитов Западного Забайкалья, Центральной Тувы и Центрального Таймыра показали специфику генезиса комплексных Fe-F-P-Ba-Sr-REE объектов, для которых отмечается участие процессов многофазной несмесимости и кристаллизационной дифференциации при становлении комплексов. Однако, стоит отметить, что экспериментальные данные по распределению элементов между несмесимыми силикатным и карбонатным расплавами показали, что жидкостная несмесимость не может быть эффективным процессом концентрирования редких металлов

и РЗЭ в карбонатах (Veksler et al., 1998, 2012). Тем не менее, на ранних стадиях кристаллизации в накоплении РЗЭ могут участвовать такие агенты, как F, S, P, Cl (Veksler et al., 2012; Chebotarev et al., 2022). При насыщении карбонатных расплавов кальцитом и образовании больших количеств карбонатных кумулатов происходит сильное обогащение остаточного карбонатного расплава РЗЭ из-за их несовместимости с кальцитом (Chebotarev et al., 2019; 2022). По мере того, как карбонатные расплавы превращаются в кумулаты с более высоким содержанием РЗЭ, Mg и Fe, ключевые компоненты (или агенты), такие как Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , H_2O , CO_2 , фториды, хлориды и сульфаты, остаются в расплаве, действуя как флюсы. Эти флюсы (или лиганды) фиксируются в карбонатных минералах в составе рудоносных рассол-расплавных включений (Prokoryev et al., 2016, 2023a; Walter et al., 2015, 2021).

Рудоносные рассол-расплавные включения карбонатов ЦАСП и Центрально-Таймырского региона имеют углекислотно-фторидно-/сульфатно-/хлоридно-/карбонатный состав. Температуры гомогенизации рассол-расплавных включений составляют интервал 650–480 °С. На данном этапе кристаллизуются ранние (магматические) минералы: флюорит, бастнезит, сидерит, фторпатит (с REE), барито-целестин, REE-карбонаты и фосфаты и др. минералы (Prokoryev et al., 2016, 2023a,b). На следующем этапе эволюции карбонатных систем рассол-расплав постепенно переходит в систему водно-солевых гидротермальных флюидов, концентрация которых постепенно разбавляется увеличением содержания H_2O . При этом, во многих случаях первичные магматические характеристики щелочных пород значительно изменяются в результате гидротермальных и карботермальных процессов, что способствует перераспределению рудного вещества.

Флюидные включения в минералах карбонатов ЦАСП и Центрального Таймыра фиксируют второй этап петрогенеза и рудогенеза при становлении карбонатных комплексов. Этот процесс полистадийный, о чем свидетельствуют минеральные парагенезисы и различные генерации флюидных включений. На данном этапе образуются такие рудные минеральные фазы как барит, флюорит, фторкарбонаты REE – паризит и синхизит, а также монацит и др. (Prokoryev et al., 2016, 2023a,b). Исследования включений показывают, что за гидротермальную рудоносную F-Ba-Sr-REE минерализацию отвечали флюиды фторидно-/сульфатно-/хлоридно-карбонатно-/гидрокарбонатного состава с температурами гомогенизации их включений в минералах – 480-250 °С и ниже (Prokoryev et al., 2016, 2023a,b).

Двухэтапность рудогенеза карбонатных комплексов ЦАСП и Центрального Таймыра отражена также в геохимии рудных минералов. К

примеру, на диаграмме редкоземельного состава флюоритов отчетливо фиксируются флюориты ранних генераций (магматические) и поздних (гидротермальные) (рис. 27). Ранние флюориты характеризуются обогащением легких РЗЭ над тяжелыми и положительной европиевой аномалией относительно соседних элементов; в то время как на спектрах поздних генераций флюорита это обогащение отсутствует, как и европиевая аномалия (рис. 27). Наличие/отсутствие европиевой аномалии характеризует смену окислительно-восстановительных условий при изменении флюидного режима формирования карбонатитовых комплексов (Santos et al., 1996; Xu et al., 2012; Redina et al., 2021). Схожие редкоэлементные характеристики флюоритовой минерализации и флюидного режима формирования карбонатитов имеют известные крупные F-REE месторождения Баян-Обо, Маониупинг и Далукао в Китае (Xu et al., 2012; Zheng and Liu, 2019), карбонаты Амба-Донгар в Индии (Palmer, Williams-Jones, 1996; Dhote et al., 2019), Канганкунде и Сонгве Хилл в Малави (Broom-Fendley et al., 2017; Chikanda et al., 2019), Окорусу в Намибии (Bühn et al., 2002; Cangelosi et al., 2020) и др.

