

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

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»

Диссертация на соискание ученой степени доктора
геолого-минералогических наук

Научный консультант:

доктор геол.-мин. наук

Дорошкевич Анна Геннадьевна

НОВОСИБИРСК – 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ	22
Раздел 1. Основные понятия и процессы.....	22
1.1. Происхождение карбонатитов	22
1.2. Обстановки формирования.....	26
1.3. Процессы рудоносности	27
1.4. Фениты и антискарны	28
1.5. Фоскориты	29
1.6. Ультраосновные лампрофиры - айлликиты.....	31
1.7. Глубинный цикл углерода	31
Раздел 2. Физико-химические условия формирования карбонатитов.....	37
2.1. Происхождение натрокарбонатитов.....	38
2.1.1. Трансформация кальциокарбонатитов в натрокарбонатиты	39
2.1.2. Натрокарбонатиты – продукт трехфазной несмесимости.....	41
2.2. Рассол-расплавы в карбонатитовых системах.....	44
2.2.1. Модель формирования и рудоносность	44
2.2.2. Механизмы образования: эксперименты и включения	47
2.3. Гидротермальный (карботермальный) этап карбонатитов	50
2.3.1. Флюидные включения и их роль в минерало- и рудообразовании.....	50
2.3.2. Эксперименты в РЗЭ-гидротермальных системах.....	53
ГЛАВА 2. ПЕТРОГЕНЕЗИС МАГНЕЗИОКАРБОНАТИТОВ АЛДАНА	56
Раздел 1. Вопросы генезиса апатитоносных объектов Центрального Алдана	56
Раздел 2. Геологическое строение региона	60
2.1. Центрально-Алданский район	60
2.2. Селигдарское месторождение	65
2.3. Трубка Усть-Чульман	67
2.4. Проявление Муосталаах	69
2.5. Месторождение Бирикээн	70
Раздел 3. Минералогия магнезиокарбонатитов и щелочно-силикатных пород	72
3.1. Первичные минералы и руды карбонатитов.....	74
3.2. Связанные с оруденением минералы карбонатитов поздних стадий	79
3.3. Скаполит-клинопироксеновые породы.....	82
Раздел 4. Хронология формирования карбонатитовых комплексов.....	85
4.1. Карбонатиты Селигдара	85
4.2. Карбонатиты Усть-Чульмана и Муосталааха.....	87

4.3. Скаполит-клинопироксеновые породы Муосталааха.....	90
Раздел 5. Исследования расплавных и флюидных включений в карбонатитах	91
5.1. Расплавные включения	91
5.2. Флюидные включения	94
Раздел 6. Интерпретация и обсуждение полученных данных.....	96
6.1. Петрогенезис магнезиокарбонатитов	96
6.2. Происхождение карбонатитов, геохронология и геодинамика	99
ГЛАВА 3. ПЕТРОГЕНЕЗИС УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЧАДОБЕЦКОГО КОМПЛЕКСА.....	103
Раздел 1. Геологическое строение региона и объекта исследования	103
1.1. История геологического изучения чадобецкого комплекса	103
1.2. Геологическое строение чадобецкого комплекса	105
Раздел 2. Минералогические исследования ультраосновных лампрофиров	109
2.1. Петрография и минералогия ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса	109
Раздел 3. Геохронологические исследования пород чадобецкого комплекса	119
Раздел 4. Исследования включений в минералах ультраосновных лампрофиров	123
4.1. Расплавные и минеральные включения в айлликитах чадобецкого комплекса	123
Раздел 5. Интерпретация и обсуждение полученных данных.....	130
5.1. Петрогенезис айлликитов чадобецкого комплекса.....	130
5.2. Сравнение данных по включениям в ультраосновных лампрофирах и кимберлитах	133
5.3 Модель формирования чадобецкого комплекса	138
5.4. Обсуждение геохронологических данных.....	142
Раздел 6. Петрогенезис пеллетальных лапиллей дамтьернитов чадобецкого комплекса ..	145
6.1. Минеральный состав дамтьернитов и пеллетальных лапиллей	146
6.2. Генезис дамтьернитов и пеллетальных лапиллей.....	154
ГЛАВА 4. ПЕТРОГЕНЕЗИС КАРБОНАТИТОВ МАССИВА АРБАРАСТАХ.....	158
Раздел 1. Геологическое строение региона и объекта исследования	158
1.1. История геологического изучения массива	158
1.2. Тектоническая позиция объекта исследования	160
1.3. Геологическое строение массива.....	162
Раздел 2. Минералогические исследования пород массива	166
2.1. Петрография и состав ультраосновных лампрофиров массива Арбарастах	166
2.2. Петрография и состав карбонатитов и фоскоритов	171
Раздел 3. Геохронологические исследования	178
Раздел 4. Исследования расплавных и флюидных включений	182

4.2. Расплавные и минеральные включения в айлликитах массива Арбарастан	182
4.1. Включения в карбонатитах	184
4.2. Включения в фоскоритах	185
Раздел 5. Интерпретация и обсуждение полученных данных	188
5.1. Петрогенезис айлликтов и карбонатитов массива Арбарастан	188
5.2. Модель формирования пород массива Арбарастан	191
ГЛАВА 5. ПЕТРОГЕНЕЗИС КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	199
Раздел 1. Центрально-Азиатская позднемезозойская карбонатитовая провинция	199
1.1. Геологическая позиция и состав карбонатитовых комплексов	200
1.2. Исследования включений в минералах Западно-Забайкальских комплексов	203
1.3. Исследования включений в минералах Центральнo-Тувинских карбонатитов	209
1.4. Исследования включений в минералах комплекса Мушугай-Худук	214
1.5. Рудоносность рассол-расплавов ЦАСП	215
Раздел 2. Карбонатиты Центрального Таймыра	217
2.1. Геологическая позиция, состав и возраст карбонатитов	219
2.2. Исследования включений в минералах карбонатитов	225
Раздел 3. Интерпретация и обсуждение полученных данных	230
3.1. Петрогенезис карбонатитов ЦАСП	230
3.2. Петрогенезис карбонатитов Центрального Таймыра	233
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	236
ЛИТЕРАТУРА	237
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Минеральный состав магнезиокарбонатитов Центрального Алдана	275
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Минеральный состав силикатных пород Центрального Алдана	284
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Изотопно-геохронологические исследования карбонатитов Алдана	287
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. LA-ICP-MS исследования включений карбонатитов Алдана	290
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Минералогия ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса	291
ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Изотопно-геохронологические исследования чадобецкого комплекса	298
ПРИЛОЖЕНИЕ 7. Состав включений в минералах пород чадобецкого комплекса	301
ПРИЛОЖЕНИЕ 8. Оценки РТХ-параметров для айлликитов чадобецкого комплекса	304
ПРИЛОЖЕНИЕ 9. Минеральный состав карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастан	306
ПРИЛОЖЕНИЕ 10. Изотопно-геохронологические исследования массива Арбарастан	314
ПРИЛОЖЕНИЕ 11. LA-ICP-MS анализ включений карбонатитов массива Арбарастан	320
ПРИЛОЖЕНИЕ 12. Результаты исследований карбонатитов ЦАСП и Таймыра	321

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.

В наши дни 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 потенциально новых рудных объектов в Российской Федерации.

Постановка научной проблемы

В наши дни 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 роль их 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 являлось: (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 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-ультраосновной карбонатит-фоскоритовый массив Арбарастах и пермо-триасовый REE-редкометалльный чадобецкий щелочно-ультраосновной 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

Решение поставленных задач предполагало использование следующего комплекса петрологических методов исследования:

(1) Геологическое изучение объектов исследования было проведено на основе литературных данных и фондовых материалов (отчетов по разведке редкометалльно-редкоземельных месторождений Чуктукон, Селигдар и др.), а также в период полевых экспедиционных работ в 2010-2023 гг на объектах: Мушугай-Худук (Ю. Монголия), Карасуг и Улатай-Чоза (Тува), Селигдар, Усть-Чульман, Бирикээн, Муосталаах и Арбарастах (Аданский щит, Якутия), Чадобец и др. (Красноярский край).

(2) Изотопно-геохронологические методы использовались для получения абсолютных отметок возрастных диапазонов кристаллизации пород карбонатитовых комплексов.

Для определения U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраста щелочных пород чадобецкого комплекса были отобраны цирконы из образцов коры выветривания по карбонатитам разведочных скважин Чуктуконского рудного поля; методом Ag-Ag датирования получены возрастные характеристики биотита и пород щелочно-ультраосновных лампрофиров комплекса Чадобец. Для U-Pb (SHRIMP II) датирования были отобраны цирконы из магнезиокарбонатитов и щелочных силикатных пород Центрально-Алданского региона – объекты Селигдар, Усть-Чульман, Муосталаах; методом Ag-Ag датирования проанализирован

флогопит из образца мономинеральной (флогопититовой) зоны Селигдарской карбонатитовой интрузии. U-Pb (SHRIMP II) исследования щелочных пород массива Арбарастах были проведены по цирконам из образцов пироксенита, карбонатита и щелочного сиенита. Ar-Ar методом проведены исследования флогопита пироксенита, карбонатита, силикокарбонатита и щелочного сиенита массива Арбарастах. Датирование (U-Th-Pb) бастнезита карбонатитов Центрального Таймыра проводилось методом LA-ICP-MS и Sm-Nd изотопии.

U-Pb (LA-SF-ICP-MS) изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelExII. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигналов Pb и U при минимальном значении $^{254}\text{UO}/^{238}\text{U}$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{206}U , ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35-50 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” (Griffin et al., 2008). ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,818$ (Hiess et al., 2012). Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice (Slama et al., 2008). Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 (Jackson et al., 2004). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст и диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2003). Католюминесцентная (КЛ) съемка цирконов для отбора и подготовки для последующих исследований проводилась на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510LV (Jeol Ltd) с системой микроанализа AZTEC Energy XMax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis) и системой регистрации КЛ Chroma CL2UV (Gatan Ltd).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проводились по мономинеральным фракциям (флогопит, амфибол, калишпат и др.), отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из измельченного образца пород. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. В качестве монитора используется стандартный K/Ar образец мусковит МСА-11 (ОСО No 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. Для его калибровки

в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 (Baksi et al., 1996). По результатам калибровки в качестве возраста мусковита MCA-11 было принято среднее значение (Травин, 2016). Значение полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с Steiger and Jager (1977), принималось равным $5,543 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10} \text{ нсм}^3$. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла $\pm 1^\circ\text{C}$.

Определение возраста Ar-Ar и U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методами было проведено в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Датирование циркона U-Pb методом проводилось на приборе SHRIMP II в Центре изотопных исследований Института им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия. Кристаллы циркона монтировались в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартов циркона TEMORA и 91500. Точки микроанализа были выбраны с помощью оптического микроскопа, BSE и катодолюминесцентных изображений, которые показывали внутреннюю структуру и зональность кристаллов циркона. Отношения U/Pb измерялись с использованием метода, рекомендованного Williams (1998). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составила 4 нА; образовавшийся кратер имел диаметр 25 мкм и глубину до 5 мкм. Данные обрабатывались с помощью программного обеспечения SQUID (Ludwig, 2000). Отношения U/Pb были нормированы на значение 0,0668 (TEMORA), что соответствует 416,75 млн лет назад (Black et al., 2003). Отдельные анализы находятся в пределах ошибки 1σ, а рассчитанные конкордантные возрасты — в пределах ошибки 2σ. Диаграммы конкордии были построены с помощью программного обеспечения Isoplot/Ex (Ludwig, 1999).

Датирование бастнезита карбонатитов Центрального Таймыра (U-Th-Pb) проводилось методом LA-ICP-MS с использованием Multi Collector в соответствии с методом, описанным Yang et al (2014; 2019), в Институте геологии и геофизики Китайской Академии наук (г. Пекин). Микроэлементный состав и U-Pb-возраст бастнезита определяли с помощью Q-ICP-

MS Agilent 7500a в сочетании с системой эксимерной лазерной абляции ArF с длиной волны 193 нм. Гелий использовался в качестве газа-носителя и смешивался с аргоном после абляционной ячейки. Во всех случаях применялось приблизительное общее время абляции 20 с для холостых образцов и 60 с для одного эталонного материала или образцов. Также использовались эталонные значения 0,04838 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), 0,1232 ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$), 0,01847 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) и 0,005855 ($^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$) для бастнезита К-9 (Сальникова и др., 2010), полагая возраст Th-Pb эквивалентен возрасту кристаллизации U-Pb 118 млн лет. Средневзвешенный возраст рассчитывали с использованием программного пакета ISOPLOT/EX 3.23 (Ludwig et al., 2003). Количественные результаты для микроэлементов были получены посредством внешней калибровки относительной чувствительности элементов с использованием стандарта NIST SRM 610 и нормализации внутреннего стандарта каждого анализа до ^{140}Ce с помощью программного обеспечения Glitter (Yang et al., 2014, 2019).

(3) Характеристика вещественного состава, диагностика минеральных фаз, включая рудные, а также современная петрографическая систематика пород, определение текстурно-структурных взаимоотношений и последовательности минералообразования были выполнены с использованием методов оптической микроскопии, сканирующей электронной микроскопии (СЭМ/SEM) и микрорентгеноспектрального (микрозондового/EPMA) анализов. Аналитические исследования проведены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Петрографическое и минераграфическое изучение пород проводилось на микроскопе «Olympus BX51» с фотокамерой. Исследования текстурно-структурных характеристик и минерального состава пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе «TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV» с энергодисперсионной приставкой для микроанализа «X-Max Oxford Instruments». Химический состав минералов также определялся с помощью электронного микрозонда «JEOL JXA-8100 (режим WDS, 20 кВ, 15 нА, диаметр пучка 1-2 мкм). Общее время анализа F (с использованием кристалла LDE) составило 40 с (для фона - 20 с, для пика F - 20 с). Предел обнаружения F составил 477 ppm (0.04 мас. %). Для анализа большинства минералов мы использовали ток пучка 10 нА и ускоряющее напряжение 15 кВ; для оксидов Fe – Ti - 20 нА и 15 кВ; для монацита - 40 нА и 20 кВ; а для апатита - 10 нА и 20 кВ. Время анализа пиков составляло 16 с для основных элементов и 30–60 с для второстепенных элементов. Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические минеральные фазы, при этом каждый элемент и пределы обнаружения (в ppm) были следующие: SiO_2 (Si, 158), рутил (Ti, 120), LiNbO_3 (Nb, 142), Sr силикатное стекло (Sr, 442), альбит (Na, 176), ортоклаз (K, 182), Al_2O_3 (Al, 128), F-

апатит (Ca, 115; P, 387; F, 477), Mn-гранат (Mn, 129), гематит (Fe, 148), CePO_4 (Ce, 236), LaPO_4 (La, 272), BaSO_4 (S, 178), NdPO_4 (Nd, 362), Cl-апатит (Cl, 74) и PrPO_4 (Pr, 401).

(4) Валовый состав пород определялся методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific) с оборудованием для пробоподготовки (индукционная печь Lifumat 2.0 Oх и пресс HERZOG НТР-40). Анализ микроэлементов в породе (редкоэлементный состав) проводился методом ИСП-МС (ICP MS) на приборе Finnigan MAT с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ в стандартных условиях эксплуатации с предварительным разложением проб в смеси кислот HF, HNO_3 и HClO_4 . Пределы обнаружения устанавливали с использованием холостого контроля 3σ и варьировали для большинства элементов от 0.005 до 0.1 мкг/г. Микроэлементный анализ цирконов выполнены методом LA-SF-ICP-MS (см. п. 2). Аналитические исследования проведены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

(5) Современными и традиционными методами термобарогеохимии проведены исследования расплавных и флюидных включений в минералах щелочных пород. Полученные данные использованы в расшифровке механизмов и физико-химических особенностей образования расплавов и растворов щелочно-карбонатитовых систем; прослежена эволюция РТХ-параметров минералообразования и рудогенеза. Исследования выполнены на базе ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Оптическая диагностика включений в минералах проводилась на микроскопе «Olympus BX51» с фотокамерой. Для определения состава минеральных фаз и газовой фазы во включениях использовался метод Рамановской спектроскопии: спектрометр LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon, оснащенный оптическим микроскопом «Olympus BX41». Для возбуждения спектров использовалась линия Ag^+ лазера с длиной волны 514.5 нм. Для идентификации твердых фаз включений была использована база данных RRUFF (<http://rruff.info>). Кроме того, в некоторых образцах было проведено площадное (2D) картирование включений с использованием Рамановского спектрометра с автоматической конфокальной визуализацией WITec Аругон. Для возбуждения образца применялся лазер с длиной волны 488 нм (50 мВт). Фазовое разделение и картографирование выполнялось с использованием алгоритма «true component analysis» программного обеспечения WITec Project FIVE+. Из спектров вычитались базовая линия, космические пики и частично линии соседних фаз.

Эксперименты по нагреву и охлаждению включений проводились с использованием термокамеры TC-1500 и термического столика Linkam THMSG-600. Методом термокриометрии определялись температуры гомогенизации, концентрации растворов, состав солей и газов, а также плотности фаз (давление в системе). Данные о температуре плавления галита/сильвина использовались для определения концентраций Na и K, принятых в качестве

внутреннего стандарта для расчета концентраций других элементов при расчете анализа включений методом LA-ICP-MS. Для определения состава твердых фаз, их химических особенностей, а также для определения внутреннего стандарта (концентрации элемента) для расчетов данных LA-ICP-MS использовалась сканирующая электронная микроскопия (SEM EDS анализ, см. п. 3) вскрытых на воздухе и в керосине включений.

Концентрация химических элементов во включениях и минералах определялась методом LA-ICP-MS. Установка состоит из квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Thermo-Scientific XSERIES2. Масс-спектрометр интегрирован с лазерным устройством отбора проб (New Wave Research), твердотельным лазером Nd: YAG. Для калибровки элемента использовался сертифицированный стандарт NIST-612. Для учета матричного эффекта и дрейфа чувствительности прибора использовался внутренний стандарт. Большинство исследованных включений имели представительные размеры порядка 20–50 мкм. Схема, использованная для LA-ICP-MS анализа и расчета концентраций элементов во включениях щелочных пород, применялась автором ранее (например, Prokoryev et al., 2016). Для расчета концентраций элементов во включениях использовался алгоритм, основанный на формуле, представленной в работе Longerich et al. (1996). Подобный алгоритм расчета используется во многих публикациях, посвященных анализу флюидных включений методом LA-ICP-MS (Günther et al. 1997, 1998; Ulrich et al. 2001; Audétat et al. 2003; Heinrich et al. 2003 и др.). Для размера луча 50 мкм пределы обнаружения составляют от 0,001 до 1 ppm для всех элементов (кроме Si, Ca, Ti и Cr). При уменьшении апертуры с 50 до 15 мкм пределы обнаружения уменьшаются примерно на порядок. Исследования проводились в Новосибирском государственном университете (г. Новосибирск, Россия).

Фактический материал и личный вклад соискателя

Каменный материал отобран при участии автора в научных экспедиционных работах на всех исследуемых объектах (кроме Таймыра) в составе отряда ИГМ СО РАН в 2010-2023 гг.; 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. Карпинского (г. Санкт-Петербург) Проскурниным 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 обобщающих петрогенетических моделей для изучаемых объектов.

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 Р, Fe и РЗЭ 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.

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 петрогенетических 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 Nb-REE оруденение в пределах Сибирского кратона и его обрамления. Выявленные минералого-геохимические факторы, определяющие высокую рудоносность исследуемых щелочных комплексов, являются важными при оценке технологических свойств руд, и могут быть использованы при разработке схем извлечения рудных компонентов.

Связь работы с научно-техническими программами

Исследования по теме диссертационной работы проводились в рамках базовых проектов НИР ИГМ СО РАН с 2010 г по н.вр.; соискатель является ответственным исполнителем по базовому проекту «Щелочной магматизм Сибири: источники, условия генерации расплавов, их эволюция и рудообразование». Также исследования по теме диссертации выполнялись в рамках проектов: РНФ 19-77-10004 (2019-2024 гг.), тема: "Рудоносность карбонатитов и их связь с крупными изверженными провинциями: на примере Чадобецкого щелочного комплекса (Чуктуконский и Териновский массивы), Красноярский край" (автор являлся руководителем проекта); РНФ 23-17-00098 (2023-н.вр.), тема: «Неопротерозойский щелочной магматизм юга Сибирского кратона: источники, связь натриевого и калиевого щелочного магматизма, рудообразование» (исполнитель); РНФ 22-17-00078 (2022-2023 гг.), тема: «Редкометальное (REE-Y-Nb-Zr) оруденение Западного Забайкалья: типы, механизмы концентрирования» (исполнитель); РНФ 19-17-00019 (2019-2021 гг.), тема: «Петрологические, геохимические и физико-химические факторы рудоносности карбонатитовых и щелочных комплексов Алданского щита (юг Сибирского кратона)» (основной исполнитель); РНФ 19-77-10039 (2019-2020 гг.), тема: «Механизм образования поздних редкометальных (РЗЭ, Nb) карбонатитов: от магмогенерации до гипергенеза» (основной исполнитель); грант Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых - кандидатов наук (Конкурс - МК-2019) (2019-2020 гг.), тема: «Минералогия, флюидный режим

формирования и рудоносность позднемезозойских карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса: на примере Западно-Забайкальского, Центрально-Тувинского и Южно-Монгольского регионов» (руководитель гранта) и др. более ранние проекты.

Апробация работы

Выступление с устными докладами на международных и Российских конференциях: «LV (55) Тектоническое совещание. Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2024» (ГИН РАН, г. Москва); «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов» (2023 г., ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты); «XXI научная конференция Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (2023 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск); «VI Международная научная конференция Геодинамика и минералогия Северной Азии» (2023 г., ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ); «XII Международная научно-практическая конференция Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» (2023 г., ЦНИГРИ, г. Москва); «VIII Всероссийская конференция с международным участием Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (2023 г., ИГМ СО РАН, г. Новосибирск); «VI Всероссийская научная конференция с международным участием Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (2023 г., ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток); «XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященной памяти И.Т. Бакуменко» (2022 г., ИГМ СО РАН, Новосибирск); «XX научная конференция Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту», (2022 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск); «X Российская молодёжная научно-практическая Школа: Новое в познании процессов рудообразования» (2021 г., ИГЕМ РАН, г. Москва); международные геологические конференции «SGEM 2020» (Альбена, Болгария, публикация тезисов); «12th Biennial SGA Meeting Mineral deposit research for a high-tech world» (2013 г., Упсала, Швеция, публикация тезисов) и др.

Список публикаций

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.

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.; Vladyskin, 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/min11050456>.
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, A.V., 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 ferrocarbonatites 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.**, Дорошкевич А.Г., 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 // *Вестник Кольского научного центра* № 2 (16). С. 7-18.

28. Горюнова В.О., **Прокопьев И.Р.**, Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Проскурнин В.Ф., и др. (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. (2023) Возраст и источники редкоземельно-флюоритовых проявлений Южное и Улан-Удэнское, связанных с карбонатитовым магматизмом (З. Забайкалье, Россия) // *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 14.

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 Присянье) // *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 Ar-Ar 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., Малютин А.В., и др. (2021) Геохронология чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U-Pb и Ar-Ar 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 рудопоявления Муосталаах и месторождения фосфатов Бирикээн (Алданский щит, Ю. Якутия) // *Вестник СпбГУ, 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 Ar-Ar данные // *Геосферные исследования*. № 4. С. 6-24.

40. Рипп Г.С., **Прокопьев И.Р.**, Избродин И.А., 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) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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 КНЦ*. Т. 11. № 4. С. 80-91.
43. Широносова Г.П., **Прокопьев И.Р.** (2019) Термодинамическое моделирование распределения $\text{R}_2\text{Э}+\text{Y}$ по формам в охлаждающихся богатых сульфатной серой флюидах // *Известия ТПУ. 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 Верхнеамгинского 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 $\text{R}_2\text{Э}+\text{Y}$ между минералами и охлаждающимся богатым сульфатной серой флюидом (термодинамическое моделирование) // *Известия ТПУ. 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 $\text{R}_2\text{Э}+\text{Y}$ 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.

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 исследования 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. Складову 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., «СибПГО» Варганова А.С. (г. Якутск, г. Алдан), 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.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Раздел 1. Основные понятия и процессы

1.1. Происхождение карбонатитов

Со времен первых находок магматических карбонатных пород на территории Фено-Скандинавского щита (Högbom, 1895; Brögger, 1920), на сегодняшний день установлено порядка 600 карбонатитовых комплексов в мире, при этом чуть более 10% из них образуют вулканические постройки, включая уникальный вулкан Ольдоньо Ленгаи в Танзании, известный историческими извержениями натровых лав в XX веке (Woolley and Church, 2005; Woolley and Kjarsgaard, 2008; Keller et al., 2010; Humphreys-Williams and Zahirovic, 2021). Согласно современной петрографической классификации, карбонатитом называют магматическую горную породу, содержащую не менее 50 мас.% первичных (магматических) карбонатов и менее 20 мас.% SiO_2 (Le Maitre, 2002). Богатые кремнеземом ($\text{SiO}_2 > 20\%$) породы относятся к силикокарбонатитам. Название карбонатитовым разновидностям принято давать по преобладающему карбонату – кальцитовый карбонатит, анкерит-кальцитовый и т.д., либо по химическому составу – кальциокарбонатит, натрокарбонатит или феррокарбонатит; в случае уточнения состава и разновидности карбонатитов используют названия по преобладающим минеральным фазам (кумулятам) в породе, например, апатит-кальцитовый карбонатит или флюорит-флогопит-доломитовый карбонатит (Woolley and Kempe 1989; Gittins and Harmer 1997; Le Maitre, 2002; Mitchell 2005).

В работах Mitchell (2005) и далее Mitchell and Gittins (2022) предложена минералогическая классификация первичных и карботермальных карбонатитов, согласно которой магматическая порода, содержащая более 30 об.% магматических карбонатных минералов, является уже карбонатитом. В составе карбонатитов наряду с карбонатами (кальцитом, анкеритом, доломитом, сидеритом) кристаллизуются: флогопит, апатит, флюорит, оливин, шпинелиды, ильменит, магнетит, диопсид, клинопироксен (эгирин-авгит), мелилит, перовскит, пирохлор, нефелин, щелочные амфиболы (рихтерит, арфведсонит и др.), гранаты (Ti-андрадит, шорломит), фторкарбонаты и фосфаты редких земель, цирконосиликаты и др. минералы. В отличие от первичных высокотемпературных карбонатитов к карботермалитам относятся низкотемпературные производные щелочных систем (Mitchell, 2005; Mitchell and Gittins, 2022). Карботермальные месторождения аналогичны гидротермальным рудным месторождениям и образуются из флюидов, в которых преобладают CO_2 и/или карбонат-анионы. Карботермалиты могут образовываться из множества исходных магм, от первичных

магматических карбонатитов до разнообразных натриевых или калиевых насыщенных и недонасыщенных кремнеземом сиенитов (Mitchell and Gittins, 2022). При этом, каждая группа карботермалитов характеризуется своеобразной минералогией и текстурой. В обзоре Mitchell and Gittins (2022) предлагается проводить систематику карбонатитов и карботермалитов только на основе их модальной минералогии (например, апатит-кальцитовый карбонатит или флюори-бастнезитовый карботермалит).

Большинство карбонатитовых проявлений в мире встречается в тесной временной и пространственной ассоциации с разнообразными ультраосновными и щелочно-силикатными породами (Woolley and Kjarsgaard, 2008). Интрузивные карбонатитовые комплексы содержат оливиниты, перидотиты, пироксениты, мелилитолиты, ийолиты, щелочные сиениты, а также интрузии ультраосновных лампрофиров. Карбонатиты в вулканических комплексах могут ассоциировать с оливиновым мелилититом/оливиновым нефелинитом, нефелинитом, фонолитом и трахитом и др. Щелочно-ультраосновные и основные карбонатитовые комплексы представляют собой многофазные интрузии, образование которых связывают с процессами генерации специфичных силикатно-карбонатных расплавов в нижней мантии в результате процессов ее метасоматоза и последующей длительной дифференциации (Rock, 1986; Le Bas M.J., 1987; Hamilton & Kjarsgaard, 1993; Dalton & Wood, 1993; Kogarko et al., 1995; Mitchell, 2005; Tappe et al., 2006, 2017; Foley et al., 2009; Guzmics and Zajacz, 2013; Nosova et al., 2020; Doroshkevich et al., 2022 и др.). На сегодняшний день существует три основные гипотезы происхождения карбонатитовых магм: (1) непосредственное выплавление из карбонатизированной перидотитовой мантии (частичное плавление перидотита) (Le Bas, 1987; Wallace, Green, 1988; Dalton and Wood, 1993; Harmer and Gittins, 1998; Wyllie and Lee, 1998); (2) продукт эволюции карбонат-содержащей щелочной силикатной магмы в следствие длительной кристаллизационной дифференциации нефелинитовой или сиенитовой магмы (Gittins, 1989; Gittins and Jago, 1998; Wolley, 2003; Wolley and Kjarsgaard, 2008); а также (3) отделение карбонатитового расплава в результате силикатно-карбонатной жидкостной несмешиваемости (Kjarsgaard and Hamilton, 1989; Kjarsgaard, 1998; Lee and Wyllie, 1997, 1998 и др.).