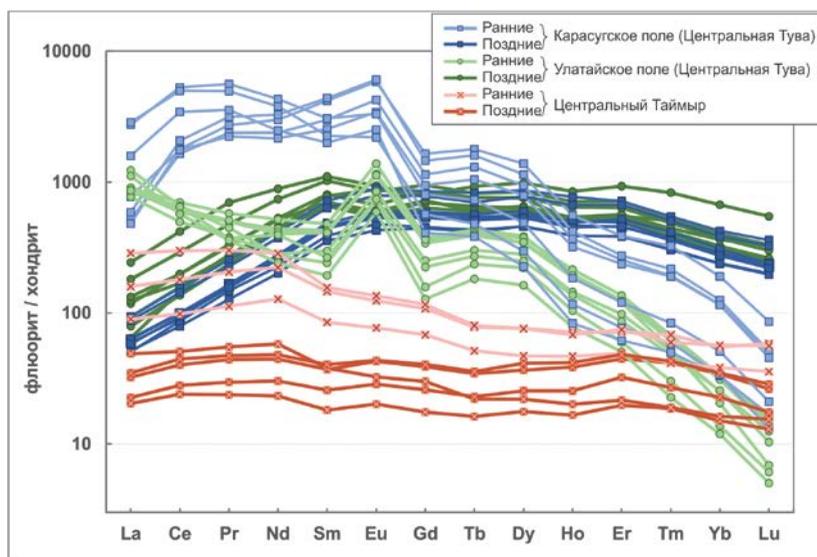


Рисунок 27. Спектры распределения РЗЭ во флюоритах карбонатитов Центрального Таймыра и Центральной Тувы (нормировка на хондрит по McDonough, Sun (1995)).

Особенность генезиса и рудоносности карбонатитов ЦАСП и Центрального Таймыра заключается в том, что в формировании комплексных (Fe-F-P-Ba-Sr-REE) редкоземельных карбонатитовых комплексов, связанных с щелочно-базитовым магматизмом (генетический тип (3) карбонатитов), участвуют рудоносные солевые расплавы или рассол-расплавы и ортомагматические (гидротермальные) флюиды, отличные по составу и условиям генерации от таковых для исследованных щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов редкоземельно-редкометалльной (REE-Zr-Nb) специфики на Сибирском кратоне, таких как Арбарастах и Чадобец (или комплексов (2) генетического типа карбонатитов), а также REE-апатитоносных магнезиокарбонатитов Селигдарского типа на Алданском щите (генетический тип (1) карбонатитов). Полученные петрологические характеристики изученных карбонатитовых объектов различных генетических типов позволяют определить особенности петрогенезиса и рудоносности для щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магнезиокарбонатитовые расплавы, продуцирующие карбонатиты Алданского щита в палеопротерозое (~ 1.88 млрд. л.), были обеднены редкими (Nb, Zr, Hf) и содержали повышенные концентрации ряда рудных элементов: P, Fe, REE, Sr, Th, U. Формирование рудной (Fe)-P минерализации происходит на магматическом этапе, в то время как REE (Sr-Th-U) оруденение связано с активностью флюидов на гидротермальном этапе становления комплексов.

2. Расплавы айллицитов являются близкими к первичным для щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов Арбарастах (~ 650-640) и Чадобец (~ 250-240 млн. л.) на Сибирском кратоне. Айллицитовые расплавы обогащены Ba, Sr, LREE, Ta, Nb, Zr, Hf. Эволюция айллицитовых расплавов приводит к формированию карбонатитовых расплавов с REE-редкометалльной минерализацией.

3. Процессы карбонатно-силикатной несмесимости и дифференциации играли важную роль в петро- и рудогенезе карбонатитовых комплексов Чадобец и Арбарастах. При этом, процессы несмесимости, которые могли быть ответственны за накопление Ba, Sr, Ta, Nb и LREE в карбонатитовом расплаве, происходили уже на ранних стадиях эволюции щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов.

4. В процессе формирования карбонатитов массива Арбарастах редкометалльные рудные компоненты (Zr, Nb, Ta) кристаллизовались в виде минеральных фаз на магматическом этапе, в то время как Ba-Sr-REE минерализация связана с активностью флюидов на гидротермальном этапе образования карбонатитов.