Доломитовые карбонатиты считаются продуктами внедрения мантийных магнезиокарбонатных расплавов в земную кору (Harmer and Gittins 1997). В работе Yaxley et al. (2022) показано несколько реакций декарбонизации в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$ (рис. 1). Эти реакции предлагают разумные приближения для карбонатитовых расплавов и соответствующих кристаллических фаз. Реакции декарбонизации имеют умеренный наклон в координатах давление-температура, но поднимающиеся мантийные расплавы всё же близки к адиабатическим с крутыми начальными наклонами (серая стрелка на рис. 1). По мере подъема

расплавы контактируют с породами земной коры с более высокими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . Карбонатитовые расплавы могут реагировать с силикатными минералами земной коры, отдавая доломитовый (магнезиальный) компонент (рис. 1), тем самым обогащая карбонатитовый расплав кальцием. Такие карбонатитовые расплавы с высоким содержанием кальция нуждаются в наличии флюсовых компонентов, чтобы оставаться жидкими и достигать верхних слоев коры, что, собственно, подтверждается составом расплавных включений в карбонатитах, содержащих высокие концентрации щелочей, F, H_2O и др. флюсов. Такой процесс аналогичен модели Hammouda et al. (2014), где магнезиальный карбонатитовый расплав реагирует с породами нижней коры с образованием оливина и значительно кальциевого карбонатитового расплава. Заметим, однако, что в верхней коре эта реакция менее вероятна, поскольку в этих условиях оливин нестабилен. Независимо от деталей таких реакций, важно осознавать, что поднимающиеся мантийные карбонатитовые расплавы почти наверняка теряют значительное количество магния из-за реакции с силикатными породами в земной коре, насыщаются кальцием и содержат в своем составе флюсовые компоненты.

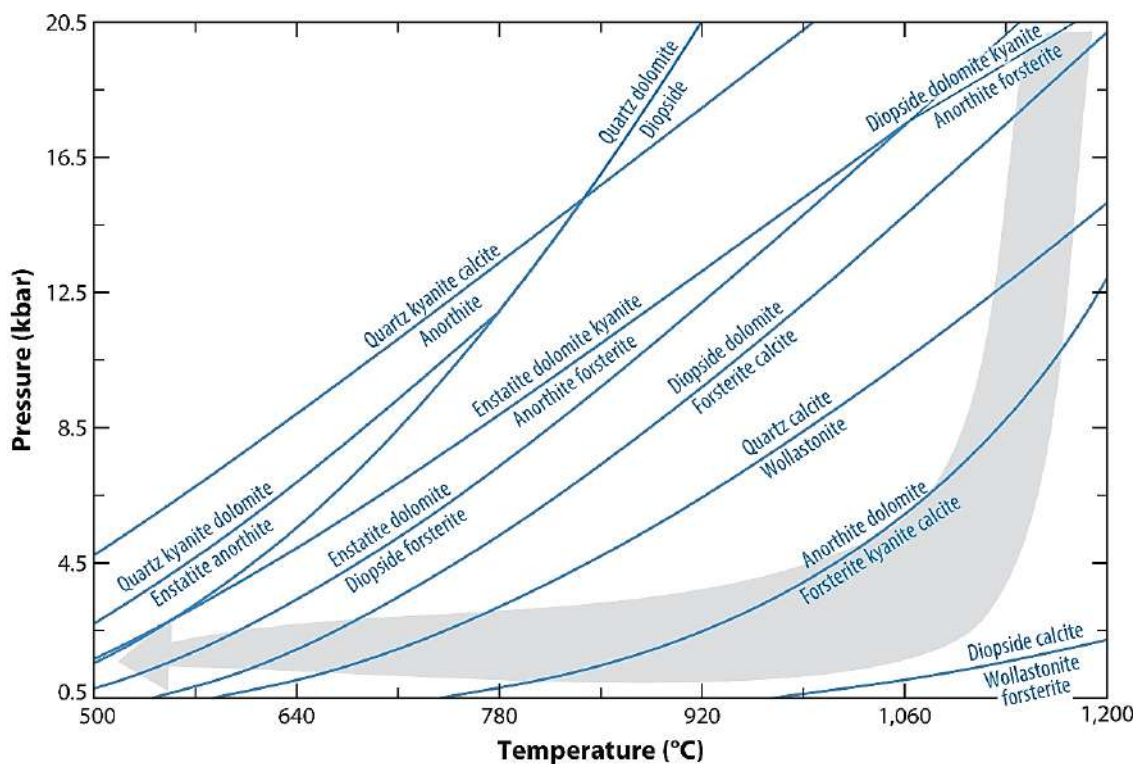


Рисунок 1. Силикатно-карбонатные реакции при давлениях земной коры, рассчитанные с использованием *Perple_X* (Yaxley et al., 2022). Серая стрелка схематически представляет путь давление-температура, по которому движется восходящая карбонатитовая жидкость, которая изначально адиабатическая (почти вертикальная в пространстве давление-температура), а затем охлаждается, когда достигает уровня своего внедрения в земной коре.

Эксперименты Lee and Wyllie (1997, 1998) и результаты исследования расплавных включений в минералах щелочных основных силикатных пород, связанных с карбонатитами, для массивов Ковдор, Гардинер (Gardiner), Гули и Керимаси (Kerimasi) (Nielsen et al., 1997; Veksler et al., 1998; Rass and Plechov, 2000; Guzmics et al., 2012), а также включений в минералах щелочных ультраосновных и основных силикатных пород, ассоциирующих с карбонатитами (Frisch and Keusen, 1977; Nielsen, 1981; Panina and Motorina, 2008, Ryabchikov and Kogarko, 2016), позволяют предположить, что при высоких температурах ($\sim 1050\text{--}1250\text{ }^{\circ}\text{C}$) и давлениях земной коры ($\sim 0.1\text{--}1\text{ ГПа}$) кристаллизация карбонатизированных нефелинит-мелилититовых расплавов, приводит к образованию силикатных (например, оливин, нефелин, клинопироксен, мелилит, флогопит, амфибол) и оксидных (например, магнетит и перовскит) минералов. Такое фракционирование приводит к изменению состава остаточных карбонатизированных нефелинит-мелилититовых расплавов, что, в итоге, ведет к образованию несмешивающихся силикатных и карбонатитовых расплавов (Hamilton et al., 1979; Lee and Wyllie, 1998; Brooker and Kjarsgaard, 2011; Schmidt and Wiedendorfer, 2018). Экспериментальные исследования и исследования расплавных включений позволяют предположить, что карбонатитовые расплавы, образующиеся в начале нефелинит-карбонатитовой несмесимости ($\sim 1000\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\sim 0.1\text{--}1\text{ ГПа}$), являются кальцитовыми (30–45 мас.% CaO), насыщены щелочами ($> 7\text{--}10\text{ \% Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), содержат P_2O_5 (2–7 мас.%) и бедны MgO ($< 3\text{ мас.}\%$). Обычно несмесимые карбонатитовые расплавы при $800\text{--}1250\text{ }^{\circ}\text{C}$ обогащены Na, K, Ca, Sr, Ba, легкими редкоземельными элементами (LREE), P, Mo, W, F и Cl по сравнению с сосуществующими силикатными расплавами (Martin et al., 2012; Veksler et al., 2012; Berkesi et al., 2020). Некоторые эксперименты предполагают альтернативный путь эволюции магмы при давлениях земной коры, когда исходные карбонатизированные нефелинит-мелилититовые расплавы могут быть богаты CaCO_3 и кристаллизовать силикаты и кальцит без процессов несмесимости. Такие процессы зафиксированы в силикатно-кальцитовых породах щелочно-карбонатитовых массивов Ока (Oka) и Прейри Лэйк (Prairie Lake) в Канаде, а также Ковдор и Белая Зима в России (Treiman and Essene, 1985; Veksler et al., 1998; Doroshkevich et al., 2017a; Savard and Mitchell, 2021).

В настоящее время основное внимание в литературе уделяется карбонатитам, образовавшимся в мантии из щелочно-силикатно-карбонатных расплавов. Однако это не единственный возможный путь образования природных карбонатитовых расплавов. Экспериментальные работы показывают, что частичное плавление кальцита и доломита возможно при давлении и температуре условий верхней коры (вплоть до 650°C), если присутствует достаточное количество H_2O (Lee et al., 2000; Durand et al., 2015). Эти условия не являются чем-то необычным для контактовых или региональных метаморфических сред.

Частичное плавление может быть усилено за счет инфильтрации метаморфических флюидов (Evans and Tomkins, 2020) или солевых флюидов, отделившихся из близлежащих силикатных интрузий (Audétat and Edmonds, 2020). Если кальцит и доломит в карбонатитовых породах мантийного происхождения представляют собой кумулаты из щелочных и галогенсодержащих карбонатитовых расплавов, то составы пород анатектических карбонатитов очень близки к составам расплавов. Минеральные комплексы и геохимические характеристики анатектических карбонатитов напоминают мрамора и их протолиты известняка или доломита. Поэтому установить, произошло ли частичное плавление, может быть непросто, особенно если миграция расплава была ограничена так, что анатектические карбонатитовые расплавы не уходили из (мета)осадочных материнских пород (Schumann et al., 2019; Özkan et al., 2021; Yaxley et al., 2022).

1.2. Обстановки формирования

Большинство щелочных карбонатитовых комплексов сформированы в континентальных условиях (~ 88% кратонных и 10.5% некротонных) в архейских и протерозойских породах или в фанерозойских породах, подстилаемых докембрийским фундаментом (Sage and Watkinson Citation, 1991; Woolley and Kjarsgaard, 2008a; Pirajno, 2015; Simandl and Paradis, 2018). Карбонатиты образуются в тектонических обстановках растяжения (Bailey, 1992), вдоль основных линейных нарушений, связанных с крупномасштабными зонами внутриплитных разломов, в сочетании с куполообразными элементами (сводчатость земной коры), или приурочены к окнам плит («slab windows») в зонах субдуции (Duke, 2009; Duke et al., 2014). Геодинамические обстановки формирования указывают на временную и пространственную связь карбонатитов с образованием крупных изверженных провинций (LIP) в следствие плюмовой активности (Nelson et al., 1988; Pirajno, 2000; Bell, 2001; Ernst and Bell, 2010; Pirajno, 2015). В некоторых работах показано, что карбонатитовый магматизм является «маркером» плюмовых событий при формировании крупных изверженных провинций (Pirajno, 2000; Bell, 2001; Ernst and Bell, 2010).

Альтернативой плюмовой модели может служить модель формирования карбонатитовых расплавов в следствие движения литосферных плит и процессов рифтогенеза (Tappe et al., 2006; 2017; Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013). В результате раскола, рифтогенеза, возникновения локальных очагов растяжения и повышенной проницаемости коры, астеносфера может подниматься на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в условиях присутствия CO₂ и

сопровождается образованием карбонатитоподобной фракции расплава, формирующей при подъёме карбонат-флогопитовые жилы (Tarpe et al., 2006). Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавлять эти жилы, а образовавшиеся высококалийевые силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его плавление и образование щелочного силикатного расплава, богатого карбонатной фракцией (Tarpe et al., 2006; 2017).

Карбонатиты в орогенных обстановках могут быть «постколлизийными» и «коллизийными» (Chakmouradian et al., 2008; Woodard and Hetherington, 2014). Они могли внедряться до перехода от тектонических режимов растяжения к сжатию или непосредственно во время посторогенной релаксации (Simandl and Paradis, 2018). Примерами карбонатитов орогенных обстановок формирования являются: щелочная провинция в Британской Колумбии, Канада (Millonig et al., 2012); Гималайская коллизийная зона в западной части провинции Сычуань (Sichuan), Китай (Hou et al., 2015); северо-западный Пакистан (Tilton et al., 1998); Большой Индийский протерозойский пояс (Great Indian Proterozoic Belt), Индия (Leelanandam et al., 2006); а также карбонатиты Наантали (Naantali) на юго-западе Финляндии сформировались в орогенной обстановке (Woodard and Hetherington, 2014).

Кроме того, карбонатиты выявлены как минимум в трех регионах океанических островов: (1) на Канарских островах, (2) острова Зеленого Мыса (Cape Verde Islands) и (3) острова Кергулен (Kerguelen); все они расположены за пределами Африканского континента (Woolley and Kjarsgaard, 2008a). Однако возможно, что под этими островами лежат остатки континентальной литосферы, выброшенной на мель во время дрейфа Африканской плиты (Bonadiman et al., 2005; Woolley and Bailey, 2012).

1.3. Процессы рудоносности

Считается, что щелочные карбонатитовые комплексы и связанные с ними редкометалльные руды образуются в результате длительной и сложной эволюции материнской карбонатизированной щелочной силикатной магмы при последующем активном участии гидротермальных флюидных растворов. Степень накопления редких металлов в разных щелочных комплексах значительно варьирует. Так, ряд щелочно-карбонатитовых интрузивных комплексов содержат редкометалльную с Nb и Zr специфику руд (Белая и Средняя Зима, Арбарастах, Ловозеро). С другой стороны, есть карбонатитовые комплексы с редкоземельной спецификой (Карасуг, Улатай-Чоза, Халюта, Аршан, Портовое), которые не содержат в значительных количествах Zr и Nb. Вместе с тем, есть комплексные редкоземельно-редкометалльные объекты (Чуктукон и др.). Таким образом, понимание

процессов и механизмов, ответственных за формирование рудной минерализации в щелочно-карбонатитовых системах является важным аспектом петрологических исследований.

Важную роль в рудообразовании щелочных интрузивных комплексов играют описанные ранее процессы кристаллизационной дифференциации, а также образование и фракционирование несмесимых силикатных и карбонатных расплавов. 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, таких как Nb и Zr в карбонатитах (Martin et al., 2012, 2013; Veksler et al., 1998b, 2012). Тем не менее, на ранних стадиях кристаллизации в накоплении REE могут участвовать такие агенты, как F, S, P, Cl и кальцит (Chebotarev et al., 2022). При насыщении карбонатитовых расплавов кальцитом и образовании больших количеств карбонатитовых кумулатов происходит сильное обогащение жидкой фракции REE из-за их несовместимости с кальцитом (Chebotarev et al., 2022). Следовательно, по мере того, как карбонатитовые расплавы превращаются в кумулаты с более высоким содержанием 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 минералах карбонатитов в составе специфических солевых флюидных включений. Таким образом, интерпретация условий захвата и процессов эволюции рассол-расплавных включений несут важную информацию о минералообразовании и рудообразовании в карбонатитовых системах.

1.4. Фениты и антискарны

Карбонатитовые системы содержат продукты метасоматического взаимодействия расплавов или флюидов с вмещающими породами, в которые они внедряются. Наиболее часто встречающиеся метасоматические силикатные породы представлены фенитами. Фениты образуются в результате реакций между щелочными флюидами, извлеченными из карбонатита, и окружающими силикатными вмещающими породами (Morogan, 1994; Le Bas, 2008; Elliott et al., 2018; Yaxley et al., 2022). Являются ли фенитизирующие агенты карбонатитовыми расплавами, отделившимися рассол-расплавами, карбонатитовыми флюидами или их комбинацией, сильно зависит от конкретной карбонатитовой системы. Для фенитов характерно образование метасоматических богатых щелочами минералов, таких как слюды, альбит, калиевый полевой шпат, эгирин и щелочные амфиболы (арфведсонит и рибекит). Фенитовые тела охватывают широкий диапазон размеров: некоторые из них представляют собой зоны сантиметрового масштаба вокруг карбонатитовых пород, а другие

простираются на несколько километров вглубь вмещающих пород (Morogan, 1994; Le Bas, 2008; Elliott et al., 2018; Yaxley et al., 2022). При этом, достаточно часто щелочные минералы также встречаются в магматических силикатных породах (комагаматах карбонатитам), таких как щелочные сиениты, ийолиты и др. Таким образом, отличить настоящие фениты от неметасоматизированных щелочных силикатных пород, образующих часть карбонатитового комплекса, может оказаться непростой задачей. Эти щелочные силикатные породы сами могут подвергаться фенитизации внедряющимся карбонатитом, что приводит к их метасоматозу, который, в свою очередь, может создать дополнительную сложность определения состава.

Другими часто наблюдаемыми метасоматическими преобразованиями карбонатитовых систем являются зоны антискарнов (Yaxley et al., 2022). В этих зонах фиксируется влияние или поступление химических компонентов из окружающих силикатных пород. Эти компоненты реагируют с карбонатитовыми расплавами, что приводит к зарождению и росту минералов внутри магматического канала, включая его стенки. Антискарны — продукты реакции карбонатитового расплава и твердых вмещающих силикатов; они по сути являются противоположностью классическим скарнам, в которых богатые карбонатами породы, такие как известняки, реагируют с внедряющимися силикатными расплавами или сопутствующими флюидами. Антискарны обычно содержат Ca-Mg-силикатные минералы, характерные для настоящих скарнов, такие как волластонит, диопсид, везувиан и т.д. Антискарнирование насыщенных щелочами карбонатитовых расплавов часто приводит к образованию минеральных комплексов, напоминающих фениты. Однако фениты находятся вне карбонатитовой интрузии, тогда как антискарны образуются непосредственно внутри карбонатитового тела. Антискарн не обязательно содержит карбонатные минералы (поэтому они не являются карбонатитовыми породами в строгом смысле слова): карбонатитовый расплав может мигрировать от места реакции, оставляя после себя породы с преобладанием силикатных минералов (Yaxley et al., 2022). Необходимо отметить, что некоторые исследователи связывают формирование силикокарбонатитов с подобными процессами метасоматоза, к примеру, при внедрении кальцитовых карбонатитов в пироксениты (Kruk et al., 2024), и/или образование фоскоритов при внедрении карбонатитов в силикатные кумулаты, такие как перидотиты, пироксениты и ийолиты (Veksler et al., 2024).

1.5. Фоскориты

Еще одной загадкой генезиса карбонатитовых комплексов, является происхождение фоскоритов. Согласно классификации магматических пород (IUGS), фоскорит представляет собой «магнетитовую, оливиновую, апатитовую породу, обычно связанную с карбонатитами»

(Le Maitre, 2002). Фоскориты содержат различные пропорции апатита, магнетита и силикатов с преобладанием магния: в основном оливина, а также клинопироксена и флогопита. Порядка двадцати щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов в мире (включая известные комплексы Палабора в Южной Африке и Ковдор в России) содержат пространственно-временную и генетическую ассоциацию с фоскоритами, которые являются потенциальными источниками на комплексные Fe–P–Nb–Ta– Zr ± PЗЭ и медные руды (Bulakh et al., 2004; Krasnova et al., 2004a,b; Wall and Zaitsev, 2004). Большинство рудоносных фоскоритов связано с проявлениями кальцитовых и доломитовых карбонатитов (Krasnova et al., 2004b), причем многие из этих комплексов слабо изучены петрологически. Генетическая связь между карбонатитами и фоскоритами является предметом дискуссий, и в настоящее время предложены три основных механизма происхождения фоскоритов: (1) кристаллизация из собственного расплава, (2) фракционная кристаллизация из карбонатитового расплава, и (3) отделение от карбонатитового расплава в результате несмесимости (Krasnova et al., 2004b). В работе Vasyukova and Williams-Jones (2022) предложена альтернативная модель, согласно которой фоскорит является продуктом (остаточной жидкостью) взаимодействия карбонатитовых расплавов с силикатными породами земной коры, примыкающими к стенкам магматического канала. Ранее также была упомянута модель формирования фоскоритов в процессе метасоматоза (антискарнирования) (Veksler et al., 2024).

Хотя считается, что фоскориты произошли из того же мантийного источника, что и связанные с ними карбонатиты, петрогенетические связи остаются предметом изучения (Giebel et al., 2019; Rass et al., 2020). Эксперименты Klemme (2010) показывают, что расплав, богатый Fe и P, может кристаллизовать минеральный парагенезис фоскоритов с остаточной жидкостью, близкой по составу карбонатитовым расплавам, что подтверждает модель фракционной кристаллизации. Однако эта модель не объясняет, как вообще образуется расплав, богатый Fe и P. Современные исследования природных фоскоритов не дают однозначных ответов на механизмы происхождения фоскоритовых расплавов: ряд работ предполагает фракционирование (например, Milani et al., 2017), другие исследования указывают на основную роль процессов несмесимости (Giebel et al., 2019; Rass et al., 2020), либо на участие обоих механизмов формирования фоскоритов (Barbosa et al., 2020). Одним из объектов исследования в данной диссертационной работе является непротерозойский карбонатитовый массив Арбарастах на юго-востоке Сибирского кратона, в пределах которого установлены тела рудоносных фоскоритов. Исследования петрогенезиса фоскоритов (минералогия и расплавные включения) также демонстрируют свидетельства процессов дифференциации и/или несмесимости (?), протекающих в генетически связанных карбонатит-силикокарбонатит-фоскоритовых разновидностях щелочных пород (Prokopyev et al., 2021).

1.6. Ультраосновные лампрофиры - айлликиты

Термин «айлликит» был впервые введен в петрологию в 1939 г для описания богатых карбонатами (без мелилита) разновидностей ультраосновных лампрофиров (ultramafic lamprophytes - UML) в районе залива Айллик Бэй (Aillik Bay) на п-ове Лабрадор (Kranck, 1939); поэтому на основании оригинального названия залива в работе будет использоваться написание термина с двойной «л» (хотя в отечественной литературе можно встретить написание пород с одной «л»). В 1986 г первоначально были предложены термины «мелилитовые лампрофиры» (т.е. «альнётиты») и безмелилитовые богатые карбонатами и полевошпат-содержащие разновидности, такие как «айлликит» и «дамтьернит», соответственно (Rock, 1986). И только в 2005 г. термины «айлликиты», «мела-айлликиты» и «дамтьерниты» были официально добавлены в Международную классификацию магматических пород (IUGS) благодаря работе Tappe et al. (2005).

Айлликиты представляют собой богатые карбонатами ультраосновные лампрофиры, которые состоят из макрокристов и/или вкрапленников оливина и флогопита, расположенных в основной массе первичного карбоната с флогопитом, шпинелидами, ильменитом, рутилом, перовскитом, богатым титаном гранатом и апатитом (Tappe et al., 2005, 2006). Мела-айлликиты имеют индекс темноцветности $>90\%$ из-за присутствия в основной массе клинопироксена и/или рихтерита (заполняющих позицию карбоната). Монтичеллит может встречаться в виде редких включений в айлликитах. Дамтьерниты представляют собой ультраосновные лампрофиры, содержащие фельдшпатоиды.

Ультраосновные лампрофиры, как известно, представляют собой редкие породы мантийного происхождения с низкой степенью частичного плавления, связанные с внутриплитным континентальным магматизмом и процессами континентального растяжения (Tappe et al., 2006). По статистическим данным к настоящему времени ассоциация карбонатитов с ультраосновными лампрофирами установлена лишь в 22 случаях (Woolley and Kjarsgaard, 2008a). Современные петрологические исследования показывают генетическую связь между карбонатитами и ультраосновными лампрофирами и предполагают, что щелочно-силикатные породы образуются в результате флогопит-карбонатного метасоматоза в мантии (Tappe et al., 2006; Doroshkevich et al., 2019, 2024; Nosova et al., 2018, 2020).

1.7. Глубинный цикл углерода

Карбонатиты относятся к уникальной группе магматических интрузивных и вулканических горных пород, которые запечатлели процессы непрерывного цикла углерода в истории формирования Земли от самых глубинных оболочек взаимодействия ядра-мантии и

мантийного преобразования до выхода карбонатной магмы на поверхность, взаимодействуя с оболочками земной коры и атмосферы. Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика являются актуальным вопросом петрологических исследований образования специфичных щелочно-карбонатитовых и кимберлитовых расплавов (Watson, 1982; Wood, 1993, 2011; McDonough, 2003; Maruyama et al., 2007; Agashev et al., 2008; Dasgupta and Walker, 2008; Frost and McCammon, 2008; Walter et al., 2008; Dalou et al., 2009; Dasgupta and Hirschmann, 2010; Foley, 2011; Bataleva et al., 2012; Shatsky et al., 2014, 2015; Ryabchikov and Kogarko, 2016; Пальянов и др., 1998, 2005; Сокол и др., 1998; Томиленко и др., 1997, 2001; Ярмолук и др., 2005; Добрецов, 2008; Зедгенизов и др., 2011; Литасов, 2011; Добрецов, Шацкий, 2012; Кузьмин и Ярмолук, 2014; Рябчиков и Когарко, 2016; Когарко и Веселовский 2019; Похиленко и др., 2015, 2022 и др.). Исследования показывают, что карбонатиты возникли на рубеже 2.5-2.8 млрд. л., тогда как кимберлиты значительно позже – 2.0-1.4 млрд. л., и интенсивность щелочных пород возрастает в течение геологического времени. Появление щелочных пород на границе архей-протерозой связывают со сменой геодинамического режима нашей планеты – слияние тектоники плюмов и тектоники литосферных плит. На этом рубеже возникла кислородная атмосфера, происходило окисление океанических осадков. Последующая глобальная дегазация субдуцируемого материала и высвобождение окисленного флюида привели к окислению мантии и началу ее крупномасштабного метасоматоза, приведшего к формированию карбонатитов и кимберлитов (Когарко, 2006).

Источниками карбоната для формирования карбонатитовых расплавов служат зоны субдукции либо ювенильный углерод металлического ядра при его взаимодействии с мантийным слоем. Как известно, в примитивных метеоритах углистых хондритов (C1), из которых предположительно была сформирована Земля, содержание углерода составляет ~ 3.6 мас.% (Lodders, 2003). Согласно экспериментальным данным по растворимости углерода в расплаве железа в приповерхностных условиях (2 ГПа и 2200 °С) и коэффициентов распределения углерода между металлическим и силикатным расплавом, максимально возможная концентрация углерода в ядре составляет 6–7 мас. % (Добрецов, Шацкий, 2012). Согласно оценкам, порядка 6–9 мас.% углерода растворяется в жидком железе при температуре 2400°С и давлении до 14 ГПа (Dasgupta and Walker, 2008; Dasgupta et al., 2009; Nakajima et al., 2009, 2015). Эксперименты показывают, что для большей части глубинной мантии характерны расплавы низких степеней частичного плавления, экстремально обогащенные легкими и некогерентными элементами, в особенности Na₂O, K₂O, CO₂ (30–40 мас.%) ± H₂O (10–30 мас. %), что соответствует составу родоначальных карбонатитовых расплавов (Dobretsov and Kirdyashkin, 1998; Sobolev et al., 2011; Добрецов, Шацкий, 2012).

Долгое время проявление щелочного карбонатитового магматизма объяснялось низкой степенью частичного плавления верхней мантии Земли в присутствии CO₂-содержащих флюидов или карбонатных минералов (доломита, магнезита) (Dalton and Presnall 1998; Eggler 1989; Lee and Wyllie, 1998; Yaxley et al., 2022). Признание пород карбонатитовых комплексов как продуктов кристаллизации мантийных магм привело к многочисленным исследованиям, в которых изучалась пространственно-временная эволюция их источников с помощью изучения состава радиогенных изотопов (Bell and Blenkinsop, 1987; Nelson et al. 1988; Tilton and Bell 1994). За последние десятилетия база данных изотопов (Sr-Nd-Pb, Li, Mg, Ca) мировых карбонатитовых комплексов выросла в геометрической прогрессии (например, Halama et al. 2008; Li et al., 2016; Tappe et al., 2017; Sun et al., 2021). Наборы изотопных данных используются для решения актуального вопроса о том, происходят ли карбонатитовые магмы из литосферных или астеносферных источников мантии, а также для оценки потенциальной роли мантийных плюмов в их происхождении (Bell and Simonetti, 2010). Другой ключевой вопрос заключается в том, необходимо ли аномально высокое геохимическое обогащение для мантийных источников карбонатитов, и если да, то происходит ли это обогащение в мантии с участием глубинных летучих веществ, или оно обусловлено главным образом переработанными субдуцируемым веществом в мантии (Hulett et al., 2016; Tappe et al., 2017; Hutchison et al., 2019; Amsellem et al. 2020; Horton, 2021).

Ранние изотопные (Sr-Nd-Pb) исследования выявили сходство между породами карбонатитовых комплексов и базальтами океанских островов (OIB), указывая на то, что большинство мезозойско-кайнозойских карбонатитов произошли из относительно недеплетированных мантийных источников, в которых преобладали конечные члены с высоким значением μ ($\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$) и обогащенные компоненты мантии (Nelson et al., 1988; Bell and Tilton, 2001, 2002). Хотя современная база данных подтверждает значительное перекрытие значений между OIB и молодыми карбонатитами континентальных щитов в координатах Sr-Nd, массив данных по карбонатитам располагается между умеренно обедненным источником (Zindler and Hart (1986)) и рядом обогащенных изотопных компонентов (рис. 2а). Изотопно-обогащенные компоненты очень неоднородны и интерпретируются как метасоматизированная литосферная мантия (Bell and Simonetti, 2010) или субдуцированное вещество, расположенное в пределах конвективной верхней мантии или в поднимающихся нижнемантийных плюмах (Hoernle et al., 2002; Chen et al., 2016). Учитывая, что известные карбонатиты океанических островов не демонстрируют сильного Sr-Nd изотопного обогащения, можно предположить, что континентальная литосферная мантия в разной степени вовлечена в генезис карбонатитовых магм под мощными кратонами (рис. 2а).

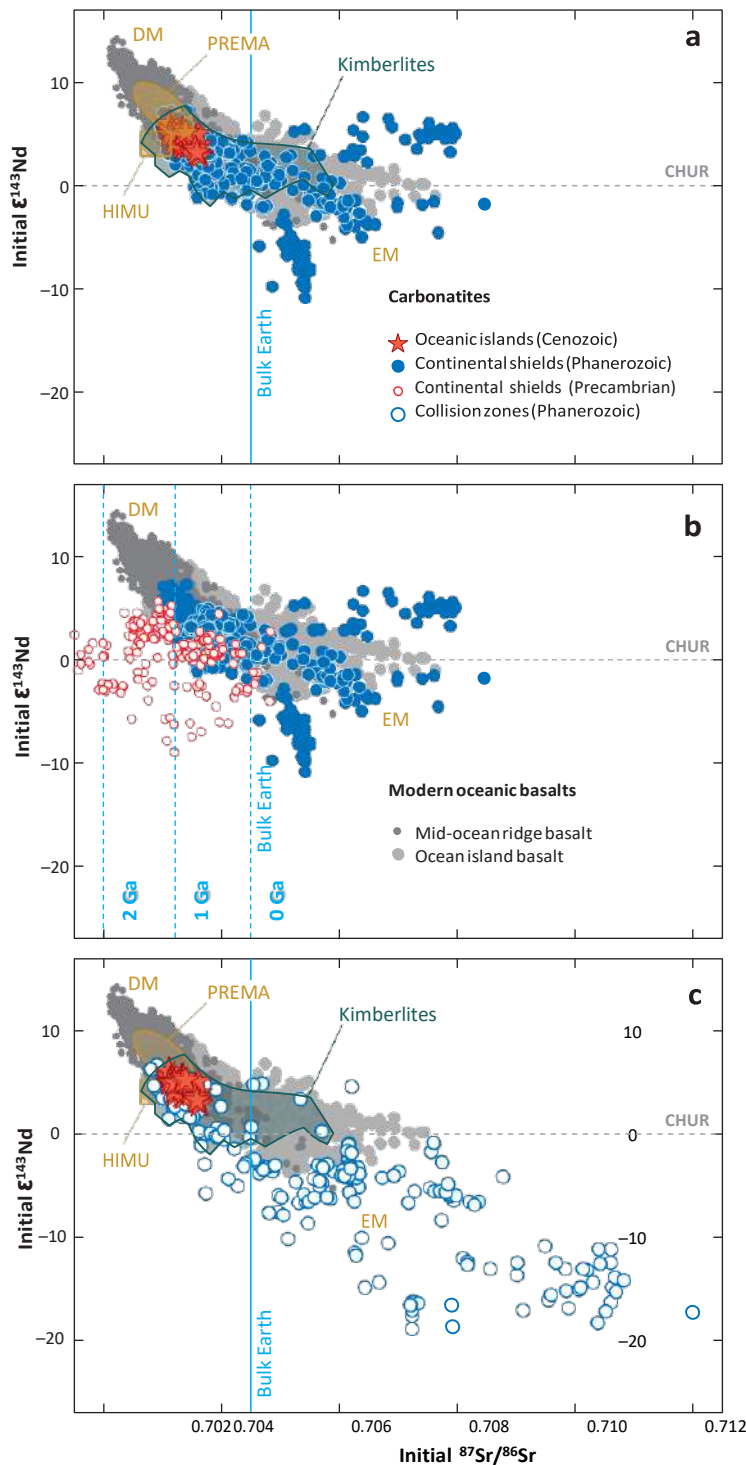


Рисунок 2. Вариации изотопного состава Sr и Nd для карбонатитов мира (Yaxley et al., 2022). (a) Изотопные данные Sr-Nd по карбонатитам современных океанических островов и фанерозойским карбонатитам кратонов. Поле состава кимберлитов (1-й группы) кратонов представлены из базы Tappe et al. (2017). Данные для современных океанических базальтов взяты из Stracke (2012). (b) Изотопные данные Sr-Nd с акцентом на фанерозойские и докембрийские карбонатиты кратонов. Изотопный состав Sr основной массы Земли в период 2 млрд. л., 1 млрд. л. назад и в настоящее время соответствует модели базальтового ахондрита (Basaltic Achondrite Best Initial model). (c) Данные по изотопам Sr-Nd с акцентом на фанерозойские карбонатиты из коллизионных зон. CHUR рассчитан с использованием рекомендованного среднего изотопного состава Nd хондритовых метеоритов Bouvier et al. (2008). DM, PREMA, HIMU и EM рассчитаны по данным Zindler and Hart (1986) и Stracke (2012).

Современная база данных изотопов Sr-Nd указывает на то, что фанерозойские и докембрийские карбонатиты кратонов произошли из схожих мантийных источников, которые включают смесь изотопно умеренно обедненных и обогащенных компонентов по сравнению с примитивным составом мантии (Yaxley et al., 2022) (рис. 2b). Хотя фанерозойские карбонатиты коллизионных обстановок также содержат изотопно умеренно обедненный мантийный компонент, эти орогенные или посторогенные карбонатиты могут достигать составов чрезвычайно обогащенных изотопных Sr-Nd компонентов, неизвестных из глобальных данных OIB (рис. 2c). Такой вклад значительно изотопно обогащенного вещества в настоящее время интерпретируется как осадочный карбонатный компонент, который добавляется к некоторым малообъемным магмам мантийного происхождения в земной коре или на небольших глубинах верхней мантии в активных зонах континентальной коллизии (Hou et al., 2006; Lustrino et al., 2020), что приводит к распространению глубоко субдуцированных осадков среди конвективной мантии (Stracke, 2012).

Обновленная база данных изотопии Nd для карбонатитов показывает интегрированную во времени эволюцию от ~ 3 млрд. л. до настоящего времени, что близко соответствует эволюции хондритовой или примитивной мантии, с некоторыми заметными отклонениями к более обедненным и обогащенным значениям ϵ_{Nd} , которые характерны для множества карбонатитов как кратонов, так и коллизионных зон (рис. 3a). Аналогичная временная эволюция определяется изотопным составом Hf карбонатитов и циркона и бадделеита из карбонатитов, хотя и на основе гораздо меньшего количества данных, по сравнению с эволюцией изотопов Nd (рис. 3b). Таким образом, диаграммы эволюции изотопов Nd и Hf показывают, что глобальный карбонатитовый магматизм во времени происходил из конвективной верхней мантии (например, Bizimis et al., 2003; Tappe et al., 2020). Однако изотопные данные Nd и Hf также позволяют предположить, что переработанные коровые компоненты в мантийных источниках карбонатитов стали все более распространены после ~ 1 млрд л. (рис. 3), что возможно связано с переходом Земли в современный режим тектоники плит при более низких геотермах в позднем протерозое (Hawkesworth et al., 2017). Установление со временем более холодных механизмов субдукции могло способствовать более глубокому переносу вещества океанической литосферы в конвектирующую мантию, включая более эффективное попадание летучих веществ и осадков в глубинные геосферы Земли (Thomson et al., 2016).

Важная роль переработанных морских карбонатов в мантийных источниках карбонатитов мира недавно была предположена на основании чрезвычайно легкого изотопного состава Ca (Amsellem et al., 2020). С другой стороны, в работе Sun et al. (2021) показано, что существует лишь незначительное смещение значений $\delta^{44/40}\text{Ca}$ карбонатитов от

диапазона верхней мантии и это смещение можно легко объяснить фракционированием изотопов, связанного с плавлением при температурах верхней мантии. По изотопным данным авторов работы Sun et al. (2021), в карбонатитовых магмообразующих процессах участвовало менее 2% переработанных карбонатных отложений. Подобно наблюдению за эволюцией Nd и Hf изотопного составов, эволюция значений $\delta^{11}\text{B}$ и $\delta^{34}\text{S}$ во времени предполагает заметный вклад рециркулируемых компонентов земной коры в глобальном карбонатитовом магматизме во время фанерозоя, тогда как изотопные данные для докембрийских проявлений находятся в пределах мантийного диапазона (Hulett et al., 2016; Hutchison et al., 2019; Amsellem et al., 2020; Kuebler et al. 2020).

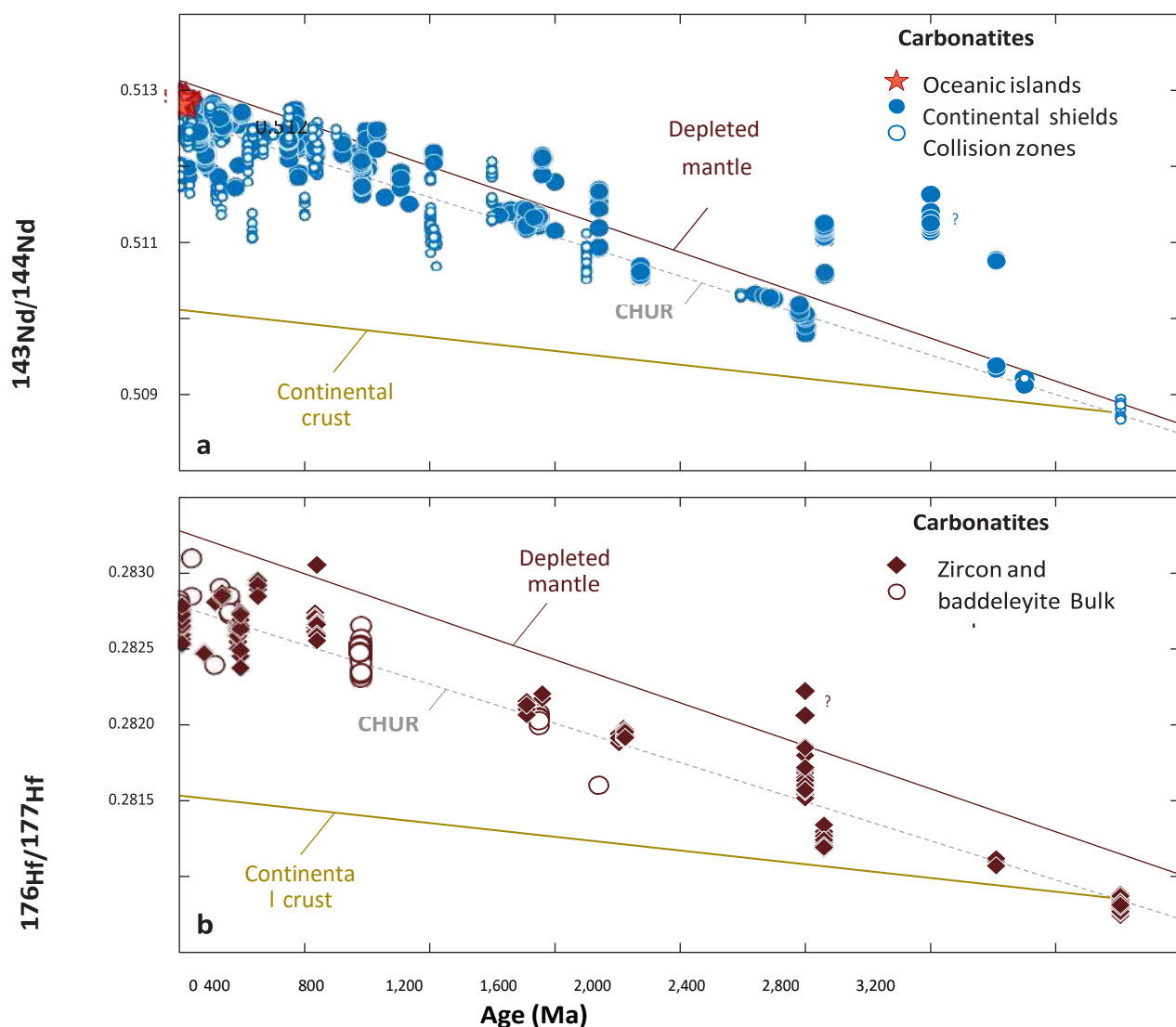


Рисунок 3. Диаграммы эволюции изотопного состава Nd (a) и Hf (b) для карбонатитов мира, сопоставленные в работе Yaxley et al. (2022). Эволюция деплетированной мантии представлена по модели Salters and Stracke (2004). В эволюции CHUR используются средние изотопные составы Nd и Hf хондритовых метеоритов и соответствующие соотношения родительских и дочерних элементов согласно Bouvier et al. (2008).

Карбонатиты как правило сохраняют свои первоначальные соотношения радиогенных изотопов (Sr, Nd, Pb) в следствие обогащения несовместимыми микроэлементами, а также из-за крайне пассивного поведения некоторых элементов при субсолидусном изменении (например, Nd, Hf) (Kamenetsky et al., 2021). В целом, коровая контаминация не влияет на Nd и Hf изотопные характеристики карбонатитовых расплавов мантийного происхождения. Таким образом, карбонатиты от архея до настоящего времени могут дать надежное представление об изотопной эволюции мантии Земли (Kamenetsky et al., 2021). Большинство карбонатитов характеризуются относительно радиогенным изотопным составом Nd, Hf и нерадиогенным Sr, что предполагает изотопно обедненные или слегка обогащенные мантийные источники (Bell and Simonetti, 2010; Jones et al., 2013). В свою очередь, стабильные изотопы (C и O) весьма подвержены изменениям в следствие изотопного обмена между карбонатитами и флюидами, что отражает процессы активного преобразования системы на гидротермальном этапе.

Раздел 2. Физико-химические условия формирования карбонатитов

Карбонатитовый расплав является важнейшим компонентом, лежащим в основе формирования любой щелочно-силикатно-карбонатной системы. При коровых давлениях карбонатитовые расплавы четко отличаются от силикатных расплавов низким содержанием кремнезема. При мантийных давлениях мы рассматриваем карбонатитовые расплавы как жидкости, химически эквивалентные коровым карбонатитовым расплавам, при этом сильно карбонатитизированные силикатные расплавы, такие как кимберлиты и ультраосновные лампрофиры, не включены в современное петрографическое определение карбонатитов, хотя эти породы в действительности являются генетически-родственными (Rock, 1986; Kogarko et al., 1995; Когарко, 2006; Tappe et al., 2006, 2017; Foley et al., 2009; Nosova et al., 2020; Doroshkevich et al., 2022; Yaxley et al., 2022 и др.). Мы можем говорить об особенностях карбонатитовых расплавов и процессах их генерации, сопоставляя данные вещественного состава карбонатитов, изотопии, расплавных включений и экспериментальных исследований в карбонатитовых системах. Вместе с тем, составы карбонатитовых расплавов остаются довольно загадочными, и есть только один вулканический комплекс в современности, сформировавший специфичные натрокарбонатитовые лавы, к которым можно «прикоснуться» в настоящей геологической действительности. Для того, чтобы перейти к обзору и современному пониманию процессов и механизмов минерало- и рудообразования в

щелочно-карбонатитовых системах при переходе от расплавов к флюидным растворам, необходимо предварительно рассмотреть уникальный природный объект – вулкан карбонатитов Ольдонио Ленгаи. Его петрологические особенности являются основой к пониманию процессов петрогенезиса карбонатитовых комплексов.

2.1. Происхождение натрокарбонатитов

Натрокарбонатитовые лавы вулкана Олдоиньо Ленгаи (Восточно-Африканский рифт, Танзания), состоят из водорастворимых минералов-вкрапленников ниеререйта и грегориита, и основной массы сильвина и галита (Zaitsev and Keller, 2006). Флюорит также встречается в основной массе натрокарбонатитов, вместе с редкими зернами апатита, магнетита, монтичеллита, куспидин-ниокалита, селлаита, алабандина, сфалерита и галенита (Peterson, 1990, Keller and Krafft, 1990, Church and Jones, 1995, Mitchell and Belton, 2004; Zaitsev and Keller, 2006). Субсолидусное минералогическое преобразование лав начинается сразу после затвердевания и охлаждения, превращая их под атмосферными воздействиями воздуха и метеорных вод во вторичные продукты за очень короткое время (Dawson, 1962, Dawson et al., 1987, Keller and Krafft, 1990, Nyamweru, 1997; Zaitsev and Keller, 2006). Исследователями установлено, что Na-карбонатиты Олдоиньо-Ленгаи превращаются в карбонаты и гидрокарбонаты натрия и кальция в течение нескольких дней или месяцев.

В 1993 году произошло извержение натровой лавы Олдоиньо Ленгаи, сохранившей детальные силикатно-натрокарбонатитовые текстуры (Church and Jones, 1995). Излившийся поток 1993 г. состоит из натрокарбонатитовой магмы с мелкими силикатными кристаллическими агрегатами, составляющими ~ 2–5% породы. Эти включения сложены нефелином, меланитом, клинопироксеном и волластонитом, встречающимися как в виде изолированных кристаллов, так и в виде микроксенолитов ийолита. При этом, ийолитовые включения окружены «глобулами» мелкозернистого срастания нефелина, волластонита и грегориита, интерпретируемых как закаленный расплав (Church and Jones, 1995). Петрографические текстуры свидетельствуют о процессах жидкостной несмесимости сосуществующих натрокарбонатитовых и силикатных расплавов. Это был уникальный случай, когда несмесимость была так четко продемонстрирована в образцах пород вулкана Олдоиньо Ленгаи. Вместе с тем, сегодня существует две точки зрения о происхождении несмесимых натрокарбонатитовых лав Олдоиньо Ленгаи.

2.1.1. Трансформация кальциокарбонатитов в натрокарбонатиты

Фазовые соотношения в синтетической системе $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{--CaCO}_3$ при давлении 1 кбар (рис. 4) показывают, что ниеререйт плавится конгруэнтно при 817 °С и, следовательно, возникают две эвтектики, лежащие при 78.5 и 47 мас.% Na_2CO_3 , при 725 и 813 °С, соответственно (Cooper et al., 1975). В синтетической системе кристаллизация кальцита ограничена жидкостями с содержанием $\text{CaO} > 53$ мас.% в интервале температур 1300–813 °С, а тепловой барьер на стыке $(\text{Na,K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ препятствует непрерывной дифференциации от кальциевых к щелочным карбонатитам (Cooper et al., 1975) (рис. 4).

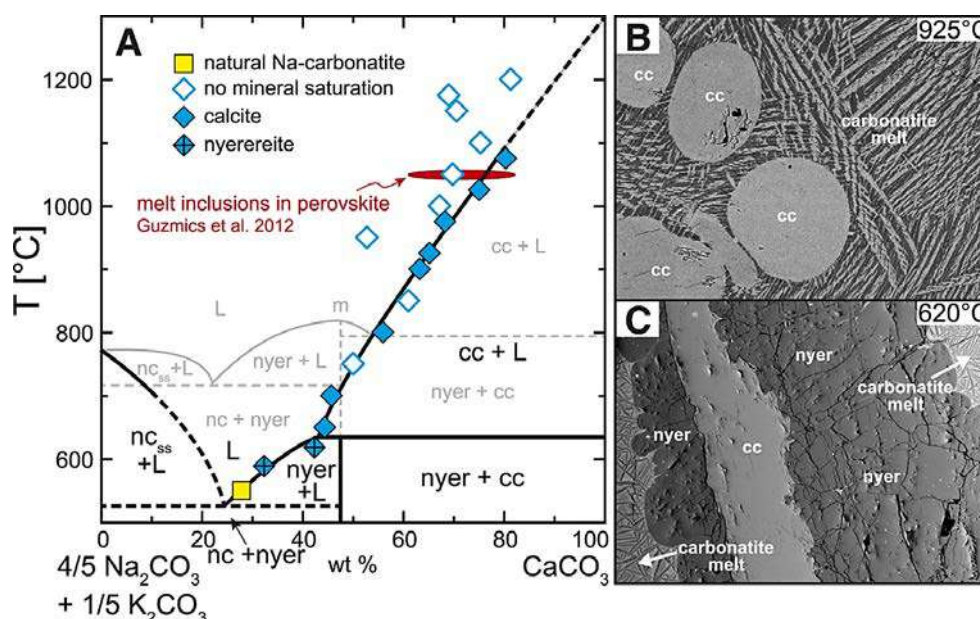


Рисунок 4. А: Псевдобинарная система $\text{CaCO}_3\text{--}(\text{Na,K})_2\text{CO}_3$ при $\text{Na/K} \sim 4$. Термический максимум (m; T — температура) в синтетической системе — серый цвет (по Cooper et al., 1975); диаграмма расположена в природной системе Олдоиньо Ленгаи (черный цвет), где кальцит (cc) переходит в ниеререйт (nyer) при перитектике ~ 630 °С. Красным овалом обозначен массив данных по карбонатным расплавленным включениям в перовските при температуре гомогенизации 1050 °С (Guzmics et al., 2012) (nc — карбонат натрия; ss — твердый раствор; L — жидкость). В: Округлые кристаллы кальцита в расплаве карбонатита при 925 °С. Закалка кальцитом формирует в карбонатитовом расплаве текстуру спинифекс. С: Перитектическая реакция между кальцитом и ниеререйтом. Кальцит полностью покрыт новообразованным ниеререйтом при температуре ≤ 620 °С (данные из Weidendorfer et al. (2017)).

Na-карбонатиты могут содержать значительные концентрации галогенов: до ~ 8 мас.% фтора и ~ 4 мас.% хлора (Twyman and Gittins, 1987), что обычно приводит к образованию флюорита в основной массе, симплектически сросшегося с сильвином (Gittins and Jago, 1998). Эксперименты в системах $\text{CaCO}_3\text{--NaCO}_3\text{--F}$ и $\text{CaCO}_3\text{--NaCO}_3\text{--CaF}_2$ (Jago and Gittins, 1991 и ссылки в ней) показывают, что фтор понижает ликвидус кальцита на 160–290 °С и потенциально может подавлять тепловой барьер в составе ниеререйта; для этого требуется 8

мас.% фтора (Jago and Gittins, 1991). Эксперименты Weidendorfer et al. (2017) показывают, что наблюдаемые в природе концентрации галогенов 2.7 мас.% F и 4 мас.% Cl достаточны для сложной природной карбонатитовой системы, которая также содержит дополнительные анионные компоненты, такие как сульфат и фосфат, для понижения конгруэнтного плавления ниерерита и теплового барьера (Weidendorfer et al., 2017).

На основе компьютерного моделирования Twyman and Gittins (1987) предположили, что слабощелочной оливиновый сёвит с ~ 8 мас.% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ представляет исходный состав Na-карбонатитов Олдоиньо Ленгаи, состав которого, в свою очередь, аналогичен результату экспериментов при 1000–1050 °C в работе Weidendorfer et al. (2017). Twyman and Gittins (1987) также считали, что кальцит, апатит, биотит, оксиды Fe-Ti, амфибол и доломит являются фракционирующими фазами.

Результаты экспериментов Weidendorfer et al. (2017) подтверждаются умеренно натриевыми карбонатитовыми расплавленными включениями, обнаруженными во вкрапленниках нефелинита близлежащего вулкана Керимаси (Guzmics et al., 2011, 2012). Эти расплавы содержат в среднем (мас.%) 19.7 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 32.5 CaO, 5.3 P_2O_5 и всего 1.6 SiO_2 . Результаты Weidendorfer et al. (2017) показывают, что такие составы приближаются к родоначальным Na-карбонатитов Олдоиньо Ленгаи. Составы расплавов указывают на температуру несмесимости ~ 1050 °C, что согласуется с температурами прогрева расплавных включений (Guzmics et al., 2012). Верхний предел концентрации Ca в расплавных включениях также указывает на насыщение кальцитом при ~ 1050 °C (рис. 4).

Исходя из состава несмешивающегося карбонатного расплава (Guzmics et al., 2012), модель фракционирования Weidendorfer et al. (2017) позволяет закристаллизовать 47.7% кальцита, 11.5% апатита и 1.9% клинопироксена, при этом, также возможно дифференцировать экспериментальный Ca-карбонатит в природный Na-карбонатит. Экспериментальное совместное насыщение минералами подтверждает, что Na-карбонатиты Олдоиньо Ленгаи могут подвергаться обратному фракционированию до расплавов, очень похожих на расплавные включения карбонатита Керимаси, при этом, наилучшее соответствие достигается при 1000–1050 °C (Weidendorfer et al., 2017).

Таким образом, уникальный натриевый характер карбонатитов Олдоиньо Ленгаи обусловлен фракционированием умеренно щелочных Ca-карбонатитов до Na-карбонатитов, после отделения карбонатитового расплава от нефелинитов в следствие несмесимости. Данная модель предполагает, что Na-карбонатитовый вулканизм не требует принципиально нового механизма образования, чем любой другой кальциокарбонатитовый вулканизм в мире, и скорее всего, Na-карбонатиты образовывались зачастую в прошлом, но не смогли сохраниться в первоначальном виде в течение геологического времени.

2.1.2. Натрокарбонатиты – продукт трехфазной несмесимости

Процессы силикатно-карбонатной несмесимости, установленные петрографически в образцах натрокарбонатитов, были однозначно зафиксированы и изучены в расплавных включениях в нефелинитах вулканического комплекса Олдоиньо Ленгаи (Mitchell, 2009). Установлено, что карбонатные глобулы в расплавных силикатно-карбонатных включениях в нефелине имеют высокие концентрации Na, P, S и Cl (Mitchell, 2009). Некоторые экспериментальные работы также показывают, что натрокарбонатитовые и нефелинитовые породы образуют несмешивающиеся расплавы при температуре на 150–450 °C выше температуры извержения вулкана Олдоиньо Ленгаи (Freestone and Hamilton, 1980; Kjarsgaard et al., 1995); при этом, отношения $\text{Ca}/(\text{Na}+\text{K})$ в несмешивающихся карбонатных расплавах значительно выше, чем в натрокарбонатитах Олдоиньо Ленгаи. Комплекс экспериментальных и природных данных позволили выдвинуть теорию, согласно которой натрокарбонатиты могли образоваться как конденсат гидрокарбонатных флюидов (Nielsen, Veksler, 2002; de Moor et al., 2013). Эта модель исключает формирование родоначальных кальциокарбонатитов для образования натрокарбонатитов (Guzmics et al., 2019).

Исследования проводились в прогретых (> 850 °C) расплавных включениях в нефелине (рис. 5) нефелинитов вулкана Керимаси (натрокарбонатиты вблизи Олдоиньо Ленгаи) (Guzmics et al., 2019). Эксперименты по закалке демонстрируют наличие силикатного расплава (закаленного стекла), карбонатного расплава (закаленного в виде субмикронной кристаллической ассоциации) и флюидной фазы (рис. 5), которая была представлена флюидными включениями (рис. 5А) или флюидными пузырьками в расплавных включениях (рис. 4В, С). Во флюидном пузырьке диагностированы нахколит и натрит (или флюидный конденсат), мелкие кристаллы галита и пары CO_2 (рис. 5). Карбонатитовый расплав содержит высокие концентрации F, Cl и SO_3 . Силикатный расплав представлен слабощелочным нефелинитом с низким содержанием MgO и высоким F. В силикатном расплаве зафиксированы небольшие количества H_2O и CO_3^{2-} . Флюидный конденсат богат Na и содержит небольшое количество Ca, K, F, Ba, Cl, S и P. Флюидный конденсат выделился из флюида в процессе закалки, и содержание H_2O в нем не превышает 4 мас.%; а содержание F в карбонатном расплаве составляло 5–14 мас.% (рис. 6) (Guzmics et al., 2019).

Таким образом, исследования расплавных включений в нефелинитах вулкана Керимаси свидетельствуют о присутствии в них одновременно нефелинитового расплава, богатого фтором карбонатного расплава и щелочно-карбонатного флюида (трехфазная несмесимость, рис. 6) (Guzmics et al., 2019). Составы этих фаз отличаются от данных по расплавным включениям Олдоиньо Ленгаи. В данном случае смешение дегазирующего щелочно-карбонатного флюида и богатого фтором карбонатного расплава может привести к

образованию натрокарбонатитовых расплавов при температурах, близких к субсолидусным температурам нефелинита (<630–650 °C). Кроме того, высокое содержание галогенов (6–16 мас.%) в карбонатном расплаве препятствует образованию кальцита (т.е. образованию кальциокарбоната) и поддерживает карбонатный расплав в жидком состоянии с 28–41 мас.% CaO при температурах ≥ 600 °C. Исследование Guzmics et al. (2019) показало, что щелочно-карбонатные флюиды и карбонатитовый расплав могли образовываться в геологическом прошлом, но маловероятно, что они формировали кальцитовые карбонатиты. Вместо этого выпадали карбонаты щелочных металлов, несохранившиеся в нефелинитовых породах из-за их преобразования со временем (Guzmics et al., 2019).

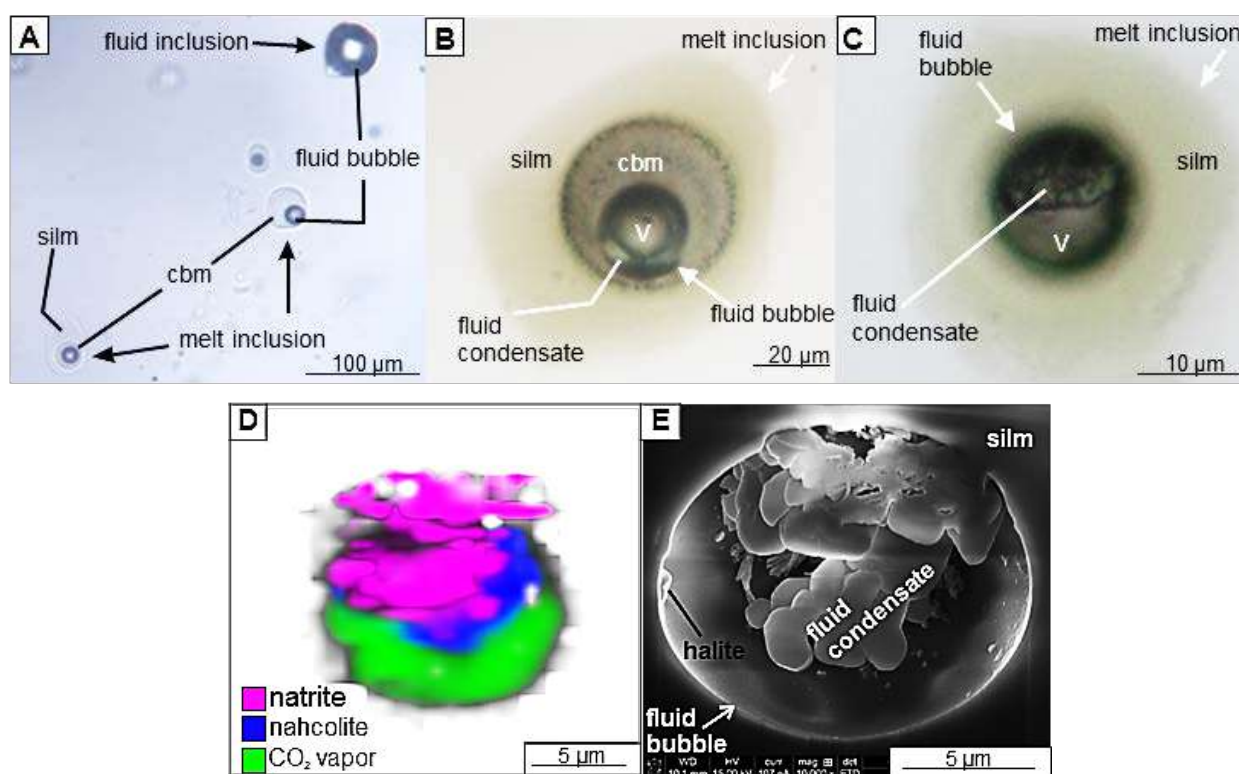


Рисунок 5. Микрофотографии результата прогрева расплавных и флюидных включений в нефелине нефеленитов вулкана Керимаси (Танзания), закаленных от 850 °C. А: Сосуществование расплавных и флюидных включений в одной зоне роста нефелина. В: Расплавное включение, содержащее закаленный силикатный расплав (silm), карбонатный расплав (cbm) и флюидный пузырек. С: Расплавное включение, содержащее закаленный силикатный расплав и флюидный пузырек; С: Рамановское изображение флюидного пузырька до воздействия с помощью сканирующей электронной микроскопии с фокусированным ионным лучом (FIB-SEM); D: SEM-фото вскрытого флюидного пузырька; v – пары CO₂; флюидный конденсат – натрит+нахколит (natrite+nahcolite), где natriss – твердый раствор натрита; silm – силикатный расплав (Guzmics et al., 2019).