5. Для карбонатитов, связанных с щелочно-базитовым магматизмом, Центрально-Азиатской провинции (~ 140-120 млн. л.) и Центрального Таймыра (~ 246 млн. л.) установлено, что рудоносная Fe-P-F-(Ba)-(Sr)-REE минерализация формируется при участии солевых расплавов на магматическом этапе и их производных флюидов на гидротермальных стадиях становления комплексов. Двухэтапность рудогенеза карбонатитов прослеживается также в геохимии рудных минералов.

6. Для всех изученных генетических типов карбонатитов на Сибирском кратоне и его обрамлении определена особая роль карбонатитовых флюидов – как основных агентов рудоконцентрирования и рудогенеза на магматическом и гидротермальном этапах становления щелочно-карбонатитовых комплексов.

Список публикаций автора по теме диссертационной работы

1. Doroshkevich A.G., Savatenkov V.M., Izbrodin I.A., **Prokopyev I.R.** et al. (2024) Petrology and source characteristics of the Arbarastakh alkaline ultramafic carbonatite-phoscorite complex, the Aldan-Stanovoy Shield // *Lithos*, 464-465 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107458>.

2. Kruk M.N., Doroshkevich A.G., **Prokopyev I.R.**, Izbrodin I.A. (2024) Chemical evolution of major and minor minerals in rocks of the Arbarastakh complex (Aldan shield, Republic of Sakha, Yakutia) // *Geosystems and Geoenvironment*, 100271, ISSN 2772-8838, <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100271>.

3. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G.; Redina, A.A. (2023a) Brine–Melts and Fluids of the Fe-F-P-(Ba)-(Sr)-REE Central Asian Carbonatite Province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic Aspects // *Minerals*, 13, 573 (Q2) <https://doi.org/10.3390/min13040573>.

4. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G.; Starikova, A.E.; et al. (2023b) Geochronology and origin of the carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): Constraints on the F-Ba-REE mineralization and the Siberian Large Igneous Province // *Lithos*, 440–441 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107045>.

5. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G.; Starikova, A.E. et al. (2023c) Petrogenesis of juvenile pelletal lapilli in ultramafic lamprophyres // *Scientific Reports (Nature)*, 13, 5841 (Q1) <https://doi.org/10.1038/s41598-023-32535-2>.

6. Doroshkevich A.G., **Prokopyev I.R.**; Kruk MN, et al. (2022) Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // *J. of Petrology*, 63 (9) (Q1) <https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>.

7. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich A.G.; Zhumadilova D.V., et al. (2021) Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // *Ore Geology Reviews*, 131, 1169–1368 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042>.
8. Chayka, I.F.; Kamenetsky, V.S.; Vladykin, N.V.; Kontonikas-Charos, A; **Prokopyev I.R.** et al. (2021) Origin of alkali-rich volcanic and alkali-poor intrusive carbonatites from a common parental magma // *Scientific Reports (Nature)*, 11(1):17627 (Q1) <https://www.nature.com/articles/s41598-021-97014-y>.
9. Doroshkevich A.G.; Sharygin, V.V.; Belousova, E.A.; Izbrodin, I.A.; **Prokopyev, I.R.** (2021) Zircon from the Chuktukon alkaline ultramafic carbonatite complex (Chadobets uplift, Siberian craton) as evidence of source heterogeneity // *Lithos*, 382–383, 105957 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105957>.
10. Nugumanova, Ya., N.; Doroshkevich, A.G.; **Prokopyev, I.R.** et al. (2021) Compositional Variations of Spinels from Ultramafic Lamprophyres of the Chadobets Complex (Siberian Craton, Russia) // *Minerals*; 11(5), 456 (Q2) <https://doi.org/10.3390/min111050456>.
11. Starikova, A.E.; **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G. et al. (2021) Polygenic Nature of Olivines from the Ultramafic Lamprophyres of the Terina Complex (Chadobets Upland, Siberian Platform) Based on Trace Element Composition, Crystalline, and Melt Inclusion Data // *Minerals*, 11, 408 (Q2) <https://doi.org/10.3390/min11040408>.
12. Kruk, M.N.; Doroshkevich, A.G.; **Prokopyev, I.R.**; Izbrodin, I.A. (2021) Mineralogy of Phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // *Minerals*; 11, 556 (Q2) <https://doi.org/10.3390/min11060556>
13. **Prokopyev, I.R.**; Starikova, A.E.; Doroshkevich, A.G.; et al. (2020) Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // *Minerals*, 10(5), 419 (Q2) <https://doi.org/10.3390/min10050419>.
14. **Prokopyev, I.R.**; Kozlov, E.,N; Fomina, E.N; Doroshkevich, A.G., et al. (2020) Mineralogy and Fluid Regime of Formation of the REE-Late-Stage Hydrothermal Mineralization of Petyayan-Vara Carbonatites (Vuoriyarvi, Kola Region, NW Russia) // *Minerals*, 10, 405 (Q2) <https://doi.org/10.3390/min10050405>.
15. Doroshkevich, A.G.; **Prokopyev, I.R.**; Ponomarchuk, AV., et al. (2020) Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // *Int. J. of Earth Sc.*, (Q1) <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01909-6>.
16. Redina, A.A.; Nikolenko, A.M.; Doroshkevich, A.G.; **Prokopyev, I.R.**, et al (2020) Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): Evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions // *Geochemistry*, 80 (4), <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125666>.
17. Nikolenko, A.M.; Doroshkevich, A.G.; Ponomarchuk, A.V.; Redina, A.A.; **Prokopyev, I.R.**, et al. (2020) Ar–Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) // *Lithos*, 372–373 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105675>.
18. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V. et al. (2019) U-Pb SIMS and Ar–Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of