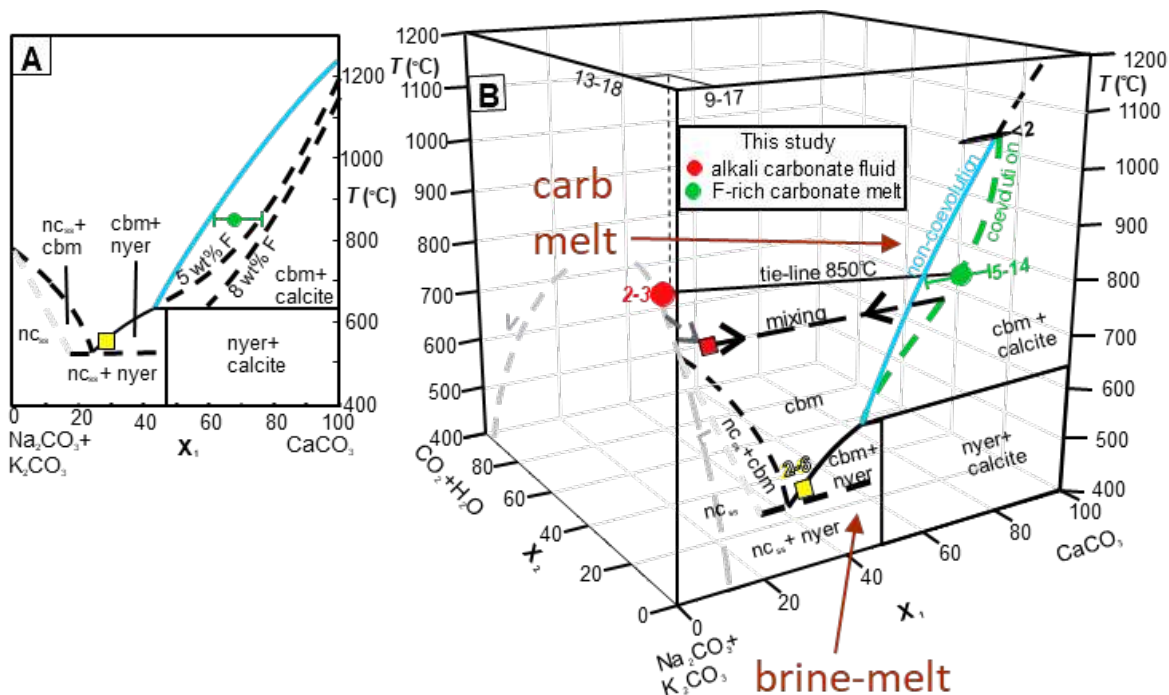


Рисунок 6. А: Связь изученных карбонатных расплавов вулкана Керимаси (Танзания) с ликвидусом кальцита в зависимости от концентрации фтора в расплаве показана на псевдобинарной диаграмме $(\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3) - \text{CaCO}_3$. Черные сплошные и пунктирные линии — границы фазового поля при давлении 0.1 ГПа; синяя кривая — расположение ликвидуса кальцита с концентрацией фтора < 1 и 7 мас.% при 1050 и 620 $^{\circ}\text{C}$, соответственно (Weidendorfer et al., 2017). Черные пунктирные кривые — положение ликвидуса кальцита с содержанием фтора 5 и 8 мас.% (Jago and Gittins, 1991). Зелёным кружком отмечен средний состав богатого фтором карбонатного расплава; также показывает минимальный-максимальный диапазон. Изученные карбонатные расплавы содержат 5–14 мас.% F. Серая пунктирная линия представляет оценку твердого раствора натрита (natriss; Cooper et al., 1975). Желтым квадратом показан состав натрокарбонатита Олдоиньо Ленгаи (Танзания) (Gittins and Jago, 1998). сокращения: cbm – карбонатный расплав; nc_{ss} (=natriss) – твердый раствор натрита; nyer – ниеререйт; X_1 – массовая доля компонентов в углах диаграммы. $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{K}_2\text{CO}_3$ – в пределах 77–87/13–23. В: Схематическое изображение образования натрокарбонатитовых расплавов путем смешивания дегазированной щелочно-карбонатного флюида и богатого фтором карбонатного расплава. Связующая линия соединяет состав нефелинсодержащих богатых фтором карбонатных расплавов и щелочно-карбонатного флюида при 850 $^{\circ}\text{C}$. Черный эллипс показывает состав карбонатных расплавов в перовскитах, захваченных при 1050 $^{\circ}\text{C}$ в Керимаси (Guzmics et al., 2012). Зеленая пунктирная линия указывает на эволюцию карбонатных расплавов Керимаси от 1050 до 630 $^{\circ}\text{C}$ (коэволюция). Синяя линия указывает на эволюцию карбонатных расплавов от 1050 $^{\circ}\text{C}$ вдоль ликвидуса кальцита (некоэволюция). Серые пунктирные кривые показывают предполагаемый сольвус щелочно-карбонатной жидкой (L) и паровой (V) фаз. Серая пунктирная стрелка представляет возможный сценарий газовыделения (дегазации) флюидной фазы при температуре ниже 850 $^{\circ}\text{C}$. Красным квадратом показан состав щелочно-карбонатной жидкости после потери паров $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ во время дегазации. L – щелочно-карбонатная жидкость; V – пар с преобладанием $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$; X_1 и X_2 – массовые доли компонентов в углах диаграммы.

Два возможных механизма образования натрокарбонатитов на Земле являются вполне обоснованными как с теоретической, так и практической точек зрения и несут в себе очень важную информацию о процессах карбонатитообразования. В первую очередь, это процессы несмесимости, которые не ограничиваются разделением на силикатную и щелочно-карбонатную составляющую. При карбонатитообразовании участвуют механизмы многофазной несмесимости. Процессы трансформации кальциокарбонатитов в натрокарбонатиты заслуживают отдельного внимания, и, возможно, они смогут привести к пониманию механизмов обогащения карбонатитов рудными компонентами, такими как редкие металлы. Одним из ключевых моментов также является свидетельство участия щелочной солевой флюидной фазы в процессах образования карбонатитов. В данном аспекте, необходимо рассмотреть особенности образования и значение флюидизированных солевых растворов и расплавов – рассол-расплавов (brine-melt) – в генезисе и процессах рудоносности различных по составу интрузивных щелочно-карбонатитовых систем.

2.2. Рассол-расплавы в карбонатитовых системах

2.2.1. Модель формирования и рудоносность

Рассматривая геологию многофазных карбонатитовых массивов (например, Чилва в Малави, Dowman et al. (2017); в России – Белая Зима, Doroshkevich et al. (2016), и Карасуг, Prokoryev et al. (2016)), а также используя экспериментальные данные по дифференциации карбонатитового расплава (Anenburg et al., 2020a,b; 2021), наблюдается (но не всегда) определенная минералогическая последовательность образования карбонатитов. В карбонатитовом расплаве обычно сначала кристаллизуется кальцит, затем доломит, далее богатый железом доломит и/или анкерит, и последним - местами сидерит (рис. 7). Эта последовательность кристаллизации проявлена в концентрически-зональных интрузиях многих карбонатитовых комплексов, где богатые железом и РЗЭ доломитовые и анкеритовые (местами сидеритовые) карбонатиты занимают центральное положение, прорывая тела ранее образованных кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов (Prokoryev et al., 2016). Наблюдаемая последовательность фракционирования карбонатитовой магмы подтверждается также диапозонами стабильности карбонатов Ca, Mg и Fe, полученными на основе термодинамических данных (Anenburg et al., 2021).

Важно понимать, что состав карбонатитов, отраженный в названии породы (кальцитовый, доломит-кальцитовый, доломитовый, анкеритовый или сидеритовый карбонатит) не является репрезентативным для состава карбонатитового расплава. Скорее, это

кристаллические кумулаты карбонатитового расплава, который всегда содержит повышенные концентрации щелочей (Na, K), солевых (сульфаты, хлориды, фториды, карбонаты) и летучих (H_2O , CO_2) компонентов. Эти данные подтверждены результатами исследования включений в минералах карбонатитов, а также экспериментальными работами. Флюидные, богатые Na и K, солевые включения встречаются в карбонатитах всех разновидностей (Prokopyev et al., 2016, 2023a; Xie et al. 2015; Walter et al. 2021), при этом экспериментальные данные дополнительно подтверждают, что богатые щелочами карбонатитовые расплавы находятся в равновесии с бедными щелочами кумулатами (Weidendorfer et al. 2017; Anenburg et al. 2020b). Весьма убедительным свидетельством высокой щелочности карбонатитовых расплавов является также наличие контактово-метасоматических ореолов щелочных фенитов, которые встречаются практически вокруг всех карбонатитовых комплексов (Elliott et al., 2018).



Рисунок 7. Схематическая схема фракционирования карбонатитового расплава с образованием рассол-расплавов (brine-melt) и наложенным гидротермальным преобразованием (данные Anenburg et al. (2021), с дополнениями автора).

По мере того, как карбонатитовые расплавы превращаются (эволюционируют) в более богатые магнием и железом составы, в расплаве постепенно накапливаются флюиды, щелочи и солевые компоненты, которые понижают солидус системы и формируют собственную фракцию щелочного солевого расплава или рассол-расплава (brine-melt) (Prokopyev et al.,

2016, 2023a) (рис. 7). Температурный режим образования рассол-расплавов по данным гомогенизации включений составляет 650–480 °C (Prokopyev et al., 2016, 2023a; Xie et al. 2015; Walter et al. 2021). Именно эта фракция концентрирует в себе рудные компоненты, такие как РЗЭ, Ba, Sr, Fe и мн. др. К примеру, РЗЭ несовместимы (т.е. переходят в жидкость, а не в твердое состояние) при высокотемпературной магматической кристаллизации карбонатитовых расплавов. Основными ранними кристаллизующимися магматическими минералами являются магнетит, оливин и клинопироксен, которые не содержат значимых концентраций РЗЭ в своем составе. После насыщения расплава кальцитом и образования карбонатитового кумулята происходит сильное обогащение расплава РЗЭ из-за их несовместимости с кальцитом (Chebotarev et al., 2019).

Отдельно рассмотрим фторапатит, который присутствует на протяжении всей последовательности кристаллизации карбонатитового расплава. РЗЭ могут входить в его состав, при этом вхождение РЗЭ контролируется сопряженными заменами позиций Na^+ и Si^{4+} . Экспериментальные данные показывают, что высокотемпературный фторапатит не концентрирует РЗЭ независимо от содержания Na в расплаве (Anenburg et al., 2020b). Кроме того, активность кремнезема в высокотемпературных карбонатитовых расплавах обычно недостаточно высока, чтобы обеспечить замещение $\text{РЗЭ} + \text{Si}$ во фторапатите. Только в редких случаях, таких как внедрение карбонатита в насыщенные кремнеземом породы (например, граниты) и при исключительной эффективности ассимиляции кремнеземом, может произойти вхождение РЗЭ в ранний высокотемпературный фторапатит. В этих необычных случаях фторапатит сам по себе может быть РЗЭ рудой (например, месторождение фторапатита Ноланс-Боре в Австралии) (Anenburg et al., 2020a).

Вместе с тем, редкоземельный фторапатит (с примесью оксидов РЗЭ до первых мас.%) весьма распространен в карбонатитах, и он является одним из основных концентраторов РЗЭ и фосфора. Дело в том, что те самые накопленные концентрированные («агрессивные») флюидные рассол-расплавы при взаимодействии с таким апатитом высвобождают (ремобилизуют) РЗЭ, Ca, P и S с образованием новых минеральных фаз, таких как монацит, ангидрит и др. (Harlov et al., 2002; Williams-Jones et al., 2012; Tropper et al., 2011; Broom-Fendley et al., 2016; Chakhmouradian et al., 2017; Prokopyev et al., 2016, 2017, 2023a)

На стадии формирования рассол-расплавов также происходит кристаллизация флюорита, сульфатов Ba, Sr, Na, K, Ca – барито-целестина, глауберита, плюмбоярозита и др., фосфатов РЗЭ – монацита, а также карбонатов и фторкарбонатов Ba, Sr, Ca-Na-K и РЗЭ из бастнезита, паризита, бурбанкита, карбоцернаита и др. (Zaitsev et al., 2002; Anenburg et al. 2020b; Prokopyev et al., 2016, 2023a) (рис. 7). Согласно составу рассол-расплавных включений, следует предполагать, что на данном этапе в породе кристаллизуются легкорастворимые соли

в виде сульфатов, хлоридов и карбонатов щелочных металлов. Эти фазы встречаются в виде включений в минералах карбонатитов (Zaitsev et al., 2002; Prokopyev et al., 2016, 2023a).

В отличие от легких РЗЭ, тяжелые РЗЭ в значительной степени несовместимы на стадии формирования рассол-расплава и продолжают оставаться растворенными в остаточном солевом расплаве (Anenburg et al., 2020b). Более эволюционированный рассол-расплав имеет чрезвычайно низкую вязкость и может проникать во вмещающие породы. Этот процесс удаляет тяжелые РЗЭ из карбонатитов, что еще больше способствует экстремальному фракционированию легких РЗЭ. Удаленные щелочные жидкости обладают высокой коррозионной активностью и при контакте с окружающими силикатными породами превращают их в фенит (Elliott et al., 2018). Зоны фенитизации могут простираться на несколько километров от карбонатитов и иногда содержат промышленные концентрации тяжелых РЗЭ; при этом минеральные рудные фазы представлены ксенотимом, Y-фторапатитом и F-REE-карбонатами с повышенным соотношением HREE/LREE (Andersen et al., 2016; Broom-Fendley et al., 2016; Dowman et al., 2017; Elliott et al., 2018).

2.2.2. Механизмы образования: эксперименты и включения

На сегодняшний день можно выделить два механизма образования рассол-расплава в карбонатитах: дифференциация карбонатитового расплава и многофазная солевая несмесимость. Эти механизмы были зафиксированы при изучении расплавных включений щелочно-карбонатитовых комплексов, а также могут быть объяснены в первом приближении немногочисленными экспериментальными работами. Исследования РТХ-параметров генерации карбонатитовых флюидных рассол-расплавов показали режим захвата включений: 3.5–2 кбар, 650–480 °C, 92–87–40 мас. % NaCl-экв. (Prokopyev et al., 2016, 2023a). Включения имеют преимущественно хлоридный состав ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}$), при этом система является многокомпонентной (присутствует фтор, сера, карбонаты и т. д.), и на сегодняшний день экспериментальных данных по ней нет. Однако исследования по переходу расплав-флюид проводятся в идеализированных ($\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$) системах, и результаты, несомненно, несут важную информацию о процессах генерации специфичных рудоносных рассол-расплавов карбонатитов.

Первые экспериментальные исследования, касающиеся фазовых взаимодействий в карбонатитовых системах, связаны с работами Августа Костера ван Грооса (A.F. Koster van Groos). Серия пилотных экспериментов проводилась в идеализированной карбонатитовой системе $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ при 100–925 °C и давлении 0.4–3.7 кбар методом дифференциально-термического анализа при высоких давлениях (Koster van Groos, 1990). Результаты

исследований показали, что сверхкритические флюиды $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, богатые Na, могут присутствовать в верхней земной коре, а богатые K карбонатитовые сверхкритические флюиды могут встречаться даже при более низких давлениях. Кроме того, был сделан вывод, что при гораздо более высоких давлениях могут существовать сложные, плотные, сверхкритические флюиды, богатые щелочами, которые могут играть важную роль в образовании и эволюции карбонатитового расплава с весьма изменчивым составом, а также они являются потенциально важными метасоматическим агентами в мантии. На самом деле, этот вывод является весьма актуальным на сегодняшний день.

Для лучшего понимания перехода расплав-флюид в карбонатитах и его роли в процессах рудоносности РЗЭ-карбонатитовых комплексов требуется подбирать граничные условия РТХ-параметров системы по возможности максимально близкие к данным по включениям. Экспериментальные исследования показывают, что K_2CO_3 имеет прогрессивную растворимость, которая увеличивается от 7.63 моль/кг (51.3 мас.%) при 0°C до 30.85 моль/кг (81.0 мас.%) при 450°C под давлением паров и может быть экстраполирована точке плавления 891°C (Valyashko 2004; Schultz et al., 2011). Иными словами, не происходит выделения флюида из расплавов K_2CO_3 , а происходит непрерывный переход от расплавов к флюидам при охлаждении. Напротив, растворимость Na_2CO_3 под давлением пара является ретроградной, уменьшаясь от 4.2 моль/кг (30.9 мас.%) при 100°C до почти 0 вблизи критической точки H_2O (Apelblat et al., 2001; Khan and Rogak, 2004; Lemoine et al., 2017). При дальнейшем повышении РТ-условий водное плавление Na_2CO_3 происходит около 500°C и 1.5 кбар, что приводит к сосуществованию расплава Na_2CO_3 с водным флюидом (несмесимость расплав-флюид) при более высоких РТ-параметрах (Veksler, 2004; Kotel'nikova and Kotel'nikov, 2011). Вместе с тем, с увеличением давления от 0.5 до 2.0 кбар расплав Na_2CO_3 и водный флюид становятся все более смешиваемыми (Koster van Groos, 1990), а это означает, что эволюция расплав-флюид может быть непрерывной только в глубоких условиях (горизонтах) земной коры. К сожалению, предшествующие исследования термодинамических свойств системы $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ были ограничены давлениями 2.0 кбар (Koster van Groos, 1990; Veksler, 2004; Kotel'nikova and Kotel'nikov, 2011), что немного ниже, чем верхние пределы РТ-параметров формирования рассол-расплавов по данным включений в карбонатитах. Современные эксперименты в работе Yuan et al. (2023) по фазовому переходу от карбонатитовых магм к рассол-расплавам в системе $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ были проведены при РТ-условиях до 700°C и 11.0 кбар, при этом учитывалось влияние K_2CO_3 или CaCO_3 на переходы расплав-флюид на различных глубинах земной коры (рис. 8).

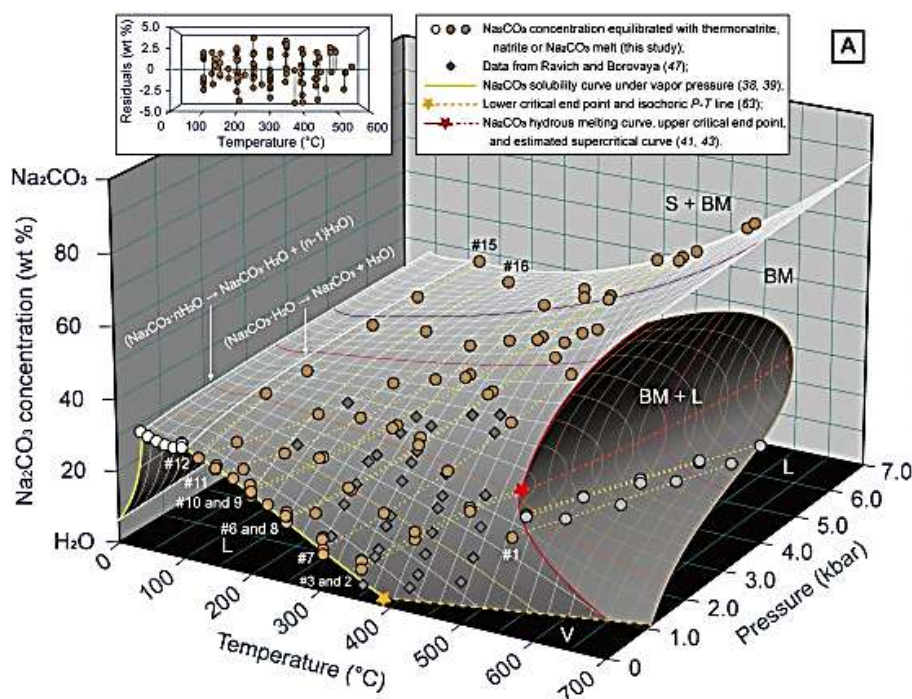


Рисунок 8. Фазовая диаграмма $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ (Yuan et al., 2023). Трехмерная диаграмма, показывающая концентрацию насыщения Na_2CO_3 и зону несмесимости расплав-флюид (расплав-рассол-расплав); концентрация Na_2CO_3 , уравновешенная натритом (коричневые кружки), была аппроксимирована полиномиальной функцией РТ третьего порядка.

Исследования Yuan et al. (2023) подтверждают наличие процессов несмесимости и дифференциации карбонатитового расплава при образовании рассол-расплавов в зависимости от определенных РТХ-параметров глубинного и близповерхностного расположения карбонатитовой системы в условиях земной коры (рис. 8). В работе показано, что Na_2CO_3 становится все более растворимым в условиях высоких РТ-условий, что приводит к исчезновению несмесимости расплав-флюид и непрерывному переходу от расплава Na_2CO_3 к рассол-расплавам в глубоких горизонтах земной коры. Учитывая распространение Na_2CO_3 в карбонатитовых системах, авторы предполагают, что непрерывный переход расплав-флюид в глубокозалегающих карбонатитах приводит к тому, что РЗЭ в достаточной степени концентрируются в рассол-расплавах, чтобы сформировать экономические рудные тела, тогда как в неглубоких условиях земной коры РЗЭ рассеиваются в карбонатитах, не приводя к промышленному типу РЗЭ-оруденения (Yuan et al., 2023).

Изучение процессов формирования рудоносных F-(Ba)-(Sr)-REE солевых расплавов несомненно требуют пристального внимания и продолжения исследования областей приближенных к составу карбонатитовых магм и условиям генерации расплавов. Результаты анализа рассол-расплавных включений крайне лимитированы сегодня, и в развитие данного направления проводятся исследования с использованием современных методов

термобарогеохимии (Raman, LA ICP-MS и др.). Наши наблюдения показывают, что в большинстве случаев переход карбонатитовый расплав-рассол-расплав происходит при процессах фракционирования, особенно в условиях, приближенных к глубинным параметрам земной коры (Prokoryev et al., 2016, 2023a). Вместе с тем, процессы многофазной несмесимости также фиксируются при термометрических исследованиях включений, как в случае с карбонатитами Халютинского комплекса (Западное Забайкалье, Doroshkevich et al., 2010; Prokoryev et al., 2023a). Процессы многофазной несмесимости во включениях в карбонатитах описаны в работах Панина, Усольцева (2000), Panina et al. (2005), Панина, Моторина (2008), Соловова и др. (1998, 2008) и др. В этих исследованиях показаны процессы силикатно-карбонатной и карбонатно-солевой (фторидной/хлоридной/сульфатной) несмесимости. Описанный ранее механизм образования натрокарбонатитов из флюидного солевого конденсата также подтверждает наличие процессов несмесимости расплав-флюид. Однако немаловажным аспектом генезиса и рудоносности щелочно-карбонатитовых комплексов являются процессы преобразования системы на гидротермальном этапе (рис. 7). В этом контексте комплекс экспериментальных работ и исследования флюидных включений помогают выявить особенности этих процессов.

2.3. Гидротермальный (карботермальный) этап карбонатитов

2.3.1. Флюидные включения и их роль в минерало- и рудообразовании

Обзоры исследований флюидных включений в карбонатитах представлены в публикациях Nesbitt and Kelly (1977), Andersen (1986), Samson et al. (1995), Bühn et al. (2002), Bühn and Rankin (1999), Панина, Усольцева (2000), Williams-Jones and Palmer (2002), Panina et al. (2005), Rankin (2005), Costanzo et al. (2006), Панина, Моторина (2008), Соловова и др. (1998, 2008), Walter et al. (2020, 2021); Prokoryev et al. (2016, 2023a) и др. Согласно фазовому составу и условиям генерации выделяют несколько типов включений, различных по составу основных компонентов: H_2O , CO_2 , $L + V \pm S$ (L = жидкость; V = пар, S = твердая фаза) (Rankin, 2005; Walter et al., 2020, 2021). Флюидные включения в карбонатитах могут быть низко-средне-концентрированными состава $NaCl-H_2O$ или $H_2O-NaCl-CO_2$, а также $H_2O \pm CO_2$ -тв.ф. мультикомпонентными флюидами высокой-средней концентрации, содержащие хлориды, фториды, сульфаты и карбонаты Ca, Na, K, Ba, Sr и т.д. (Rankin, 2005; Walter et al., 2020, 2021; Prokoryev et al., 2016, 2023a). Состав флюидов зависит от состава расплава, а точнее от состава производного отромагматического флюида или рассол-расплава. По ходу эволюции системы, с понижением РТХ-параметров флюидный раствор переходит в разбавленный карбонатный и гидрокарбонатный. Mitchell and Gittins (2002) в своей работе

применили термин «карботермалит» для характеристики средне-низкотемпературных флюидных растворов для карбонатитовых систем с преобладанием CO_2 , хотя эти флюиды также содержат воду и галогены, главным образом фтор.

Попытки обобщения и систематики флюидных включений сталкиваются с серьезной проблемой ограниченного количества данных по карбонатитовым объектам, включая фактурную информацию по включениям. Как отмечено ранее, такие проблемы накладывают еще большие трудности с определением концентрации флюидов, а также существует определенная сложность оценки истинных температур и давлений в системе. Для глубинных флюидов и флюидов с низкой и средней соленостью поправки на давление могут привести к отклонению на несколько сотен градусов между температурой захвата и измеренной температурой гомогенизации включений (Walter et al., 2021). Прежде чем применять поправку на давление, необходимо решить следующие три задачи: (1) должна быть известна глубина образования раствора (расплава) на момент захвата включения; (2) необходимо также знать глубину, на которой кристаллизовался минерал-хозяин включений; и (3) состав флюидов должен быть известен как можно точнее, поскольку наклоны изохор зависят от солености флюида (Rankin, 2005; Walter et al., 2020, 2021) (рис. 9). Поэтому в диссертационной работе приводятся фактические аналитические данные по флюидным системам в карбонатитах, и только в редких случаях, где это возможно допустить, проводили оценку истинных РТХ-параметров, принимая условия идеализированных систем (например, $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$).

На поздней стадии эволюции карбонатитовых систем рассол-расплавы постепенно переходит в систему солевых гидротермальных флюидных растворов (рис. 7), концентрация которых разбавляется увеличением содержания H_2O . Флюидные включения и данные по стабильным изотопам указывают на различные пути эволюции ортомагматических флюидов в зависимости от глубин внедрения карбонатитового расплава, а также от процессов охлаждения, смешения и реакции флюид-порода (Walter et al., 2021). Карбонатитовые флюиды (производные расплава) имеют температуру генерации до $480\text{ }^\circ\text{C}$, тогда как флюиды, поступившие из внешних окружающих источников, обычно более холодные ~ до $200\text{ }^\circ\text{C}$ (Anenburg et al., 2021; Walter et al., 2021; Prokopyev et al., 2016, 2023a). При этом, часто фиксируется неоднократное кипение флюидных компонентов CO_2 и H_2O , что приводит к образованию сложной смеси различных генераций флюидных включений низкой и высокой плотности. Кипение может привести к растрескиванию окружающей вмещающей породы, способствуя дальнейшему разбавлению флюида, отделившегося из карбонатитового расплава, метеорной водой (Walter et al., 2021).

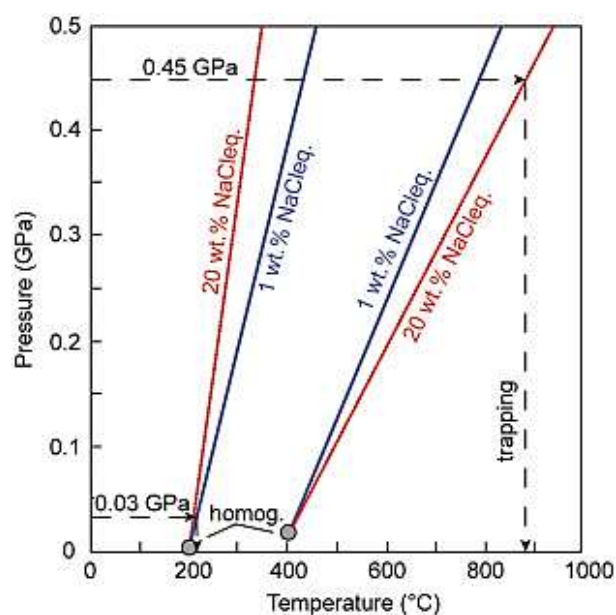


Рисунок 9. Схематический рисунок, иллюстрирующий влияние солености на поправку давления во флюидной системе карбонатов (Walter et al., 2021).

Независимо от того, является ли флюид производным солевых расплавов карбонатов или смешан с метеорным компонентом, гидротермальные концентрированные (~ 20-50 мас.% NaCl-экв.; Walter et al., 2021; Prokopyev et al., 2016, 2023a) флюиды могут вступать в реакцию с карбонатами щелочей и РЗЭ, такими как бурбанкит и карбоцернаит (Andersen et al., 2017; Giebel et al., 2017; Anenburg et al., 2021). При этом происходит удаление щелочей и замещение исходных минералов комплексом малорастворимых РЗЭ-(F)-карбонатов (анкилита, синхизита, паризита, бастнезита) и/или монацита, одновременно с образованием стронцианита, барита и местами низкостронциевого ($\ll 1$ мас.%) кальцита и кварца (Andersen et al., 2017; Giebel et al., 2017). Эта реакция замещения приводит к значительному уменьшению объема, что способствует дальнейшему гидротермальному поступлению и растворению карбонатов щелочных металлов и РЗЭ. Сохранность щелочных РЗЭ-карбонатов незначительна и наблюдается лишь в нескольких карбонатитовых комплексах (Anenburg et al., 2021). В большинстве случаев свидетельством образования бурбанкита служит лишь сохранение гексагональных псевдоморфоз, содержащих в настоящее время разнообразные минералы Ca, REE, Ba и Sr (Anenburg et al., 2021). Если бурбанкит, карбоцернаит или другие карбонаты щелочных металлов и РЗЭ не образовывали идиоморфные фазы на стадии рассол-расплавов, то доказательства их присутствия стираются из истории минералообразования.

Согласно данным по минералогии и включениям (Walter et al., 2021; Prokopyev et al., 2016, 2023a), в карбонатитах гидротермальная ассоциация РЗЭ-(F)-карбонат+ монацит обычно встречается в виде прожилков или зернистых агрегатов, кристаллизуется с сульфатами (Na, Ca, Ba, Sr), кварц-кальцитовыми и флюоритовыми образованиями, и напрямую связана с

активностью солевых флюидных растворов, при этом гидротермальная минерализация не всегда может являться результатом выщелачивания предшествующих щелочных РЗЭ-карбонатов. Осаждение (РЗЭ)-карбонатных, фосфатных, фторидных и сульфатных фаз может происходить непосредственно из остаточных флюидных солевых растворов (эволюционированный рассол-расплав). На поздних стадиях разбавленные (5-15 мас.% NaCl-экв.) средне-низкотемпературные флюиды участвуют в формировании РЗЭ-карбонатной (гидрокарбонатной) и кварцевой минерализации (Walter et al., 2021; Prokopyev et al., 2016, 2023a). Локальное обилие кварца в гидротермальных образованиях карбонатитов свидетельствует о существенном участии флюидов внешнего происхождения (метеорных), поскольку растворимость кремнезема в карбонатитовых магмах низкая.

Несмотря на то, что обогащение РЗЭ карбонатитов достигает своего пика на стадии формирования рассол-расплавов, очевидно, что РЗЭ могут быть мобилизованы или привнесены в ходе эволюции рудно-магматической системы в значительном масштабе солевыми гидротермальными флюидами, которые также играют важную роль в процессах рудообразования (F-Ba-Sr-REE) карбонатитов (Walter et al., 2021; Prokopyev et al., 2016, 2023a). В этом случае формирование минералов редкоземельных элементов может быть также связано с растворением агрессивными транспортерами-лигандами первичных РЗЭ-минералов, содержащих легкие РЗЭ, таких как фторапатит или кальцит (Chakmouradian et al. 2017; Giebel et al., 2017; Cangelosi et al., 2020; Ying et al., 2020; Prokopyev et al., 2016, 2023a). РЗЭ, содержащиеся в этих минералах-донорах, затем осаждаются в виде минералов РЗЭ в непосредственной близости от исходного минерала-хозяина. В зависимости от условий и состава карбонатитового флюида длительная эволюция системы может привести к фракционированию ряда тяжелых РЗЭ (Migdisov et al., 2016).

2.3.2. Эксперименты в РЗЭ-гидротермальных системах

Наше понимание о поведении РЗЭ в щелочно-карбонатитовых системах на гидротермальном этапе значительно продвинулось в последние десятилетия благодаря комплексу проведенных современных экспериментов и термодинамических расчетов. В настоящее время установлено, что гидротермальные флюиды мобилизуют РЗЭ, и в некоторых случаях концентрируют их до промышленных масштабов. Примерами могут служить гигантское по запасам РЗЭ месторождение Баян Обо в Китае (Chao et al., 1992; Smith and Henderson, 2000), а также ряд крупных карбонатитовых месторождений в мире (Olivo and Williams-Jones, 1999; Lehmann et al., 1994; Williams-Jones et al., 2000; Cook et al., 2013; Trofanenko et al., 2016). Способность гидротермальных растворов мобилизовать РЗЭ из

вмещающих пород (минеральных фаз) во многом зависит от устойчивости РЗЭ-комплексов, образующихся с лигандами (анионными формами), а также содержания этих лигандов в растворах. Поэтому одной из основных проблем является стабильность комплексов РЗЭ, образующихся в природе с распространенными лигандами такими как гидроксил, хлорид, фторид, карбонат и сульфат. Другим фактором, контролирующим гидротермальную подвижность РЗЭ, а вместе с тем и процессы их фиксации и концентрирования в растворах, является растворимость минералов РЗЭ. Эти два фактора являются ключевыми в РЗЭ-минерализации в гидротермальных системах карбонатитовых комплексов.

Стабильность водных форм РЗЭ существенно зависит от температуры. Например, при температуре окружающей среды тяжелая форма фторида РЗЭ (HREEF^{2+}) более стабильна, чем легкая форма РЗЭ (LREEF^{2+}), тогда как при высокой температуре наблюдается обратное (Migdisov et al., 2009). Исследования флюидных включений в минералах редкоземельных руд карбонатитов показали температурный диапазон захвата включений 250–550 °С, при концентрации от 7–10 до 44–65 мас.% NaCl-экв. и давлении 0.5–3.5 кбар (Chao et al., 1992; Lehmann et al., 1994; Smith and Henderson, 2000; Williams-Jones et al., 2000; Samson et al., 1995; Buhn and Rankin, 1999; Buhn et al., 2002; Xie et al., 2015; Prokopyev et al., 2016, 2023a).

Совокупность экспериментальных данных, полученных за последние 30 лет, позволила накопить массивы данных по термодинамическим свойствам водных частиц и минералов РЗЭ, которые можно использовать для оценки поведения РЗЭ в гидротермальных процессах (Johnson et al., 1992; Haas et al., 1995; Shock et al., 1997; Klungness and Byrne, 2000; Schijf and Byrne, 2004; Luo and Byrne, 2007; Soderholm and Skanthakumar, 2009; Smirnov and Grechin, 2013, Migdisov et al., 2016; Широнослова, Прокопьев, 2017, 2018, 2022). Хотя эти наборы данных явно неполные, их можно использовать для выявления механизмов, главным образом ответственных за транспорт, отложение и фракционирование РЗЭ в гидротермальных системах. Модели, использующие эти наборы данных, предполагают, что основными лигандами, ответственными за транспорт РЗЭ в гидротермальных условиях, являются хлориды и сульфаты. Важно отметить, что фторид, который ранее считался основным лигандом, обеспечивающим гидротермальный транспорт РЗЭ, на самом деле является лигандом осаждения (рудотложения) (Migdisov et al., 2016). Иными словами, присутствие фторида в гидротермальных растворах не способствует транспорту РЗЭ, а в большинстве случаев существенно сужает диапазон условий, при которых РЗЭ могут быть стабилизированы в растворах в значительных концентрациях.

Присутствие фторида, особенно в сочетании с нейтрализацией кислотности флюидных растворов, может способствовать эффективной кристаллизации (осаждению) минералов РЗЭ (Migdisov et al., 2016; Широнослова, Прокопьев 2017; 2023). Однако наиболее эффективные

способы стимулирования кристаллизации минералов РЗЭ включают в себя добавление фосфата и карбоната к растворам, содержащим РЗЭ, что вызывает образование монацита/ксенотима и бастнезита (в присутствии фторида), соответственно (Migdisov et al., 2016; Широносова, Прокопьев, 2018; 2019а,б; 2022). В случае транспорта РЗЭ в виде сульфатных комплексов дополнительным способом кристаллизации минералов РЗЭ является дестабилизация сульфатных комплексов РЗЭ путем удаления сульфата, например, путем кристаллизации относительно нерастворимого минерала, такого как баритоцелестин (Широносова, Прокопьев, 2018; 2019а,б).

Фракционирование РЗЭ может быть вызвано как транспортным, так и осаждающим (кристаллизационным) механизмом. Первый механизм связан с большей стабильностью и, следовательно, более высокой растворимостью хлоридных (и/или сульфатных) форм LREE по сравнению с хлоридными (и/или сульфатными) формами HREE (Migdisov et al., 2016; Широносова, Прокопьев, 2017; 2018; 2019а,б; 2023). Таким образом, LREE легче извлекаются и транспортируются, чем HREE, и, следовательно, будут перемещаться дальше, чем менее мобильные тяжелые РЗЭ. На фракционирование РЗЭ также может влиять изменение растворимости минерала РЗЭ, которое зависит от относительных пропорций различных конечных членов РЗЭ в твердом растворе. В случае флюоцерита ((Ce,La...)F₃) растворимость конечных членов HREE значительно выше, чем у конечных членов LREE. Таким образом, постепенное образование флюоцерита должно приводить к кристаллизации конечных фторидных элементов LREE, расположенных ближе к источнику, и конечных элементов HREE, удаленных от него. Наконец, фракционирование РЗЭ может происходить при их вхождении в структуру РЗЭ минералов (Migdisov et al., 2016). Этот механизм контролируется кристаллографической решеткой РЗЭ-минералов.

Представленные данные основаны на высокотемпературных экспериментальных исследованиях и поэтому имеют достаточно высокую степень достоверности. Однако следует отметить, что параметры, описывающие поведение РЗЭ при повышенных температурах, еще крайне неполны, также, как и слабо изучено поведение РЗЭ при различных концентрациях компонентов и вариациях давления в системе. В частности, практически отсутствуют экспериментальные данные по формированию РЗЭ в карбонатсодержащих растворах, очень мало известно о высокотемпературной устойчивости гидроксильных комплексов РЗЭ, стабильности конечных членов фторкарбонатов РЗЭ (бастнезита, паризита), а также стабильности многих других потенциально важных минералов РЗЭ. Поэтому, несомненно, экспериментальные работы требуют дальнейшего продолжения с использованием оценок РТХ-параметров минерало-(рудо-)образования РЗЭ на гидротермальном этапе эволюции щелочно-карбонатитовых систем.

ГЛАВА 2. ПЕТРОГЕНЕЗИС МАГНЕЗИОКАРБОНАТИТОВ АЛДАНА

Раздел 1. Вопросы генезиса апатитоносных объектов Центрального Алдана

Начиная с 1970-х по начало 1990-х гг производственной организацией ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология» проводились специализированные геолого-поисковые и ревизионно-оценочные работы на апатит в пределах Центрально-Алданского региона Якутии (Боярко, Сучков, 1989). В результате этих работ была выделена Нимнырская апатитоносная структурно-металлогеническая зона, которая протягивается в меридиональном направлении с севера от устья р. Селигдар до Кавактинского габбро-анортозитового массива на юге на расстояние порядка 400 км (Энтин, Тян, 1984) (рис. 10). Нимнырская металлогеническая зона включает в себя порядка дюжины рудоносных объектов, генезис которых в последствие станет дискуссионным предметом изучения не одного поколения геологов, вплоть до современного исследования, проведенного в рамках данной диссертационной работы.



Рисунок 10. Расположение и состав Нимнырской апатитоносной структурно-металлогенической зоны на Алданском щите (Ю. Якутия) (данные Энтин, Тян (1984), с дополнениями автора).

Структурная позиция полей и рудных объектов Нимынской зоны характеризуется приуроченностью к узлам пересечения разломов диагональной системы (Боярко, 1983). Всего за период проведения геолого-съемочных работ было выявлено более 140 апатитоносных рудных тел. По некоторым объектам на Нимырском, Нимгерканском и Инаглинском рудных полях проведены общие поиски. В большинстве случаев это незначительные по параметрам жильные тела (длина – первые десятки и сотни метров при мощности – в первые метры – десятки метров), что обуславливает их отрицательную промышленную оценку (Боярко, 1983). Исключения составляют проявления Нирянджа, Тунгустах, Мусталаах, Осенний Лист, Дорожный и Усть-Чульман, для которых требуется оценка на глубину (Боярко, 1983). Автором были исследованы следующие объекты: Селигдар, Усть-Чулман, Муосталаах, Дорожное и Бирикээн (рис. 11). По петрологическим данным (геология, геохимия, изотопия, минералогия, геохронология и термобарогеохимия) объекты отнесены к проявлению типичных магнезиокарбонатитов. Вместе с тем, некоторые апатитопроявления в пределах Нимынской зоны в действительности не являются карбонатитами, к примеру, кальцифиры Медведевки.



Рисунок 11. Расположение объектов исследования – магнезиокарбонатитов в пределах Нимынской апатитоносной зоны на Алданском щите (Ю. Якутия) (данные Энтин, Тян (1984), с дополнениями автора).

Селигдарское апатитовое проявление является сегодня крупным и наиболее изученным апатитоносным объектом, – разведанным месторождением на фосфор и редкие земли, – в пределах Нимнырской металлогенической зоны, поэтому всегда рассматривалось в качестве эталонного для петрологического изучения и сравнения с остальными апатитовыми проявлениями Центрально-Алданского региона. По Селигдарскому месторождению по состоянию на 1 января 2014 г. на участке недр учтены следующие запасы полезных ископаемых по категориям В+С₁: 85.6 млн. т. Р₂О₅; сумма REE₂О₃ – 4 410.4 тыс. т. (<https://nedradv.ru>). На юге Нимнырской зоны разведано также крупное месторождение фосфатов Бирикээн (рис. 11). Месторождение было обнаружено при поисковых работах на уран, организованных ПГО «Приленскгеология» и в последствие геологоразведочные работы проводились ФГУП «Алдангеология» (Боярко и Сучков, 1989). Всего по Бирикээнскому месторождению запасы и ресурсы составляют 64.2 млн. т. Р₂О₅ (Боярко, 2005). Геологическое строение и описание рудных тел для исследуемых объектов Селигдарского типа приведены в соответствующих подразделах далее по тексту.

До недавнего времени существовало несколько точек зрения на происхождение руд Селигдарского месторождения и наиболее обоснованными моделями генезиса апатитоносных пород являлись: осадочно-метаморфогенная (Егин и др., 1973, 1975; Булах, Иванников 1984 и др.) и «апобазитовая» метасоматическая (Василенко, 1982; Боярко, 1983). Идею о карбонатитовой природе Селигдарских руд впервые выдвинул Смирнов и др. (1975), которую в последствие продолжили в своих работах в 1980-1990-х гг. Энтин А.Р., Зайцев А.И. и др. (Энтин и др., 1987; Зайцев и др., 1992). Вместе с тем, полученные авторами изотопно-геохимические метки служили противоречием карбонатитовой гипотезе. Первичные изотопные отношения стронция и изотопный состав углерода карбонат-apatитовых руд Селигдара имели значения близкие к составу известняков (Зайцев и др., 1992). И поэтому в то время карбонатитовая точка зрения не нашла однозначной поддержки специалистов петрологов. Да и сами авторы в своей публикации 1987 г. и затем в монографиях высказываются в пользу полигенетической природы формирования апатитовых руд на Алданском щите, предлагая коровый источник для руд Селигдарского месторождения и мантийно-коровый – для руд Усть-Чульманского проявления (Зайцев и др., 1992).

Возрастные оценки руд Селигдарского месторождения предшественниками оценены в 2.6-1.4 млрд. л. (Энтин, Тянь, 1984; Зайцев и др., 1992). Геохронологические данные Rb-Sr датирования пород Бирикээнского месторождения показывают разброс оценок возраста от 2292 до 1764 ± 9 млн. л., а K-Ar датирование флогопита и калишпата показал интервал 2258–1438 млн. л. (Зайцев и др., 1992). K-Ar данные по флогопиту Усть-Чульманских пород лежат в интервале 2057–982 млн л.; однако Pb-Pb датирование апатита позволило предположить два

интервала образования апатит-карбонатных пород: 1940–1870 и ~ 1760 млн. л. (Зайцев и др., 1992). Для решения вопроса возрастных оценок внедрения апатитовых карбонатитов Алданского щита, выполнена серия датировок современными методами Ar-Ar и U-Pb датирования, при этом тщательно выбирались минералы-хронометры, а также проводилось датирование пространственно связанных с карбонатитами щелочных силикатных пород.

Автору с коллегами удалось собрать представительную коллекцию образцов разведочного керна Селигдарского месторождения, а также посетить и набрать материал по объектам исследования Нимнырской зоны в ходе экспедиционных работ 2015-2017-х гг (рис. 11). Автор крайне признателен коллегам из ИГАБМ СО РАН: к.г.-м.н. Кравченко А.А. и к.г.-м.н. Иванову А.И., с которыми мы совместно работали в поле и в лаборатории, а также выражаем огромную благодарность геологам АО «Якутскгеология» Кардашу Е.А., Минакову А.В., Рожкову А.А. и младшему научному сотруднику Красноусову Семену за полевые работы, каменный и фондовый материалы (рис. 12). Благодаря совместным усилиям автору удалось провести современные петрологические исследования карбонатитов Селигдарского типа, собранные в публикациях Prokopyev et al. (2017, 2018, 2019), Doroshkevich et al. (2018), Пономарев и др. (2021) и изложенные далее в тексте диссертации.

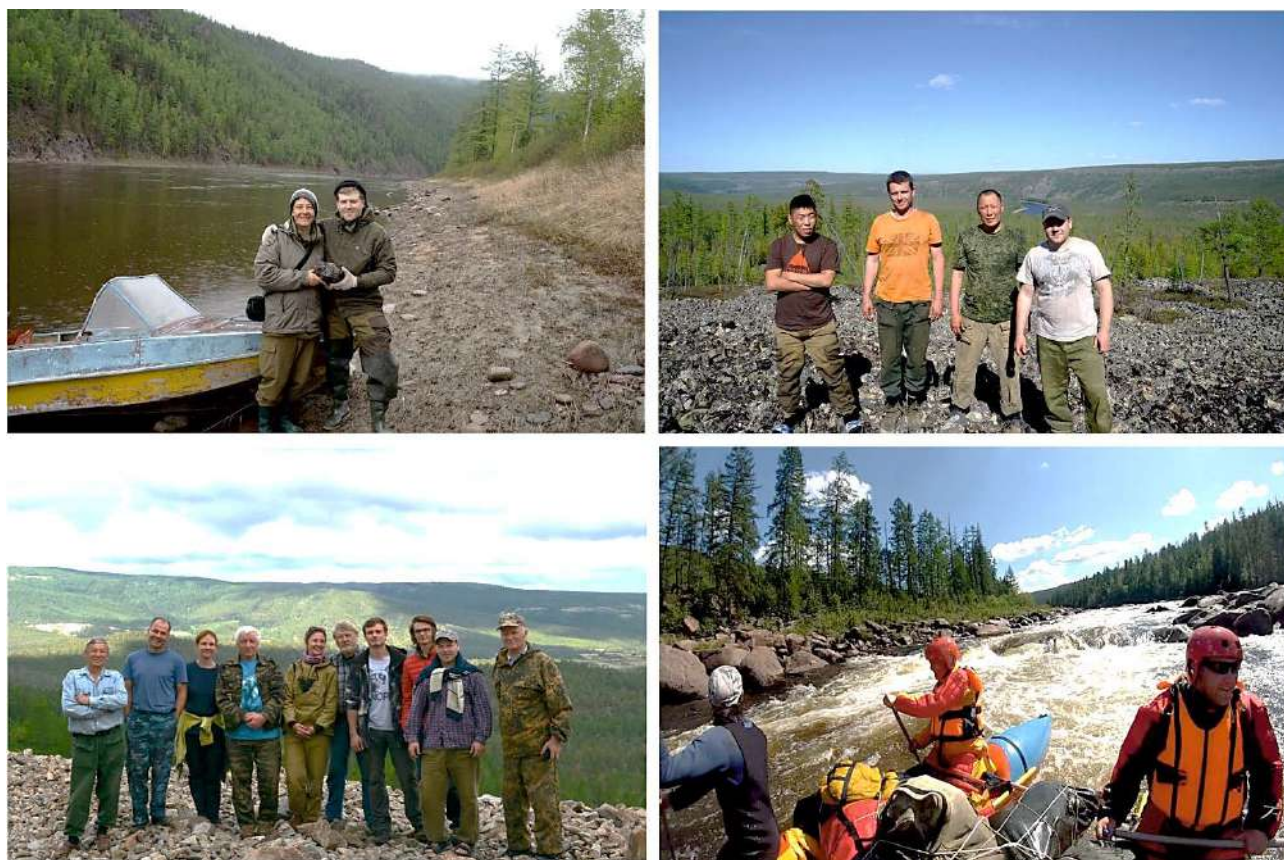


Рисунок 12. Фотографии с полевых работ на Алданском щите (Южная Якутия, 2015-2017 гг).

Раздел 2. Геологическое строение региона

2.1. Центрально-Алданский район

Алданский щит расположен на южной окраине Сибирской платформы и сложен преимущественно глубоко метаморфизованными горными породами гранулитовой фации и, в меньшей степени, породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в строении которого выделяются следующие тектонические элементы, разделенные субмеридиональными разломами: Чара-Олекминский, Батомгский и Центрально-Алданский геоблоки (Парфенов, Кузьмин, 2001; Метелкин, Верниковский, 2005). Современные данные показывают специфику строения и геодинамики Алданского щита (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004). Установлено неоднородное строение раннедокембрийского фундамента, широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов различного возраста, намечены крупные блоки, различающиеся по составу слагающих их метаморфических и магматических образований, характеру и степени метаморфизма, и структурному стилю. Также показано, что эти блоки по-разному выражены в магнитном поле и различия между ними, устанавливаемые на земной поверхности, прослеживаются на всю толщу земной коры (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004).

В результате коллизии на рубеже 1.9 млрд. л. составные террейны и супертеррейны сформировали фундамент Сибирского кратона (Метелкин, Верниковский, 2005). Архейско-палеопротерозойский фундамент Сибирской платформы состоит из двух супертеррейнов: Алдано-Становой и Ангара-Анабарский, которые соединены Аkitканским вулканическим поясом. Данный вулканический пояс является эталоном протерозойских известково-вулканических поясов, сложен андезитами, трахитами, трахиандезитами, ингимбритами, порфиритами и многочисленными туфогенными образованиями. Составные террейны Алдано-Станового щита представляют собой коллаж блоков с раннедокембрийской корой, амальгамация которых к Сибирскому кратону началась в протерозое и завершилась в позднем мезозое, когда прекратил свое существование Монголо-Охотский океанический бассейн (Метелкин, Верниковский, 2005). В строении Алдано-Станового щита выделяются два тектонических элемента: Алданский мегаблок в северной части и Становой мегаблок южнее, разделенные зоной тектонического меланжа. В пределах каждого мегаблока по структурно-вещественным признакам выделяется ряд террейнов, которые сформировались в архее и раннем протерозое и амальгамировались в единую структуру к концу палеопротерозоя (Парфенов, Кузьмин//Смелов и др., 2001; Метелкин, Верниковский, 2005) (рис. 13А).

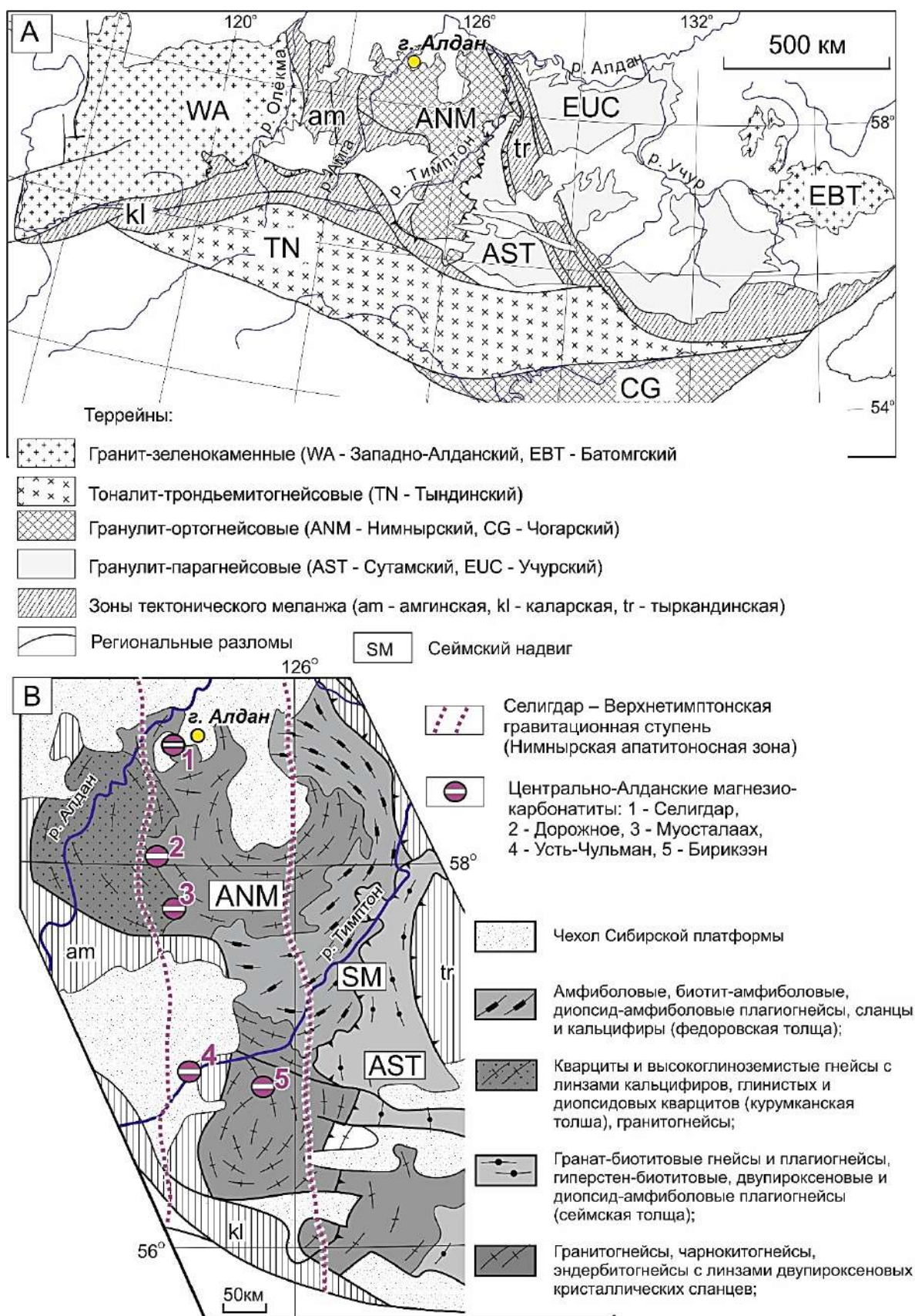


Рисунок 13. Карта террейнов Алдано-Станового щита (А); геологическое строение Центрально-Алданского супертеррейна и схема расположения магнезиокарбонатов (Б) (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004, с дополнениями автора).

В пределах Алданского мегаблока выделяются Чара-Олёкминский или Западно-Алданский составной террейн, Центрально-Алданский супертеррейн, а также Восточно-Алданский составной террейн, состоящий из Тимптоно-Учурского и Батомгского террейнов (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004) (рис. 13А). Центрально-Алданский супертеррейн отделяется от Чара-Олёкминского составного террейна амгинской зоной тектонического меланжа на западе, а от Учурского террейна - тыркандинской зоной тектонического меланжа на востоке. Западный и Восточный составные террейны представляют собой типичные гранит-зеленокаменные области, а Центрально-Алданский супертеррейн является представителем гранулит-гнейсовой области (рис. 13А). В пределах Станового мегаблока выделяются Тындинский тоналит-трондьемитогнейсовый составной террейн, отделяющийся от Западно-Алданского каларской зоной тектонического меланжа, и Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн (Парфенов, Кузьмин, 2001//Смелов и др., 2001).

В составе Центрально-Алданского супертеррейна различают Нимнырский и Сутамский террейны, разделенные Сеймским надвигом (рис. 13В). Среди слагающих террейны пород широко распространены ортогнейсы гранитоидного состава, в разных количествах присутствуют первично-осадочные породы федоровской толщи (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн (~150х200 км) располагается в западной части Центрально-Алданского супертеррейна. Структурный план террейна определяется широким развитием гранито-гнейсовых куполов. Наиболее крупным является Тимптонский купол (175х200 км), расположенный в северной части террейна (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004). Ядра куполов слагают ортогнейсы, представленные гранито-гнейсами, чарнокито- и эндербито-гнейсами с телами амфиболитов, занимающие более 50% площади террейна. Плечи куполов сложены парагнейсовым комплексом, который представлен двумя ассоциациями пород. Первая ассоциация (курумканская толща) состоит из кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов с линзами кальцифиров и железистых кварцитов (Парфенов, Кузьмин, 2001) (рис. 13В). Вторая ассоциация образует федоровскую толщу, которая состоит из амфиболовых, биотит-амфиболовых, диопсид-амфиболовых, двупироксен-амфиболовых плагиогнейсов, а также сланцев с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров (Парфенов, Кузьмин, 2001). Ассоциация диопсид-амфиболовых, двупироксеновых сланцев с линзами и прослоями известково-силикатных пород и кальцифиров распространена в меньшей степени (Парфенов, Кузьмин, 2001). Метаморфизм пород террейна соответствует трем субфациям гранулитовой фации: кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-гиперстен-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой области умеренных давлений (Парфенов, Кузьмин, 2001//Смелов и др., 2001; Шатков, Вольский, 2004) (рис. 13В).