the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) // *Ore geology reviews*, 109, 520-534 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.011>.

19. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G.; et al. (2019) 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) // *Min. and Petr.* 113 (Q2) <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00661-3>.

20. Doroshkevich, A.G.; Chebotarev, D.A.; Sharygin, V.V.; **Prokopyev, I.R.**, et al. (2019) Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // *Lithos*, 332, 245-260 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006>.

21. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G.; Redina, A.A., et al. (2018) Magnetite-apatite-dolomitic rocks of Ust-Chulman (Aldan shield, Russia): Seligdar-type carbonatites? // *Mineralogy and Petrology*, 112(2), 257-266 (Q2) <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0534-y>.

22. Doroshkevich, A.G.; **Prokopyev, I.R.**; Izokh A.E., et al. (2018) Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // *J. of Asian Earth Science*, 154, 354-368 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.030>.

23. Nikolenko, A.M.; Redina, A.A.; Doroshkevich, A.G.; **Prokopyev I.R.**, et al. (2018) The origin of magnetite-apatite rocks of Mushgai-Khudag Complex, South Mongolia: constraints from mineral chemistry and studies of melt and fluid inclusions // *Lithos*, 320-321, 567-582 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.030>

24. **Prokopyev, I.R.**; Doroshkevich, A.G.; Ponomarchuk, A.V., et al. (2017) Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // *Ore Geology Reviews*, 81, 296-308 (Q1) <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.012>.

25. **Prokopyev, I.R.**; Borisenko, A.S.; Borovikov, A.A. et al. (2016) Origin of REE-rich ferrocarnatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // *Min. and Petr*, 110, 6 (Q2) <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0449-z>

26. **Прокопьев И.Р.**, Дороскевич А.Г., Варченко М.Д. и др. (2024) Минералогия и возраст карбонатитов массива Средняя Зима (Восточный Саян) // *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 15. № 2.

27. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2024) Влияние фосфора на транспорт и отложение РЗЭ в гидротермальном процессе (термодинамическое моделирование) // *Вестник Кольского научного центра* № 2 (16). С. 7-18.

28. Горюнова В.О., **Прокопьев И.Р.**, Дороскевич А.Г., Старикова А.Е., Проскурнин В.Ф., Салтанов В.А. (2024) Редкоземельный состав флюоритов как индикатор генезиса карбонатитов Центральной Тувы и Восточного Таймыра // *Геосферные исследования* № 3. С. 10-20.

29. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2023) Формы переноса РЗЭ фторидно-карбонатно-хлоридными охлаждающимися гидротермальными флюидами в присутствии барита и целестина (термодинамическое моделирование) // *Russian J. of Earth Sc.* Т. 23. ES5009.

30. Каргин А.В., **Прокопьев И.Р.**, Старикова А.Е. и др. (2023) Эволюция щелочно-ультрамафического расплава Трубки Виктория (Анабарский район,

Якутия): по результатам изучения расплавных включений в оливине и минералах основной массы // *Доклады Российской Академии наук*. Т. 512. № 2. С. 245-250.

31. Редина А.А., Дорошкевич А.Г., **Прокопьев И.Р.** и др. Возраст и источники редкоземельно-флюоритовых проявлений Южное и Улан-Удэнское, связанных с карбонатитовым магматизмом (З. Забайкалье, Россия) (2023) // *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 14. № 6.

32. Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., **Прокопьев И.Р.** (2023) Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров Зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присаянье) // *Литосфера*. Т. 23. С. 589-602.

33. Старикова А.Е., **Прокопьев И.Р.**, Дорошкевич А.Г. и др. (2022) Расплавные включения в оливине как источник информации о составе и эволюции глубинных расплавов айлицитов (ультраосновных лампрофиров) Ильбокичского поднятия ЮЗ Сибирской платформы // *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 13. № 4.

34. **Прокопьев И.Р.**, Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В. и др. (2022) Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ag-Ag и U-Pb данные // *Геосф. Иссл.* 4. С. 48-66.

35. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2022) Оценка роли карбонат-бикарбонатных флюидов в транспорте и осаждении РЗЭ в процессе рудообразования (термодинамическое моделирование) // *Доклады Российской Академии наук*. Т. 502. № 1. С. 16-21.

36. Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Пономарчук А.В., Изох А.Э., Избродин И.А., Зубакова Е.А., **Прокопьев И.Р.** и др. (2022) Новые данные о возрасте пород пироксенитовых массивов р. Хани (Алдано-Становой щит) // *Геосферные исследования*. № 3. С. 6-26.

37. **Прокопьев И.Р.**, Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., и др. (2021) Геохронология чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U-Pb и Ag-Ag данные // *Геодинамика и тектонофизика*. Т.12. № 4. С. 865-882.

38. Пономарев Ж.Д., Дорошкевич А.Г., **Прокопьев И.Р.**, Чеботарев Д.А. (2021) Геохимическая характеристика магнезиокарбонатитов апатитоносного рудопроявления Муосталаах и месторождения фосфатов Бирикээн (Алданский щит, Ю. Якутия) // *Вестник СибГУ, науки о Земле*. Т. 66. № 2. С. 349-373.

39. Пономарчук А.В., **Прокопьев И.Р.**, Дорошкевич А.Г. и др. (2020) Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb и Ag-Ag данные // *Геосферные исследования*. № 4. С. 6-24.

40. Рипп Г.С., **Прокопьев И.Р.**, Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г., и др. (2019) Бастнезит-флюоритовые породы Улан-Удэнского проявления (минеральный состав, геохимические особенности, проблемы генезиса) // *Геология и геофизика*. Т.60. № 12. С.1754-1774.

41. Пономарчук А.В., **Прокопьев И.Р.**, Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г. (2019) ⁴⁰Ag/³⁹Ag геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // *Геология и геофизика*. Т.60. № 12. С.1754-1774.

42. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2019) Оценка роли сульфатной серы в транспорте лантаноидов окисленными флюидами при формировании

месторождений с редкоземельной минерализацией (термодинамическое моделирование) // *Вестник Кольского научного центра*. Т. 11. № 4. С. 80-91.

43. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2019) Термодинамическое моделирование распределения RЗЭ+У по формам в охлаждающихся богатых сульфатной серой флюидах // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. Т. 330. № 11. С. 7-18.

44. Пономарчук А.В., **Прокопьев И.Р.**, Дорошкевич А.Г., и др. (2019) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст щелочных пород Вверхнеамгинского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. Т. 330. № 3. С. 28-39.

45. **Прокопьев И.Р.**, Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С. и др. (2018) Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // *Тихоокеанская геология*. Т. 37. № 1. С. 37-50.

46. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2018) Коэффициенты распределения RЗЭ+У между минералами и охлаждающимся богатым сульфатной серой флюидом (термодинамическое моделирование) // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. Т. 329. № 10. С. 6-18.

47. **Прокопьев И.Р.** (2017) Древняя карбонатитовая провинция на Алданском щите (2017) // *Природа*. № 6 (1222). С. 90-91.

48. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2017) Поведение RЗЭ+У во фторидно-хлоридно-сульфидно-сульфатно-карбонатных средах на гидротермальных стадиях щелочных магматических комплексов по данным термодинамического моделирования // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. Т. 328. № 12. С. 75-83.

49. **Прокопьев И.Р.**, Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Борисенко А.С. (2014) Роль хлоридно-карбонатных расплавов в формировании сидеритовых карбонатитов Fe-F-REE месторождения Карасуг (Республика Тува, Россия) // *Доклады Академии наук*. Т. 455. № 5. С. 572.

50. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., **Прокопьев И.Р.**, Владыкин Н.В (2011). Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // *Геология и геофизика*. Т. 52. № 1. С. 182-206.