Изучение Sm-Nd изотопии в высокоглиноземистых гнейсах (химический состав близок к пелитам и алевролитам) и переслаивающихся с ними биотит-гиперстеновых плагиогнейсах (химический состав соответствует туфам и грауваккам) показало, что протолиты первых образовались в результате разрушения пород с модельным Nd возрастом 2.85-3.06 млрд. л., а протолиты вторых - за счет пород с возрастом 2.33-2.4 млрд. л. (Парфенов, Кузьмин, 2001). Таким образом, устанавливается, что возраст курумканской толщи (курумканская свита иенгурской серии - верхнеалданской подсерии) не древнее 2.3-2.4 млрд. л. Породы федоровской толщи были образованы при метаморфизме протолитов с модельным Nd возрастом 2.1-2.3 млрд. лет (Ковач и др., 1995). Нижний возрастной предел проявления гранулитового метаморфизма курумканской толщи определяется в 2.3 млрд л., а федоровской толщи в 2.15 млрд л.. Учитывая близость условий гранулитового метаморфизма двух толщ (Дук и др., 1975) можно предположить, что наиболее интенсивные совместные преобразования были проявлены после 2.15 млрд. л. (Парфенов, Кузьмин, 2001). Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма определяется внедрением аплитовидных гранитов с возрастом 1.9 ± 0.15 млрд. л.; диафторез амфиболитовой фации и сопровождающий его метасоматоз датируется в 1.9- 1.8 млрд. л. (Мурзаев, 1969; Михайлов, Левченков, 1971; Пожарицкая и др., 1973; Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004).

Сутамский гранулит-парагнейсовый террейн расположен восточнее Нимнырского и имеет в плане форму треугольника с основанием 100 км и высотой 250 км (рис. 13В). Разделяющий их Сеймский надвиг трассируется интенсивно рассланцованными в условиях гранулитовой фации "карандашными гнейсами" (Парфенов, Кузьмин, 2001). Структурный план террейна определяется линейными субдолготными складками. Большая часть террейна (60%) сложена парагнейсами сеймской толщи, остальные 40% приходятся на долю гранито- и эндербито-гнейсов (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004).

Сеймская толща на 80% представлена ассоциацией гранат-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, иногда силлиманит- и кордиеритсодержащих, среди них присутствуют гиперстен-биотитовые, двупироксеновые, диопсид-амфиболовые плагиогнейсы (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004). Также присутствуют кварциты, известково-силикатные породы и кальцифиры. Около 20% толщи сложены двупироксеновыми, двупироксен-амфиболовыми, реже оливин- двупироксеновыми кристаллическими сланцами и магнетитовыми кварцитами (Парфенов, Кузьмин, 2001). Для пара- и ортогнейсов условия метаморфизма разные. В Сеймском блоке они соответствуют РТ-параметрам, пограничным между биотит-гиперстен-ортоклазовой и кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфациями гранат-кордиерит-ортоклазовой фации ($T=800-900$ °С, $P=5-7$ кбар), а в Сутамском - гиперстен-силлиманитовой, гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой фациям

($T=825-950\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=8-11\text{ кбар}$). На Алдано-Становом щите эти гранулиты являются одними из самых высокотемпературных и высокобарических. Sm-Nd данные показывают, что возраст источников для парагнейсов определяется интервалом 2.5-2.9 млрд. л., а для ортогнейсов около 3.0 млрд лет (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004). Их совместный метаморфизм имел место после 2.5 млрд л.. Верхняя возрастная граница раннего гранулитового метаморфизма пород сеймской толщи определяется временем карандашного рассланцевания гранат-биотитовых гнейсов в зоне Сеймского надвига, который Rb-Sr методом определен в 2.28 ± 0.06 млрд. лет (Горохов и др., 1981). Перекрывающие образования представлены верхнерифейскими и вендскими отложениями нижних горизонтов осадочного чехла Сибирской платформы (Парфенов, Кузьмин, 2001//Смелов и др., 2001).

Согласно геофизическим данным, в пределах Центрально-Алданского террейна локализована масштабная Селигдар-Верхнетимптонской градиентная ступень II порядка с сокращенной до 36-38 км мощностью коры пониженной плотности, субмеридиональной ориентировки, которая является своеобразным разделом Учурского и Западно-Алданского блоков, обладающих корой мощностью ~ 42 и 46 км соответственно (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004; Хомич и Борискина, 2010) (рис. 11 и 13В). Эта ступень отчетливо фиксируется по комплексу геофизических признаков от устья р.Селигдар и одноименного плутона (на севере) до верховья р.Тимптон и Кавактинского плутона ультраосновных-основных пород, совмещаясь пространственно с Нимнырской структурно-металлогенической (апатитоносной) зоной Чара-Учурского «постамальгамационного» рифтогенного пояса (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004; Хомич и Борискина, 2010). Рифтогенез, обусловивший образование грабеноподобных впадин, датируется концом раннего протерозоя (2.2-1.8 млрд. л.), и является следствием амальгамации раннедокембрийских террейнов в единый континентальный блок пояса (Парфенов, Кузьмин, 2001; Шатков, Вольский, 2004; Хомич и Борискина, 2010; Гладкочуб и др., 2012). В пределах характеризуемой градиентной зоны (где обнажены породы дорифейского фундамента) Округин А.В. с коллегами (2000) зафиксировали ортогональное «сочленение» поясов ранне-среднерифейских даек базитов: ВСВ субширотных (западное крыло разломной зоны) и СЗ (восточное крыло зоны), трассируемые основные разломные зоны.

Из вышесказанного можно сделать вывод о том, что Нимнырская металлогеническая зона в пределах центральной части Алданского щита приурочена к меридиональной структуре с относительно сокращенной мощностью коры (до 36-38 км) и пониженной плотности (Селигдар-Верхнетимптонская гравитационная ступень) (рис. 11 и 13В). На территории Нимнырской зоны в период раннего протерозоя происходил «постамальгамационный» рифтогенез, отвечающий за тектономагматические события в данном регионе (Парфенов,

Кузьмин, 2001; Хомич и Борискина, 2010). Геофизические исследования показывают наличие глубинных долгоживущих разломов ССВ и ССЗ ориентировки в пределах Нимнырской апатитоносной зоны. Древняя глубинная тектоника Алдано-Станового мегаблока является главным фактором контроля магматизма и оруденения для древних апатитоносных карбонатитовых объектов, а также, несомненно, унаследована мезозойскими высококалиевыми золоторудными щелочными интрузиями в пределах Центрально-Алданского рудного района (Хомич и Борискина, 2010).

2.2. Селигдарское месторождение

Открытие и активная разведка Селигдарского месторождения апатитов произошли в 1972–1982 гг (Энтин, Тянь, 1984). Установлено, что месторождение представляет собой единую интрузию, округлую в плане, с выходными параметрами 1.6×2.2 км на поверхности (Боярко, 1983, рис. 14). Апатитовая минерализация была прослежена бурением на глубину ~1660 м. По геофизическим данным интерпретированная глубина рудного тела составляет не менее 3 км (Боярко, 1983). По морфологии интрузия представляет собой вертикальное трубообразное тело (шток), разделенное по периферии на ряд линз. Северная часть рудного тела выходит на поверхность; южная часть перекрыта карбонатными отложениями нижнего кембрия и интрузиями сиенит-порфиров позднемезозойского возраста (Энтин, Тянь, 1984).

Тектоническое положение карбонатитового тела определяется пересечением Томмотского и Юхтинского региональных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, соответственно. Разломы и трещины в рудном теле заполнены гематитизированными брекчиевыми апатит-карбонатными рудами (рис. 14), а также дайками трахитов и керсантитов мезозойского возраста (Энтин, Тянь, 1984). Вмещающие породы Селигдарского поля сложены метаморфизованными архейскими кристаллическими породами, представленными гнейсами и мраморами (Егин, Кичигин, 1973). Гнейсы характеризуются биотитовыми, биотит-амфиболовыми, диопсидовыми и графитсодержащими разностями. Кристаллические породы фундамента содержат тела магматических пород, метаморфизованных в различной степени. Они представлены ортоамфиболитами архейского возраста и раннепротерозойскими кварц-ортоклаз-плагиоклазовыми породами (Егин, Кичигин, 1973). Позднепалеопротерозойское региональное метаморфическое событие (эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации) привело к мощной переработке пород (например, Gladkochub et al., 2006a). Платформенные отложения представлены осадками венда – песчаниками, известняками и конгломератами (рис. 14).

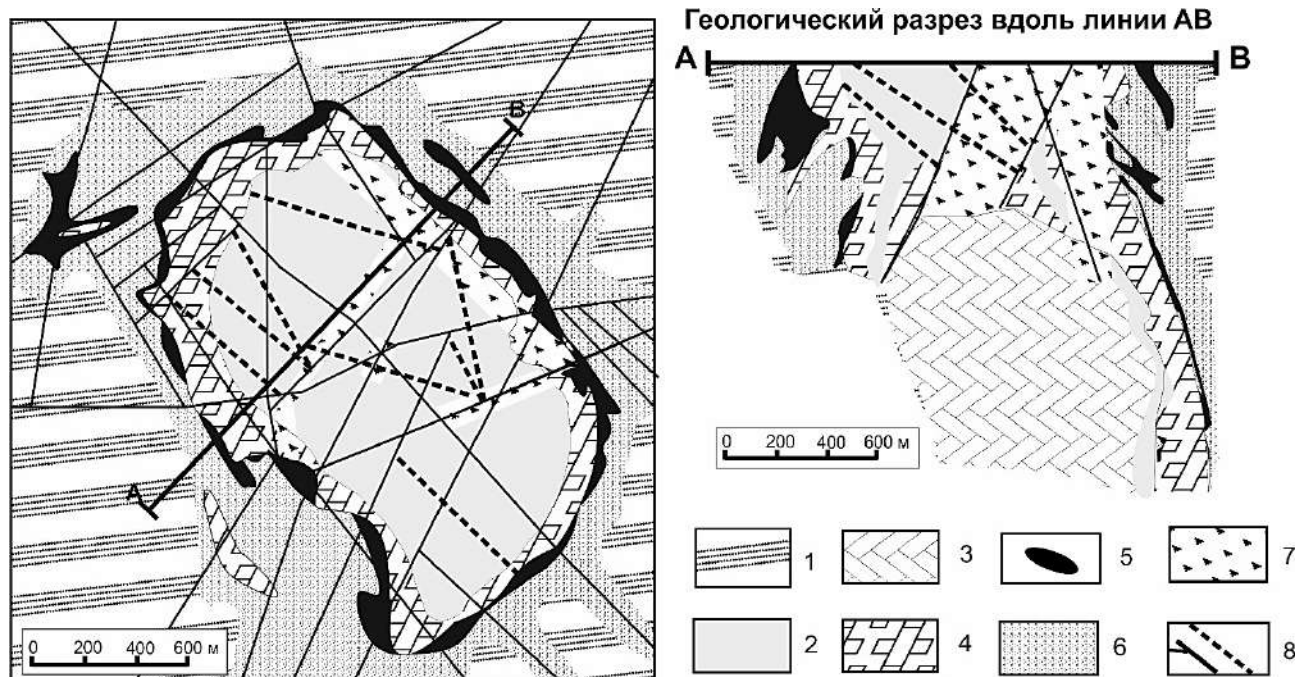


Рисунок 14. Геологическая схема и разрез рудного тела Селигдарского апатитового месторождения (данные Боярко (1983), с дополнениями авторов). Условные обозначения: 1 – архейские метаморфические породы; 2 – окисленные апатитовые руды (зона гипергенеза); 3 – первичные апатитовые руды (апатит-доломитовые карбонатиты); 4 – апатит-силикатно-карбонатные метасоматиты (антискарны); 5 – зона флогопитов (фениты); 6 – зона фенитизации; 7 – гематит-карбонатные (окисленные) апатитовые руды, брекчии; 8 – разломы.

По данным Боярко (1983), Селигдарское рудное тело состоит из нескольких концентрических зон (рис. 14). Основная часть рудного тела представлена апатит-доломитовыми рудами (карбонатитами), расположенными в центральной части тела. Руды сильно окислены, подвержены гематитизации, серицитизации и хлоритизации (Боярко, 1983). Глубина гипергенных изменений руд колеблется от 50 до 400–600 м (рис. 14). Апатит-силикатно-карбонатная зона расположена в периферийных частях рудного тела и представляет собой, по современным данным, зону образования антискарнов. В апатит-силикатно-карбонатных метасоматитах силикатные минералы представлены преимущественно флогопитом, тальком, актинолитом и вторичным кварцем (Боярко, 1983). Далее следует практически мономинеральная флогопитовая оторочка карбонатитового тела, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, локализованная по контакту апатит-силикат-карбонатных пород с вмещающими гнейсами, что представляет собой начальную зону фенитизации (рис. 14). Внешняя метасоматическая зона фенитов представляет собой ореол хлоритизированных зеленых сланцев регрессивного метаморфизма, мощностью от 50 м до 1–2 км, с тальком, кальцитом и флогопитом (Боярко, 1983, рис. 14).

2.3. Трубка Усть-Чульман

Исследуемое апатитовое проявление Усть-Чульман расположено в правом борту приустьевой части р. Чульман (приток р. Тимптон), в 20 км восточнее пос. Чульман в Южной Якутии (рис. 11, 15). Согласно фондовым отчетам (ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология») в 1976 г. Энтиным А.Р., Киселевым Ю.В. и Угрюмовым А.Н. участок Усть-Чульмана был опоискован водными маршрутами по рр. Чульман и Тимптон, где апатитоносные образования были встречены в аллювии обеих рек на протяжении нескольких километров. В 1980-х гг. на апатитопроявлении Усть-Чульман были проведены поисково-ревизионные работы (рис. 15).

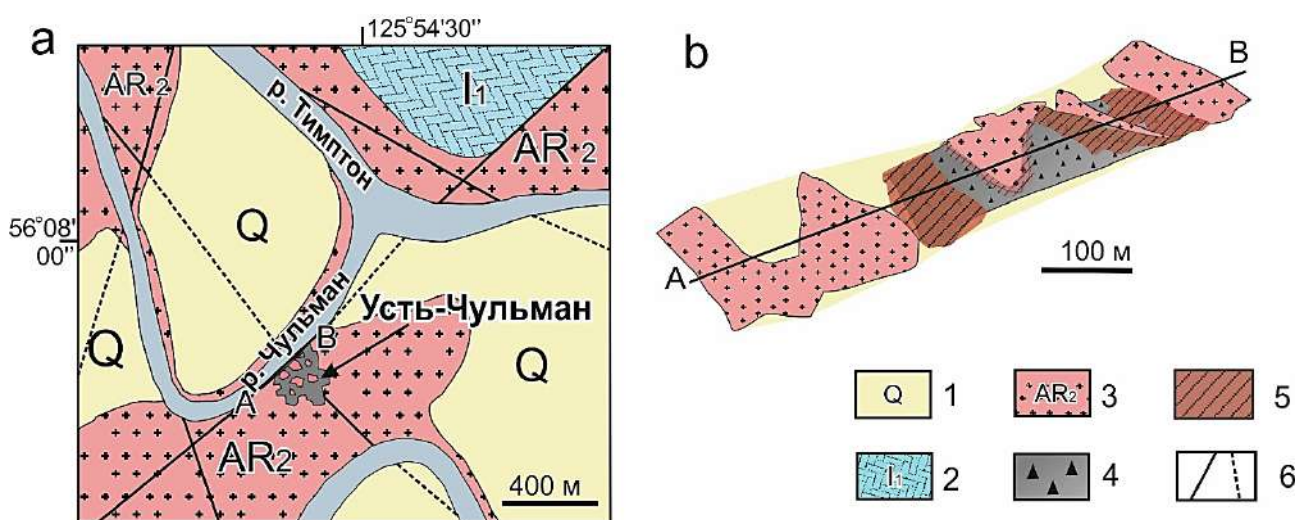


Рисунок 15. Геологическая схема участка Усть-Чульман (а), а также схематический разрез АВ вдоль обнажения (б) (Prokoryev et al., 2016). Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения, 2 – юхтинская свита (песчаники, алевролиты, гравеллиты), 3 – лейкократовые граниты, 4 – магнетит-апатит-доломитовые карбонаты, 5 – зона фенитизации, 6 – разломы.

Трубообразное апатитовое тело Усть-Чульман, в обнажении реки 200x400 м, имеет резкий секущий контакт с вмещающими лейкократовыми архейскими гранитами, а также явно выраженную контактовую зону метасоматических изменений – фенитизации (рис. 16а,б). Кроме того, присутствует поздняя гидротермальная минерализация, представленная прожилками (до нескольких см) кварц-гематитового состава в осевой части с хлоритом и эпидотом в зальбандах, секущими карбонатами и вмещающие граниты (рис. 16с). В коренном обнажении карбонаты Усть-Чульмана, как и руды Селигдара и Дорожного проявления, представлены округлыми кристаллами гематитизированного апатита, размером до первых сантиметров, и магнетитом, в виде зёрен и кристаллов, размером до десятков сантиметров,

погруженных в матрицу доломитового состава (рис. 16d-f). С поверхности породы сильно окислены и подвержены вторичным гидротермально-метасоматическим изменениям.

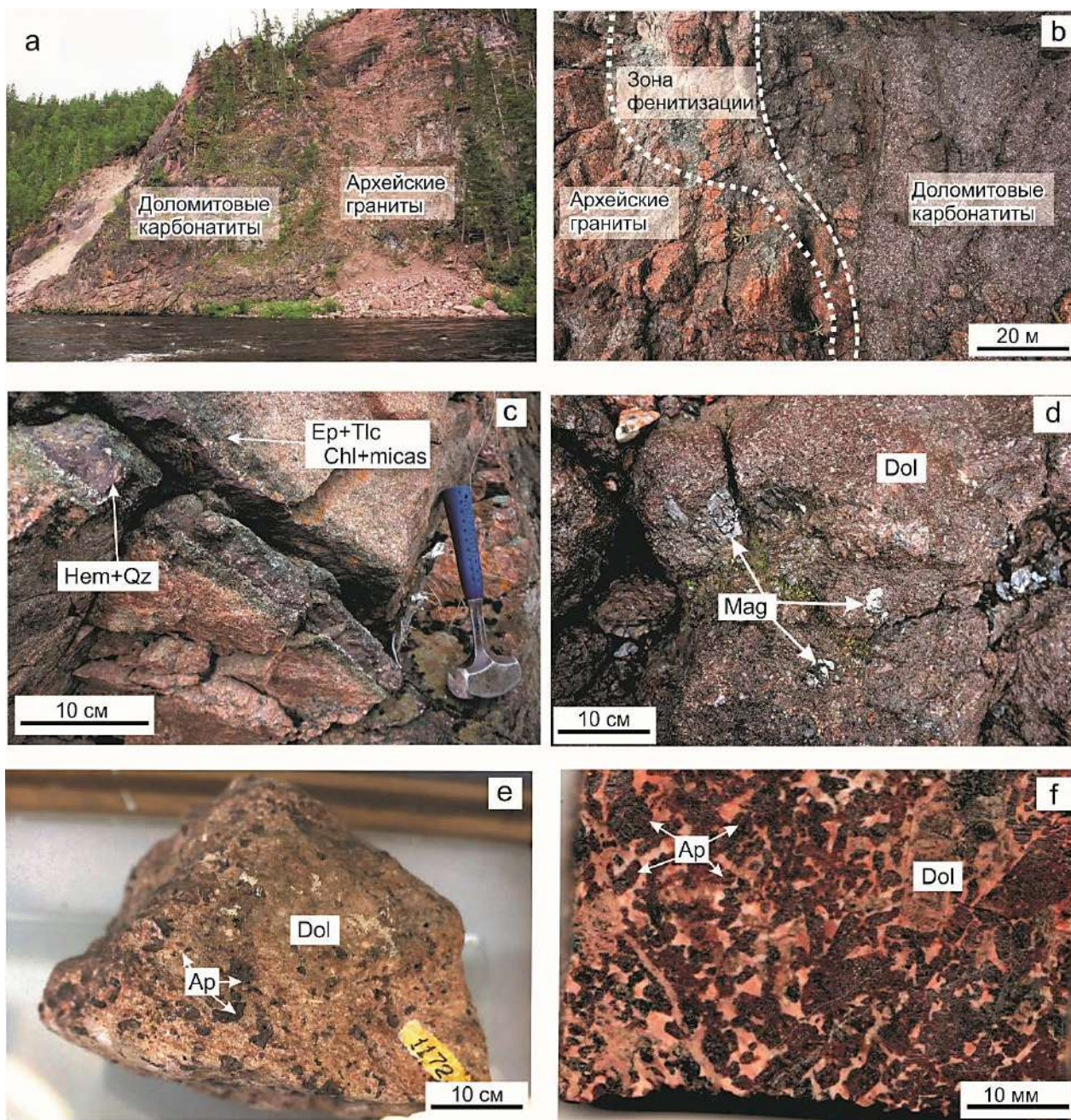


Рисунок 16. Фотографии коренных выходов пород в пределах трубки Усть-Чульман (a-d); фотографии образцов апатитоносных доломитовых карбонатов рудопроявления Дорожное (e) и Селигдарского месторождения (f). Сокращения минералов по Whitney and Evans (2010).

2.4. Проявление Муосталаах

Апатитовое проявление Муосталаах расположено в пределах одноименного правого притока р. Хардагас, который, в свою очередь, является притоком р. Большой Нимныр (р. Алдан, рис. 10, 11). В 1963-1964 гг в пределах проявления установлены апатит-доломитовые породы Селигдарского типа, была выполнена геологическая съемка масштаба 1:50 000, и в 1975 г. рудопроявление Муосталаах было повторно исследовано геологами «Алдангеология» под руководством Минакова В.С. (Минаков, Лядин, 1976). В геологическом строении рудопроявления участвуют архейские граниты и гранито-гнейсы, раннепротерозойские апатит-доломитовые карбонатиты и четвертичные отложения (рис. 17).

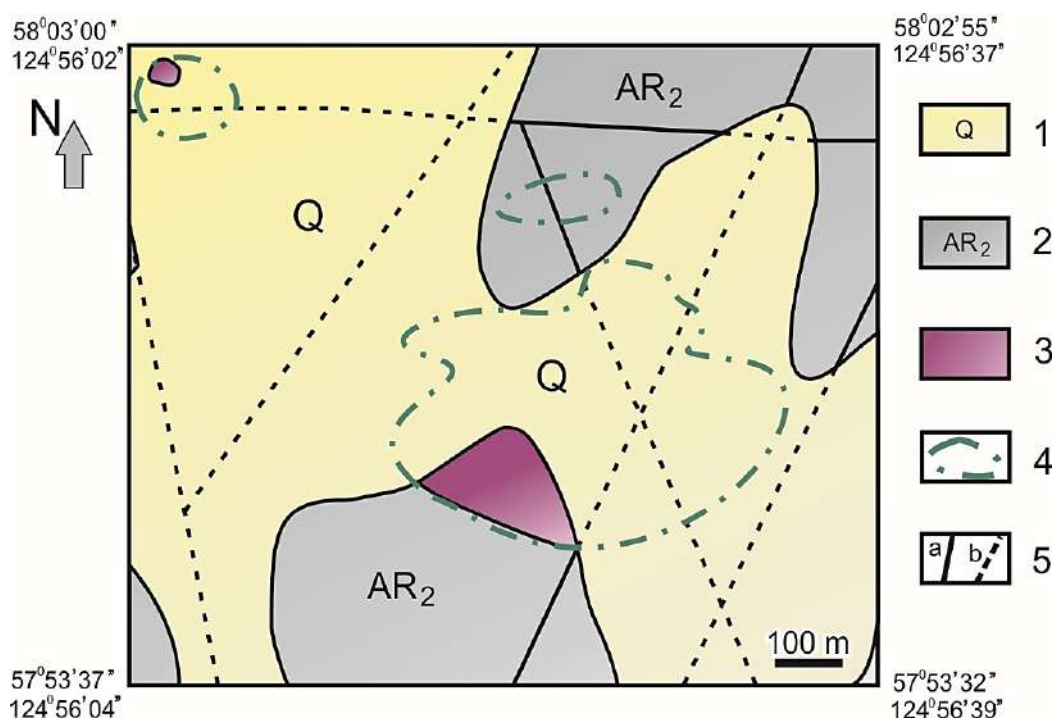


Рисунок 17. Геологическая схема апатитового рудопроявления Муосталаах (Минаков, Лядин, 1976; Энтин, Тян, 1984; Prokoryev et al., 2019). Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения (галька, песок, суглинок, торфяно-болотные образования); 2 – архейские гранито-гнейсы с реликтами диопсидовых, биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов; 3 – апатит-доломитовые карбонатиты; 4 – контур гамма-аномалий; 5 – разломы.

В пределах участка Муосталаах преобладают гранито-гнейсы, представленные аляскистовыми, диопсидовыми, реже биотитовыми и амфиболовыми разновидностями гранитов с реликтами диопсидовых, биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов (Минаков, Лядин, 1976, Энтин, Тян, 1984). Апатитоносные карбонатиты располагаются в

виде крупноглыбовых развалов, размером 3–5 м³, на водоразделе ручья Муосталаах и его левого безымянного притока. Их свалы прослеживаются при ширине 150–250 м на расстояние 750–800 м в субширотном направлении (Энтин, Тян, 1984). С юга они сменяются аляскистыми гранитами, а в остальных направлениях перекрываются торфяно-болотистыми отложениями, среди которых отмечаются единичные находки апатита (Минаков и Лядин, 1976). Контур свалов руд в незаболоченной части повторяется гамма-аномалией (рис. 17). Тело апатит-доломитовых пород было вскрыто при проведении буровых работ, показавших минимальную мощность 180 м (Минаков и Лядин, 1976). На юге отмечен их четкий контакт с аляскистыми гранитами субширотного простирания.

Энтин и др. (1991) и Зайцев и др. (1992) в своих работах описывали щелочные ультраосновно-основные породы в пределах апатитового проявления Муосталаах. Однако связь этих пород с карбонатами, а также минеральный состав и возраст образования этих пород не были описаны. При проведении полевых работах на территории рудопроявления Муосталаах нами были найдены глыбовые развалы апатит-содержащих силикатных скаполит-клинопироксеновых пород (возможно описанные ранее авторами), состав, возраст и геохимические особенности которых будут также рассмотрены в диссертационной работе.

2.5. Месторождение Бирикээн

Месторождение фосфора Бирикээн расположено в бассейне одноименного ручья (правого притока р. Тимптон) и его притока (Правого Бирикээна) в Нерюнгринском улусе Республики Саха-Якутия (30 км к северо-востоку от г. Нерюнгри) (рис. 11). Бирикээнское месторождение было обнаружено при поисковых работах на уран, проводимых ПГО «Приленскгеология». Последующие геологоразведочные работы были проведены ФГУП «Алдангеология» (Боярко, 2005). Основное рудное тело месторождения сложено породами фосфатоносной карбонат-фторapatитовой кайнозойской корой выветривания, которая была образована в результате гипергенного преобразования нижележащих апатит-доломитовых карбонатитов раннепротерозойского возраста. Вмещающие толщи представлены метаморфическими разновидностями: гнейсами и кристаллосланцами, а также кальцифирами федоровской свиты раннего архея (Боярко, 2005). Вмещающие метаморфические породы содержат тела позднеархейско-раннепротерозойских гранитоидов, переходящих в сплошные поля. Рудное тело апатитоносных магнезиокарбонатитов локализовано в зоне тектонического нарушения северо-западного простирания, имеющей ширину от 300 м до 1.8 км и протяженность свыше 10 км (рис. 18). На северо-западном фланге апатитоносное тело

перекрывается горизонтально залегающими юрскими континентальными осадками (песчаниками и алевролитами). Мощность разреза площадной коры выветривания составляет от 30 до 210 м, а в зонах разрывных нарушений – до 250 м и более (рис. 18).

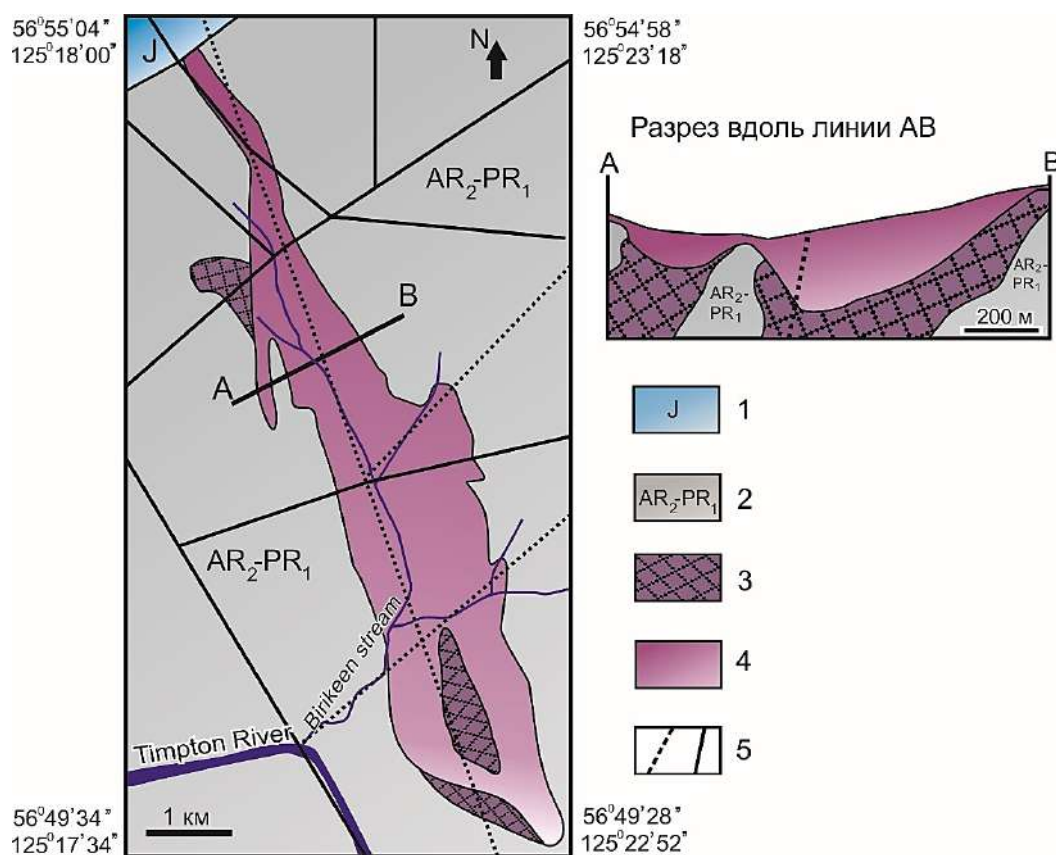


Рисунок 18. Геологическая схема и разрез через апатит-доломитовое рудное тело Бирикээнского месторождения (по материалам Боярко, 2005; Прокопьев et al., 2019). Условные обозначения: 1 – юрские осадочные отложения (песчаники, алевролиты); 2 – позднеархейско-раннепротерозойские биотитовые, роговообманковые и диопсидовые граниты, гранито-гнейсы, кристаллосланцы и кальцифиры; 3 – первичные апатит-доломитовые карбонаты; 4 – кора выветривания по карбонатам; 5 – разломы.

В пределах месторождения была выделена рудная фосфатная залежь общей протяженностью 9.2 км и шириной от 150 до 620 м (рис. 18). Ее верхняя кромка ограничена дневной поверхностью, а нижняя – глубиной распространения коры выветривания. Мощность самой фосфатоносной залежи по данным бурения составляет от 77 до 196 м, достигая в отдельных пересечениях 225-250 м (Боярко, 2005).

При проведении полевых работ на территории Бирикээнского месторождения автором также были обнаружены пространственно ассоциирующие силикатные апатит-содержащие скаполит-клинопироксеновые породы, аналогичные по минеральному составу описанным породам на рудопроявлении Муосталаах.

Раздел 3. Минералогия магнезиокарбонатитов и щелочно-силикатных пород

Предшествующие исследования минералогии различных типов руд месторождения Селигдар и карбонатитов Центрального Алдана представлены в нескольких работах: Боярко (1983; 2005), Булах, Иванников (1984), Энтин и др. (1991), Зайцев и др. (1992) и Минин и др. (2016). Ниже приведен обзор современных авторских исследований минерального состава и петрогенезиса апатит-доломитовых карбонатитов Селигдарского месторождения (с учетом предшествующих данных), результаты по слабоизученным ранее магнезиокарбонатитам Усть-Чульмана, Дорожного, Бирикээна и Муосталааха, а также показаны оригинальные данные анализа минерального и петрографического составов апатит-содержащих скаполит-клинопироксеновых щелочных пород, пространственно ассоциирующих с карбонатитами Бирикээн и Моусталаах (Prokoryev et al., 2017, 2018, 2019).

Магнезиокарбонатиты Селигдарского типа, как и любая рудно-магматическая система, содержит набор минеральных ассоциаций и парагенезисов, сформированных на магматическом, гидротермальном (и/или гидротермально-метасоматическом), а также гипергенном этапах минералообразования. Учитывая сложную и длительную историю генезиса первичных магматических руд и их последующего преобразования на гидротермальных, гипергенных и метаморфических этапах, а также высокую степень изменения первичных карбонатитов вторичными процессами, мы постарались восстановить на современном уровне поэтапную и стадийную смену минеральных парагенезисов, с учетом смены специфики и условий минералообразования и рудоносности карбонатитов, что в дальнейшем было использовано при проведении термобарогеохимических, геохимических и геохронологических исследований магнезиокарбонатитов Центрального Алдана.

Согласно геологическим и минералогическим данным, первичная рудно-минеральная ассоциация карбонатитов представлена магнетитом, фторапатитом и доломитом, которые являются наиболее распространенными минералами (до 80-95 об.% в породе). Помимо этих минералов к магматическим первичным минералам относятся щелочные полевые шпаты, флогопит, торит, циркон, бадделеит (2-5 об.%). Монацит-(Ce), гематит, кальцит, кварц, барит, барито-целестин, силерит, ангидрит, торанит, ксенотим-(Y), сидерит, шпинель (Zn), рутил (Nb), гидрокарбонаты и фторкарбонаты REE, сульфиды присутствуют в виде вторичных минералов, образованных на гидротермальном (или гидротермально-метасоматическом) этапе. Хлорит, мусковит, эпидот, рутил и тальк являются типичными метаморфическими минералами. Зона гипергенеза представлена вторичными минералами железа, марганца.

В таблице 1 представлены сводные данные по минеральному составу магнезиокарбонатитов исследованных апатитопроявлений Центрального Алдана.

Представительные составы основных минеральных фаз магнезиокарбонатитов приведены в Приложении 1 в табл. 1.1 – 1.9 диссертационной работы.

Таблица 1

Минеральный состав магнезиокарбонатитов Центрального Алдана
(по данным Prokoryev et al., 2017, 2018, 2019)

Апатитопроявление	Селигдар, Усть-Чульман, Муосталаах, Дорожное	Бирикээн
Первичные карбонатиты (апатитовые руды)	Доломит Фторапатит Магнетит-(Ti) Калиевый полевой шпат Флогопит Титанит Циркон Торит Шпинель (Zn) Диопсид	Доломит Фторапатит Магнетит-(Ti) Титанит Циркон Бадделеит Флогопит Диопсид
Гидротермальная минерализация карбонатитов (редкоземельное оруденение)	Монацит-(Ce) Гематит Магнетит Кварц Кальцит Барит Барито-целестин Ангидрит Рутил (Nb) Торианит Ксенотим-(Y) Сидерит Пирит, галенит Анжилит-(Ce) (?) Бастнезит-(Ce)	Монацит-(Ce) Гематит Кварц Кальцит Сидерит Барит Рутил (Nb) Сульфиды: пирит, халькопирит, буланжерит, антимонит, борнит
Метаморфические минералы	Хлорит, эпидот, роговая обманка, тальк, мусковит	
Гипергенная минерализация	Оксиды и гидроксиды Fe и Mn	
Кора выветривания	Карбонат-фторапатит	

3.1. Первичные минералы и руды карбонатитов

Апатит-доломитовые руды представляют собой массивные средне- и крупнозернистые породы, сложенные весьма переменным количеством апатита, магнетита и доломита, со средним содержанием апатита в рудах 18-20 % (Булах, Иванников, 1984) (рис. 16, 19).

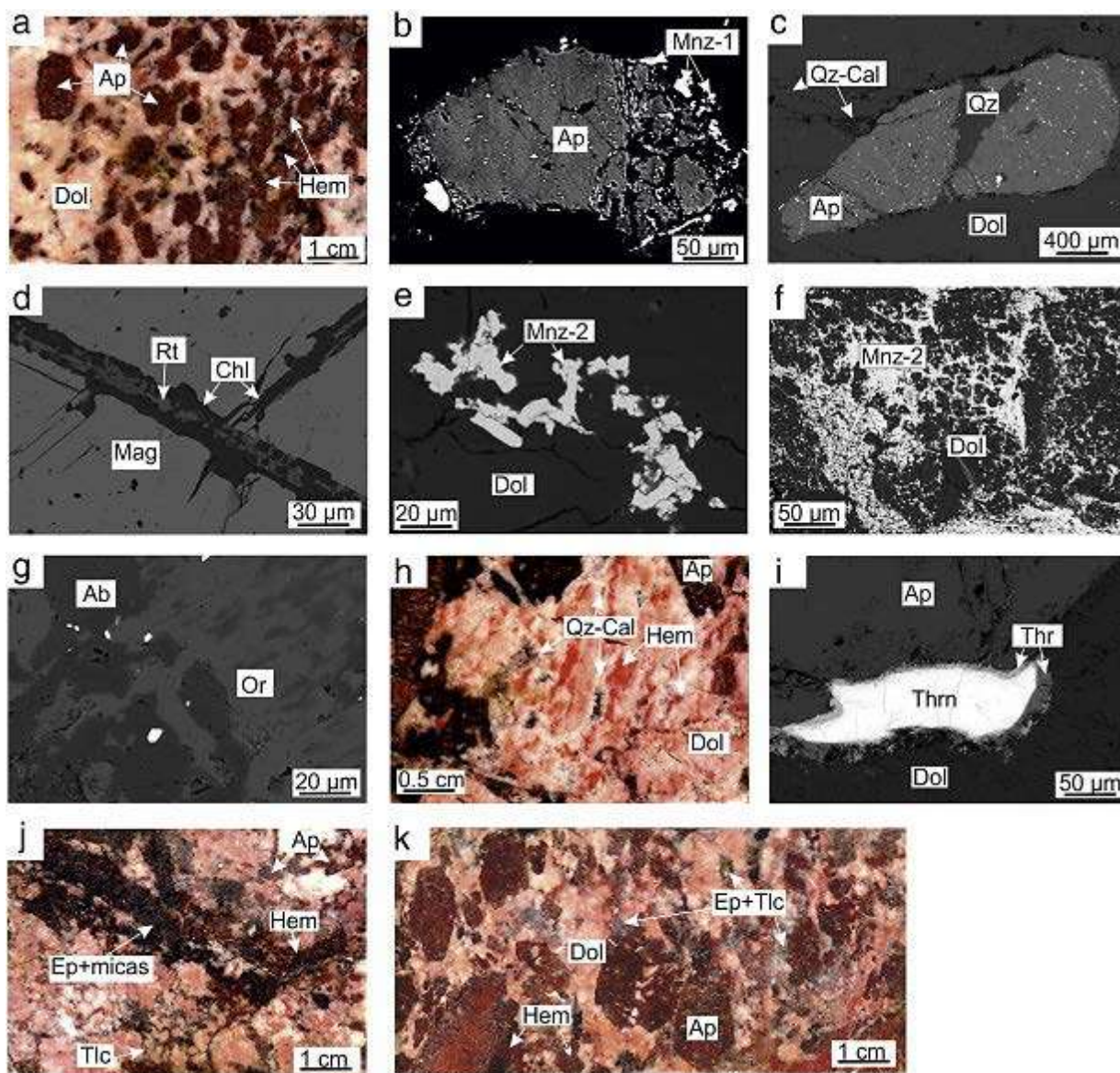


Рисунок 19. Микрофотографии (a, h, j, k) и BSE-изображения (b–f, g, i) минеральных ассоциаций апатит-доломитовых руд Селигдарского месторождения (Prokoryev et. al., 2017). (a) Кристаллы апатита (Ap) в доломитовой матрице (Dol); (b, c) – неоднородный апатит с включениями монацита-(Ce) (Mnz-1) и прожилками 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 в апатит-доломитовой матрице; (i) – каймы торита (Thr) вокруг зерен торинита (Thrn); (j, k) – микрозернистые агрегаты метаморфических минералов: эпидота (Ep), слюды (micas), талька (Tlc) в апатит-доломитовой матрице.

Фторапатит образует призматические кристаллы пирамидального габитуса, иногда с закругленными вершинами и краями; размер кристаллов варьируется от 0.3 до 5 см (рис. 19a,k). Цвет минерала меняется от коричневого до красного в зависимости от примесей гематита. Химический состав минерала типичен для карбонатитов (Hogarth, 1989; Chakhmouradian et al., 2017). Фторапатит обогащен SrO, SiO₂ и SO₃ (до 1.8, 3.2 и 2.9, соответственно), при среднем содержании F и Cl – 3.6-4.2 и 0.5-1.2 мас.%, соответственно; в отдельных образцах содержание легких РЗЭ может достигать 1.3 мас.% оксида LREE (табл. 1.1-1.3 в Приложении 1). В этих случаях также присутствует до 0.4 мас.% Na₂O, что указывает на стандартное изоморфное замещение РЗЭ = Na (описано в разделе 2, Главы 1). Зерна фторапатита неоднородны в следствие различной концентрации элементов Si, Sr и РЗЭ (рис. 19b); микротрещины и каймы зерен содержат меньшее количество элементов-примесей. В этих участках фторапатит содержит обильные включения монацита-(Ce), с небольшим количеством ториянита, ксенотима-(Y), гематита, кварца и ангидрита (рис. 19b,c). Иногда монацит-(Ce) (Mnz-1), гематит и кварц образуют микропрожилки и микрозернистые агрегаты по микротрещинам и каймам кристаллов апатита (рис. 19b,c; рис. 20e; рис. 21c,d).

Магнетит образует идиоморфные зерна и кристаллы, размером до 1-10 см (рис. 16). Минерал имеет низкое содержание TiO₂ (до 1 мас.%) и обычно полностью замещается гематитом (рис. 19-21, табл. 1.4. в Приложении 1). В магнетите присутствуют пластинки ильменита (?), ориентированные параллельно [111] магнетита; рутил и гематит практически полностью замещают ламели ильменита (рис. 19d; рис. 20b; табл. 1.4). Пластинки ильменита являются продуктом твердого раствора, а кристаллизация рутила и гематита внутри пластинок ильменита является результатом гидротермального окисления или большего количества Fe₂O₃ в ильмените (например, Ramdohr 1945; Lindsley 1991). Кристаллы магнетита могут содержать также минеральные фазы шпинелида (рис. 20c,d). Включения шпинелида имеют октаэдрическое, ромбоэдрическое сечение или эллипсоидную форму; и лежат в кристаллографических направлениях магнетита (параллельно [111]), что указывает на то, что минеральные фазы шпинелида находятся в виде продуктов распада твердого раствора. Размер включений колеблется от 5 до 20 мкм. Минерал группы шпинели содержит 6–12 мас.% ZnO, 1.45–10.86 мас.% TiO₂, 5.59–8.14 мас.% MgO и 0.45–0.74 мас.% MnO (табл. 1.4.). Примесь Zn в шпинелиде может быть связана со вторичными метасоматическими процессами (например, Johan and Ohnenstetter, 2010). Хлорит часто располагается во включениях шпинелида и, по-видимому, также является вторичным минералом, образованным в результате метасоматических процессов (рис. 20c,d).

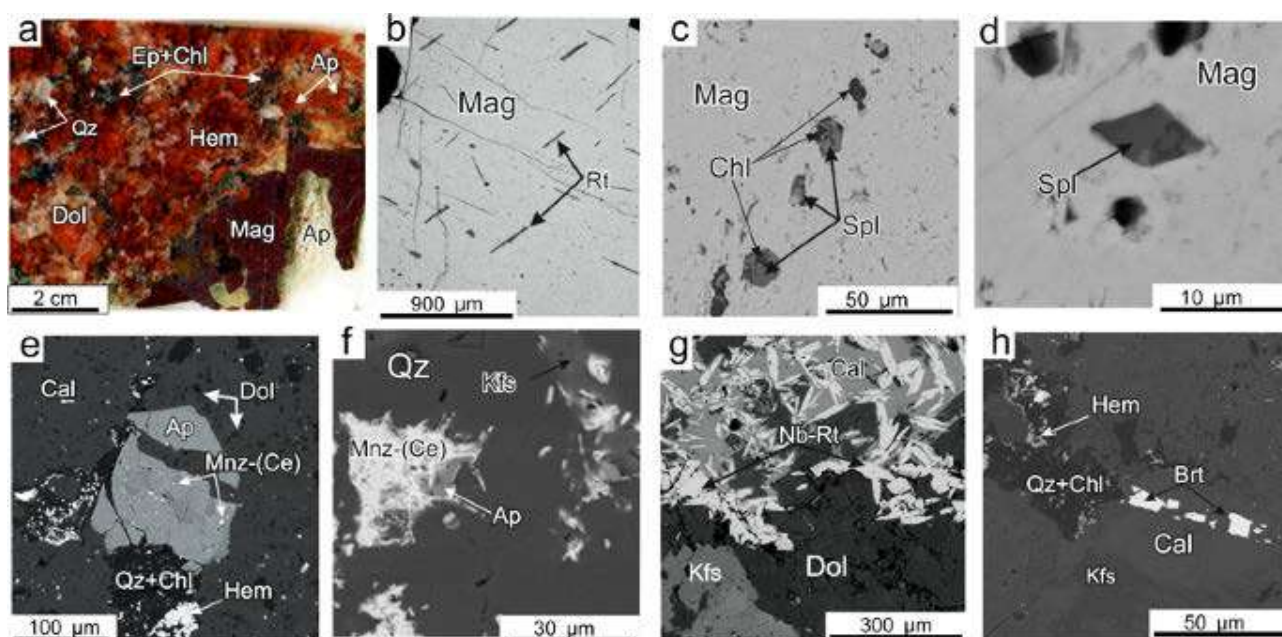


Рисунок 20. Микрофотография (a) и BSE-изображения (b-h) минеральных ассоциаций магнетит-апатит-доломитовых карбонатитов Усть-Чульмана (из статьи Prokoryev et al., 2018). (a) Кристаллы апатита (Ap) и магнетита (Mag) в матрице доломита (Dol) в ассоциации с гидротермальным кварцем (Qz), гематитом (Hem) и метаморфическими эпидотом (Ep) и хлоритом (Chl); (b) кристаллы магнетита с пластинками ильменита, замещенными рутилом (Rt); (c, d) – включения шпинелида (Spl) в кристаллах магнетита; (e) – включения зерен монацита-(Ce) (Mnz-(Ce)-1) в неоднородном кристалле апатита и матрице доломита, замещенного вторичным кальцитом (Cal); гидротермальные микропрожилки (Qz-Chl-Hem состава) заполняют пустоты между первичными минералами; (f) – игольчатый агрегат монацита-(Ce) (Mnz-2) в кристаллах кварца и калиевом полево шпате (Kfs); (g, h) – поздняя гидротермальная минерализация пластинчатого Nb-рутила (Nb-Rt) и барита (Brt) в кальците.

Доломит кристаллизуется в виде среднезернистых агрегатов между порфировыми вкрапленниками зерен фторапатита и магнетита, содержит FeO_t (до 2 мас.%) и MnO (до 2.6 мас.%); содержание SrO ниже предела обнаружения (табл. 1.5, табл. 1.6 в Приложении 1). Этот минерал обычно содержит мелкозернистые агрегаты монацита-(Ce) (Mnz-2), гематита, ангидрита, барита и барита-целестина, сформированных на гидротермальном этапе (рис. 19е; рис. 21е,г). Иногда гематит и монацит-(Ce) образуют в доломите сеть микропрожилков (рис. 19ф). Включения доломита часто встречаются в позднем кальците, что нередкость для карбонатитов комплексов (Doroshkevich et al., 2016).

Щелочной полево шпат, флогопит и циркон – редкие минералы. *Щелочной полево шпат* представлен ортоклазом (Or_{89-95}) без анортитовой составляющей, но с небольшими количествами Na_2O и BaO (до 1.67 и 0.9 мас.%, соответственно) (табл. 1.7). Минерал имеет мезопертитовую текстуру с альбит-олигоклазом ($\text{Ab}_{87-90}\text{An}_{10-13}$) в ядре зерен, но по краям он почти чистый альбит, сросшийся с ортоклазом (рис. 19г), что может свидетельствовать о взаимодействии полевого шпата с флюидом поздней стадии $\sim 500^\circ\text{C}$ (Pirsons and Brown, 1988).

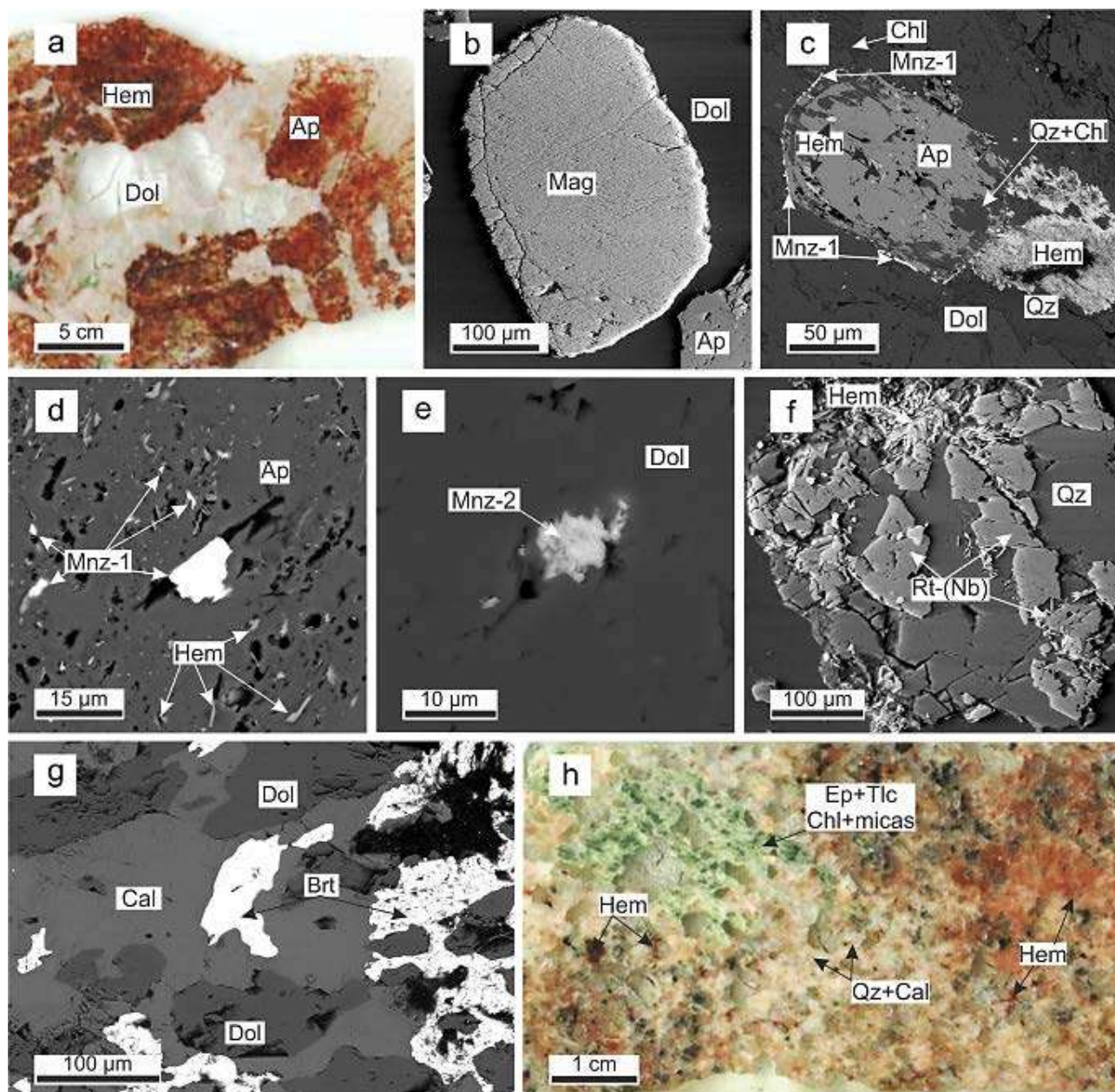


Рисунок 21. Микрофотографии (a, h) и BSE-изображения (b–g) минеральных ассоциаций апатит-доломитовых карбонатитов Муосталаах, Дорожное и Бирикээн (Prokoryev et al., 2019). (a) – Порфировидные кристаллы апатита (Ap) красного оттенка из-за включений гематита (Hem) расположены в доломитовой (Dol) матрице; (b) - идиоморфное зерно магнетита (Mag) почти полностью замещено гематитом; (c, d) – гидротермально-метасоматическая кайма монацита-(Ce) (Mnz-1) (c) и включения зерен монацита-(Ce) (Mnz-1) и гематита в кристаллах апатита в ассоциации с кварцем (Qz), хлоритом (Chl) и гематитом ; (e) – гидротермальный микрозернистый агрегат монацит-(Ce) (Mnz-2) в доломитовой матрице; (f) – гидротермальная минерализация идиоморфных зерен рутила-(Nb) (Rt-(Nb)) в ассоциации с пластинками гематита в кварцевом микрозернистом агрегате; (g) - гидротермальная минерализация барита (Brt) и вторичного кальцита, замещающего первичный доломит; (h) – вкрапленные агрегаты метаморфических минералов в виде эпидота, талька, хлорита и слюды в карбонатах.

Флогопит встречается в виде отдельных зерен (до первых см) в доломитовой матрице и в виде включений в апатите. Концентрация F ниже предела обнаружения; значение $Fe/(Fe + Mg)$ колеблется от 0.12 до 0.24; содержит до 3.94 мас.% TiO_2 . Флогопит практически полностью замещен минералами группы хлорита и мусковита, поэтому удалось получить составы редких участков минерала. Полученные данные по химическому составу попадают в поле распространения карбонатитовых и щелочных пород (рис. 22). Особенностью состава также является присутствие примеси MnO (до 1.03 мас.%), а в некоторых случаях - CaO (до 0.32 мас.%) и Na_2O (до 0.26 масс.%).

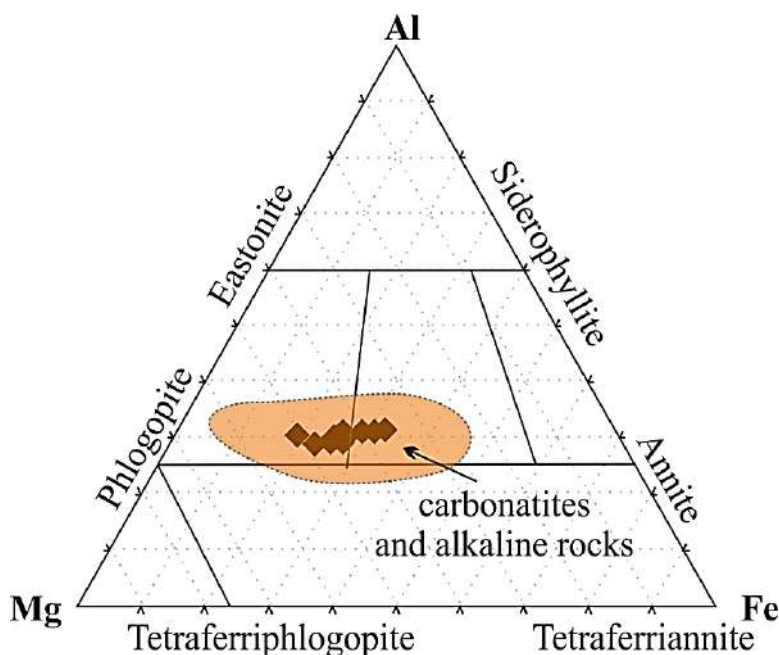


Рисунок 22. Диаграмма состава флогопита магнезиокарбонатитов Усть-Чульмана в сравнении с данными по карбонатитам Бразилии, Западного Забайкалья и Восточного Саяна (Brod et al., 2001; Ripp et al., 2009; Doroshkevich et al., 2016; с дополнениями автора).

Клинопироксен образует редкие вкрапленные идиоморфные зерна в доломитовой матрице, размеров до 1-2 см. Для него характерно повышенное содержание диопсидового (до 72.5 %) и геденбергитового (до 20.4 %) компонентов, а также присутствуют ферросилит (до 19,3 %) и эгирин (до 16.5 %) (табл. 1.8 в Приложении 1). На диаграмме Aeg-Di-Hed нанесены составы минерала для карбонатитов Усть-Чульмана и приведены тренды эволюции состава клинопироксена для типичных щелочных комплексов мира (рис. 23). Тренд клинопироксена Усть-Чульмана схож с трендом для Ловозеро (Korobeinikov and Laaioki, 1994), что соответствует фугитивности кислорода близ буфера FMQ (рис. 23).

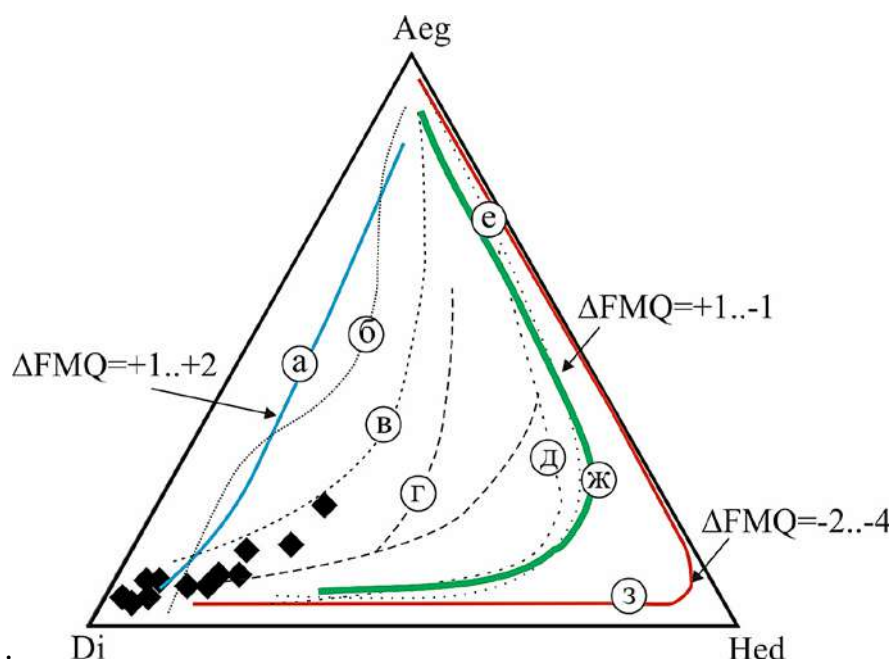


Рисунок 23. Тренд эволюции состава клинопироксенов карбонатитов Усть-Чульмана в сравнении с некоторыми щелочными массивами мира: (а) – Катценбукель, Германия (Mann et al., 2006a); (б) – Мурун, Россия (Mitchell and Vladykin, 1996); (в) – Ловозеро, Россия (Korobeinikov and Laaioki, 1994); (г) – Ально, Швеция (Vuorinen, Schroeder, 2005); (д) – Голдвел, Канада (Mitchell and Platt, 1982b); (е) – Норд Орог, Гренландия (Coulson, 2003b); (ж) – массивы Витимской провинции, Россия (Doroshkevich et al., 2012); (з) – Илимауссак, Гренландия (Markl et al., 2001).

3.2. Связанные с оруденением минералы карбонатитов поздних стадий

В апатит-доломитовых рудах карбонатитов Алдана присутствуют кварц-кальцитовые микропрожилки, мощностью первые мм до 2-5 см, а также вкрапления и участки гидротермально измененных пород (рис. 19h; рис. 20h). *Ангидрит*, *бастнезит-(Ce)*, *ксентоим-(Y)*, а также *торианит* с окаймляющим его *торитом* встречается в виде одиночных микрозерен в кварц-кальцитовых прожилках и доломитовой апатит-матрице (рис. 19h,i). *Кальцит* содержит FeO_t (до 1.8 мас.%), MnO (до 0.7 мас.%) и MgO (до 1.7 мас.%); SrO ниже предела обнаружения (табл. 1.5, табл. 1.6 в Приложении 1). Поздний сидерит образует микропрожилки и зернистые агрегаты, часто замещается гематитом. В составе сидерита присутствуют MgO (до 1.2 мас.%), MnO (до 1 мас. %) и CaO (до 2 мас. %) (табл. 1.5). *Гематит* образует микропрожилки внутри зерен апатита и доломита, в кварц-карбонатных образованиях, замещает магнетит и железистые минералы (рис. 20h; рис. 21c). Минерал содержит примеси TiO_2 (до 0.4 мас.%). Представительные составы аксессуарных торианита, торита и ксенотима (Y) представлены в табл. 1.9 (Приложение 1). Концентрация PbO в

торианите достигает 8.3 мас.%, а в торите PbO – до 0.7 мас.%. Ксенотим содержит FeO_t (до 2 мас. %), CaO (до 0.2 мас.%) (табл. 1.9).

Монацит-(Ce), как уже ранее показано, кристаллизуется в виде двух генераций. Первый (Mnz-1) представлен мелкими вкраплениями по микротрещинам и каймам апатитовых зерен (рис. 19b; рис. 20e; рис. 21c,d). Он содержит ThO₂ (в среднем — 1-2 мас.%), SO₃ (0.45-6 мас.%), SiO₂ (до 3.2 мас.%) и CaO (до 5 мас.%) (табл. 1.1–1.3, Приложение 1). Средние отношения La/Ce и La/Nd составляют 0.5 и 2.5 соответственно. Второй тип (Mnz-2) представлен мелкозернистыми агрегатами, а иногда и сериями микропрожилков в доломите (рис. 19e,f; рис. 20f, рис. 21e). Концентрации SiO₂ и CaO в этом минерале аналогичны таковым в монаците-Ce из апатита (табл. 1.1 и 1.3), но содержание ThO₂ (в среднем — 0.3 мас.%) и соотношение La/Nd (в среднем — 1.5 мас.%) ниже, а содержание SO₃ выше (в среднем — 1.3 мас.%) (табл. 1.1 и 1.3, Приложение 1).

Рутил-(Nb) образует идиоморфные зерна и кристаллы в микрозернистых агрегатах и прожилках кварца и кальцита (рис. 20g, рис. 21f). Этот минерал содержит 21–23 мас.% Nb₂O₅ и Al₂O₃ до 0.3 мас.% (табл. 1.4 в Приложении 1). Структура минерала была подтверждена рамановской спектроскопией.

В доломите и кальците *барит* обычно образует микрозернистые агрегаты и прожилки в парагенезисе с кварцем и сульфидами (рис. 20h, рис. 21g). Содержание SrO в барите составляет до 4 мас.%. Редкие *сульфиды*, такие как пирит, халькопирит, сурьма, буланжерит и борнит, были обнаружены в гидротермальном кварце поздней стадии магнезиокарбонатитов. *Ангидрит и карбонаты РЗЭ* – анкилит-(Ce)(?) встречаются в виде одиночных мелких зерен размером до 3–5 мкм в кварце и кальците.

Метаморфические минералы группы *хлорита* и *мусковита* представлены микрозернистыми вкрапленными агрегатами и прожилками (рис. 19j,k; рис. 20h; рис. 21h). Присутствуют также минералы группы *эпидота*, *рутил* и *тальк*, причем тальк замещает доломит, а минерал группы эпидота нарастает поверх монацита-Ce по краям. Иногда минералы групп талька и эпидота образуют мономинеральные прожилки в апатите и доломите (рис. рис. 19k). Тальк содержит до 2 мас.% FeO_t. Эпидот обогащен легкими РЗЭ; средние отношения La/Ce и La/Nd составляют 0.45 и 1.5 соответственно (табл. 1.1 в Приложении 1). Рутил образуется как в виде отдельных зерен, так и замещает пластинки ильменита (?) в зернах магнетита (рис. 19d). Из примесей в рутиле отмечается FeO_t до 3 мас.% (табл. 1.4).

Гипергенные минералы магнезиокарбонатитов представлены оксидами и гидроксидами Fe и Mn, такими как гематит, гетит и др. (табл. 1). Кора выветривания Бирикээнского фосфатного месторождения преимущественно состоит из карбонат-фторапатита, формирующегося в мономинеральной мощной зоне на поверхности (рис. 18). Минерал

карбонат-фторапатит образует сферолитовые агрегаты и микрожилки в шлифах и замещает кристаллы апатита (рис. 24).

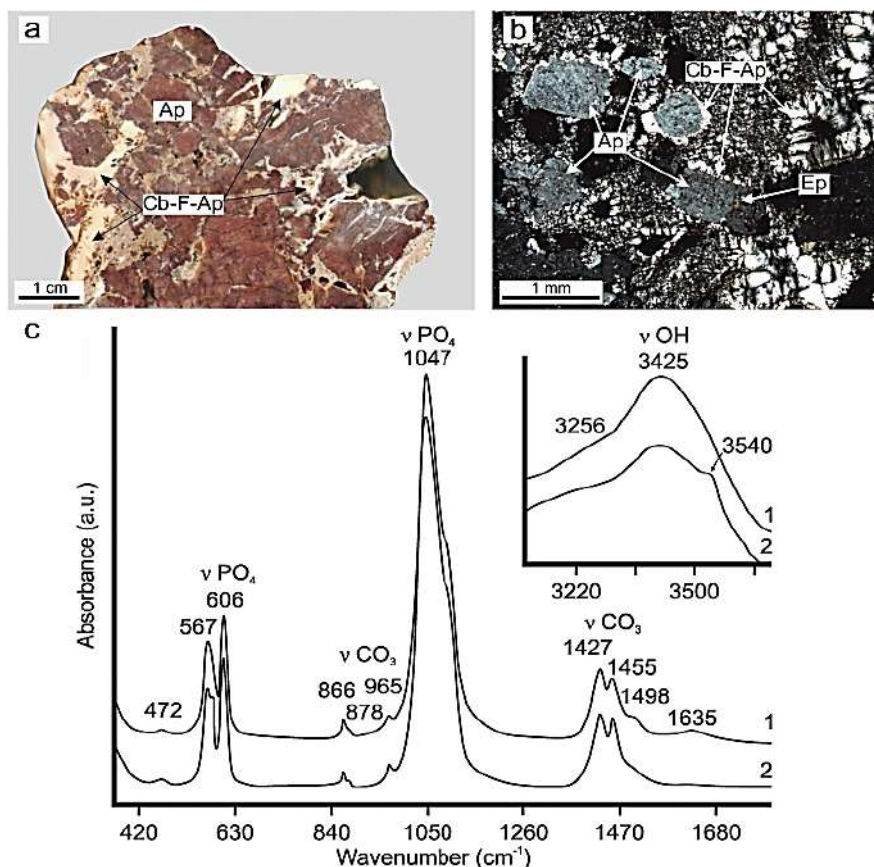


Рисунок 24. Фотография образца карбонат-фторапатита (а) и изображение в проходящем свете в скрещенных николях (b) карбонат-фторапатита (Cb-F-Ap) из коры выветривания апатитового месторождения Бирикээн. Инфракрасные спектры (с) исходного карбонат-фторапатитового образца № БИР № 17–1 (1) и образца обработки в таблетке KBr при 400 °C (2); ИК-спектры показаны со смещением по вертикали для большей наглядности.

Инфракрасные спектры минерала карбонат-фторапатита в области 400–1800 cm^{-1} представлены на рис. 24с. Пики спектров в областях примерно 472, 567, 606, 965, 1047 cm^{-1} относятся к фосфат-анионам. Также наблюдается ряд инфракрасных пиков в областях примерно 1427, 1455, 1498 и ~866–878 cm^{-1} . Первые три из этих инфракрасных пиков относятся к валентным модам $\nu_3 \text{CO}_3^{2-}$, а последние — к $\nu_2 \text{CO}_3^{2-}$. Тридентатное (или бидентатное) расщепление моды $\nu_3 \text{CO}_3^{2-}$ наблюдается во всех карбонатсодержащих апатитах. По Elliott (1994), инфракрасные пики 1455, 1425 и 866 cm^{-1} характерны для карбонат-фторапатита и отличают его от других карбонатов апатита. Широкая инфракрасная полоса низкой интенсивности с центром около 1640 cm^{-1} относится к моде изгиба воды и исчезает после термообработки таблетки образца при 400 °C (рис. 24с, кривая 2). Режим растяжения

адсорбированной воды при $\sim 3430 \text{ см}^{-1}$ после термообработки ослабевает и расщепляется (рис. 24с, вставка). Полоса 3520 см^{-1} имеет вид плеча (рис. 24с, вставка, кривая 2). Эта полоса, а также полосы (пики) при 1427, 1455, 866 см^{-1} подобны для карбонат-фторapatита Elliott (1994), а ИК-спектр исследованного образца (рис. 24с) соответствует спектру карбонат-фторapatита.

3.3. Скаполит-клинопироксеновые породы

Силикатные породы были нами установлены в пределах карбонатитовых рудных полей Муосталааха и Бирикеев (рис. 25). Они содержат 46–49 мас.% SiO_2 , до 10 мас.% MgO и до 6 мас.% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Породы можно отнести к щелочным и субщелочным габбро и монцогаббро, как отмечали ранее авторы Энтин и др. (1991) и Зайцев и др. (1992).

Основными минералами пород являются скаполит, клинопироксен и плагиоклаз в различных соотношениях, суммарное содержание которых составляет около 80 об.%. Апатит, занимающий до 10 об.%, является типичным акцессорным минералом. Скаполит-клинопироксеновые породы также содержат различные количества альбита, амфибола, эпидота, калиевого полевого шпата, титанита, ильменита, торита, циркона, барита, кальцита, хлорита и кварца (рис. 25). Породы средне- и крупнозернистые, с массивной текстурой, характеризуются высокой степенью измененности и деформации.

Для *клинопироксена* характерно образование крупных и трещиноватых зерен (рис. 25а,б,е), часто содержащих включения эпидота и скаполита. Плагиоклаз (андезин) почти полностью замещен скаполитом; зерна по размеру близки к клинопироксену (до максимального размера около 1–3 мм). Клинопироксен из силикатных щелочных пород имеет преимущественно диопсид-геденбергитовый состав (табл. 2.1 в Приложении 2, рис. 26). Клинопироксен из щелочных пород Бирикээнского месторождения характеризуется большей долей диопсидного компонента (рис. 26). Этот клинопироксен также содержит небольшое количество Fe-чермакитового и иногда Ti-чермакитового компонента (табл. 2.1).

Апатит находится в сростании с клинопироксеном и плагиоклазом и образует относительно крупные трещиноватые кристаллы размером несколько мм, содержащие мелкие чешуйки гематита. Характерной особенностью кристаллов апатита является наличие множества включений таких минералов, как эпидот, кальцит, кварц, хлорит, скаполит, калиевый полевой шпат, изредка барит и торит (рис. 25h). Кроме того, в зернах апатита часто наблюдаются прожилки, обычно заполненные эпидотом, кальцитом, кварцем и калиевым полевым шпатом (рис. 25h). Другой характерной особенностью кристаллов апатита является наличие каймы алланита-(Ce).

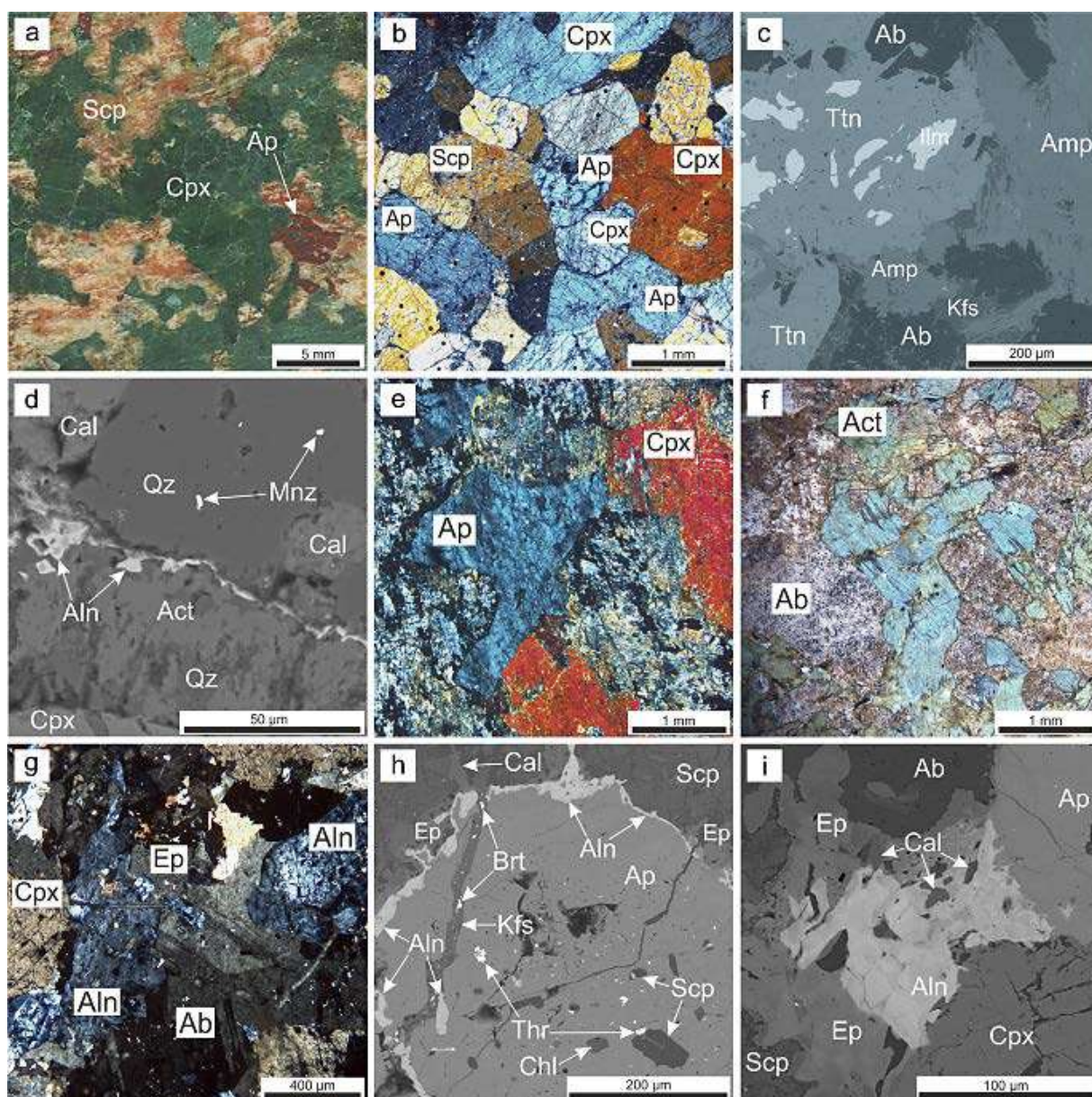


Рисунок 25. Фото образца (а), шлифов в параллельных (f) и скрещенных николях (b, e, g), и BSE-изображения (c, d, h, i) клинопироксен-скаполитовых пород Муосталааха и Бирикеена: (a, b) – скаполит (Scp)-клинопироксеновая (Cpx) порода с кристаллами апатита в пределах проявления Муосталаах; (c) – включения ильменита (Ilm) в титаните (Ttn) в ассоциации с амфиболом (Amp), альбитом (Ab) и калиевым полевым шпатом (Kfs) (Муосталаах); (d) – РЗЭ минерализация прожилков алланита-(Ce) (Aln) и монацита-(Ce) в кварц-кальцит-актинолитовом (Акт) агрегате гидротермально измененных силикатных пород (Бирикээн); (e) – крупные деформированные зерна клинопироксена и апатита в срастании с сильно измененным скаполитом (Муосталаах); (f) – актинолит, частично замещенный хлоритом, в ассоциации со вторичным альбитом (Муосталаах); (g) - эпидот и алланит-(Ce) в ассоциации с альбитом и клинопироксеном (Муосталаах); (h) - кристалл апатита, окруженный алланитом-(Ce) с включениями торта, скаполита, хлорита, калиевого полевого шпата и барита в ассоциации со скаполитом, кальцитом и эпидотом (Муосталаах); i – алланит-(Ce) и эпидот в ассоциации с клинопироксеном, скаполитом, апатитом и кальцитом (Муосталаах).

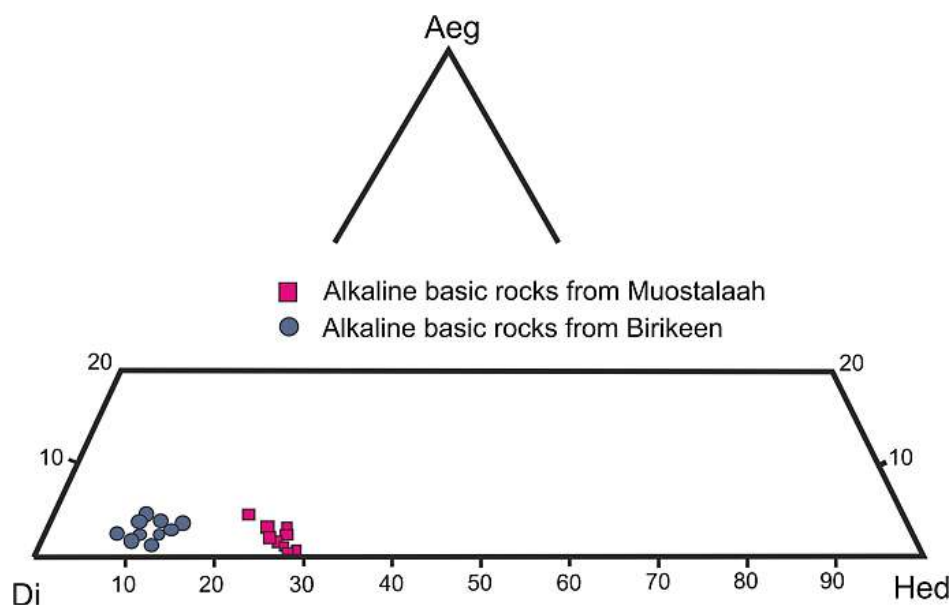


Рисунок 26. Состав клинопироксена из силикатных пород Муосталааха и Бирикеена в тройной системе диопсид (Di)-геденбергит (Hed)-эгерин (Aeg). Компоненты конечных членов (нормализованные до 100%) рассчитывались по методу Lindsley (1991).

Алланит-(Ce) также образует микропрожилки в кварц-кальцит-актинолитовых агрегатах гидротермально измененных силикатных щелочных пород (рис. 25d). Для апатита из силикатных пород характерно присутствие редкоземельных элементов, таких как Ce, La и Nd до 2.3 мас.% REE₂O₃; в редких случаях отмечается присутствие SrO до 0.5 мас.% (табл. 2.2). Обычно в минерале присутствует также примесь SiO₂ (0.5–1.5 мас.%), реже SO₃ – до 1.2 мас.% (табл. 2.2 в Приложении 2).

Амфибол обычно замещается хлоритом (рис. 25f), в ряде случаев образует прожилки с кварцем, кальцитом и хлоритом (рис. 25d). Амфибол – актинолит (табл. 2.3 в Приложении 2). Роговая обманка встречается в меньших количествах. *Альбит* и *калиевый полевой шпат* обычно сильно изменены и встречаются в виде сростаний с породообразующими минералами (рис. 25с). *Титанит* образует относительно мелкие зерна, в ряде случаев содержащие включения ильменита. Состав альбита – Ab_{96.6}An_{3.4}. В некоторых образцах в минерале присутствует калий. Для этих образцов средняя формула соответствует Ab_{91.4}An₈Or_{0.6}. Калишпат близок к составу ортоклаза со средней формулой Or_{96.98}Ab_{2.76}An_{0.26}.

Эпидот образует неправильные зерна в промежутках между породообразующими минералами (рис. 25g-i). По химическому составу эпидот можно разделить на два вида. Первый вид не содержит примесей легких редкоземельных элементов. Значительная доля компонента алланита-(Ce) характерна для второго вида (табл. 2.2 в Приложении 2). В состав этого вида эпидота входят Ce, La, Nd до 24.3 мас.% REE₂O₃ (табл. 2.2). Кроме того, в эпидоте с алланитовым компонентом обнаружена примесь MnO до 3.5 мас.%.

Раздел 4. Хронология формирования карбонатитовых комплексов

4.1. Карбонатиты Селигдара

Как отмечено ранее, предшествующие геохронологические данные для пород Селигдарского месторождения показывают широкие вариации между 2060 и 1400 млн. л. (Тугаринов и др., 1976; Энтин, Тянь, 1984; Зайцев и др., 1992). Флогопит (К-Аг датировка) из мономинеральной краевой зоны имеет возраст 2060 млн. лет (Энтин, Тянь, 1984). U-Pb датирование апатита из апатит-карбонатных руд дало возраст 1855 ± 15 млн. л. (Тугаринов и др., 1976). Проведены современные геохронологические исследования магнезиокарбонатитов Селигдара с использованием метода U-Pb SIMS SHRIMP-II по кристаллам циркона из апатит-карбонатных руд (образец Slg-1) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита из мономинеральной зоны флогопититов (образец Sld-69).

Циркон — акцессорный минерал карбонатитов, образующий редкие кристаллы, размером до 0.5 мм, в апатит-доломитовой матрице; кристаллы циркона сочетают бипирамидальный и короткопризматический габитус (рис. 27а,с). Зерна имеют двух- или трехфазную структуру. Некоторые из них демонстрируют четкие метамиктные участки с микротрещинами на катодолюминесцентных (КЛ) изображениях (рис. 27b). В этих областях значения Th/U варьируют от 1 до 1.2, а анализы противоречивы (табл. 3.1 в Приложении 3). Некоторые цирконы на КЛ-изображении имеют темные ядра с нечеткой осцилляторной зональностью (рис. 27b). Здесь значения Th/U варьируют от 0.7 до 1.0 (табл. 3.1). Полученные четыре значения конкордантны и дают возраст 1880 ± 13 млн. л. (рис. 27d, табл. 3.1), отражающий время кристаллизации магнезиокарбонатитов Селигдара.

Возрастной спектр $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита мономинеральной краевой зоны Селигдарской карбонатитовой интрузии (рис. 14) состоит из 8 ступеней; температура повышалась от 500 до 1130 °С и спектр приобретал ступенчатую форму: возраст увеличивается от 250 млн. л. при низких температурах до 1.8 млрд. л. при высоких температурах (рис. 28, табл. 3.2). На ступенях № 6, 7 и 8 можно выделить возрастное плато 1761 ± 16 млн. л. (Fleck et al., 1977), но, учитывая длительную историю формирования карбонатитов Селигдара, с эпизодами метаморфизма и возможными потерями аргона, можно предположить, что последняя ступень является ближе к реальному возрасту формирования флогопитовой оторочки интрузии. Кроме того, изотопная система Ar-Ar во флогопите менее стабильна, чем система U-Pb в цирконе — 350° и 800°C, соответственно. Таким образом, данные Ar/Ar косвенно подтверждают полученные U-Pb возрасты цирконов карбонатитов Селигдарского апатитового месторождения.

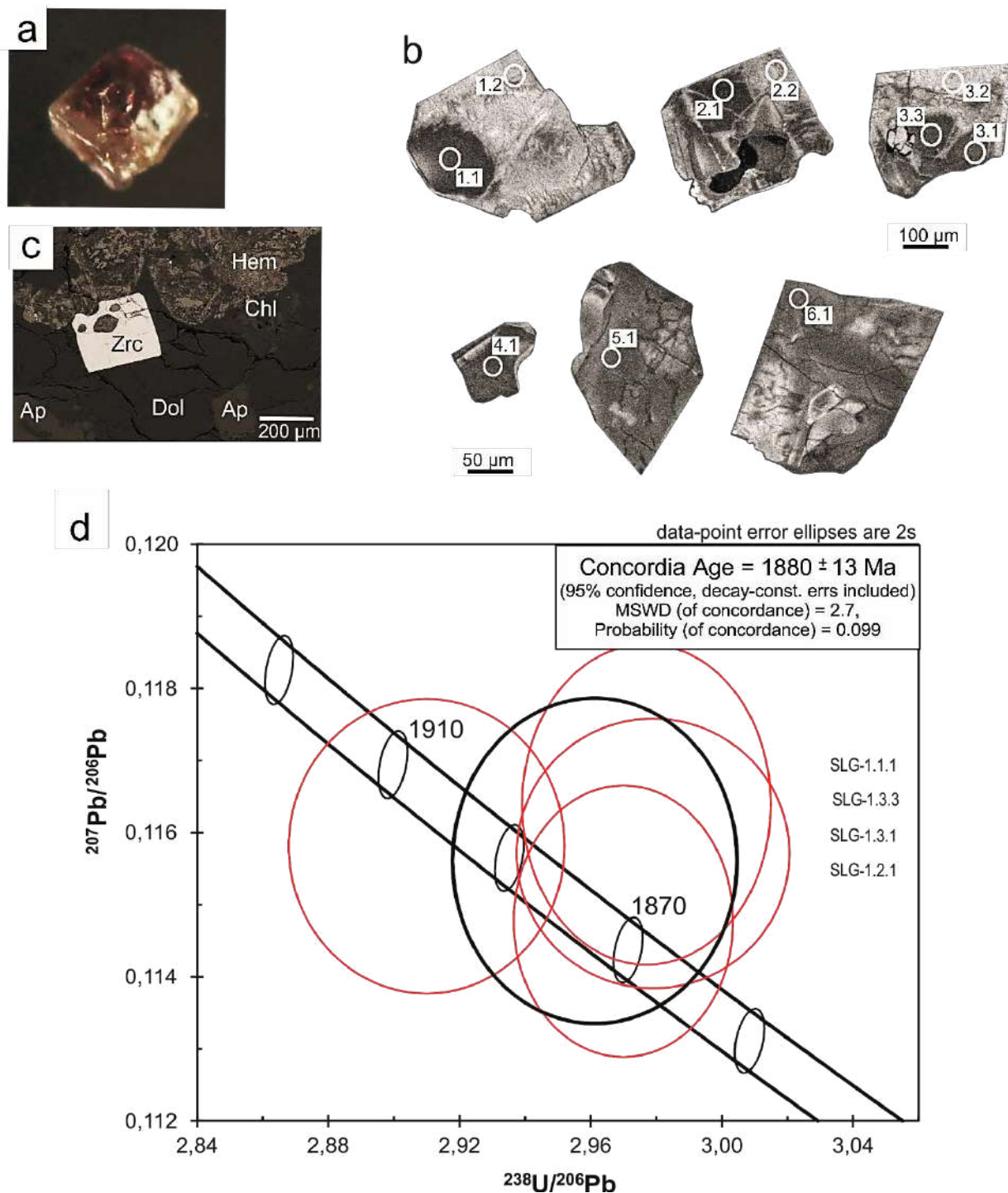


Рисунок 27. Данные U-Pb (SIMS SHRIMP-II) датирования цирконов Селигдарских магнезиокарбонатитов. (a) – Фотография циркона; (b) – фотографии катодолюминисцентной съемки исследуемых цирконов; (c) – BSE-изображение циркона в апатит-доломитовой руде; и (d) – U-Pb-диаграмма с результатами датирования кристаллов циркона из апатит-карбонатных пород Селигдара.



Рисунок 28. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр флогопита из образца мономинеральной (флогопититовой) краевой зоны Селигдарской карбонатитовой интрузии.

1.2. Карбонатиты Усть-Чульмана и Муосталааха

Циркон в карбонатитах апатитовых проявлений Усть-Чульман и Муосталаах схож по структуре и морфологии с цирконом из карбонатитов Селигдара (рис. 29, рис. 30). Минерал образует редкие кристаллы и округлые вытянутые зерна, размером до 200-300 мкм. Циркон кристаллизуется в доломитовой матрице карбонатитов, либо в сростании с апатитом (рис. 30). Кристаллы циркона сочетают в себе бипирамидальные и короткопризматические габитусы и, как правило, содержат трехфазную внутреннюю структуру (рис. 29a–d, рис. 30b,c). В некоторых зернах на КЛ-изображениях наблюдаются нелюминесцентные метамиктные участки с микротрещинами. Для остальных зерен циркона характерна четкая первичная («колебательная») осцилляторная зональность (рис. 29, рис. 30).

U-Pb анализ кристаллов циркона из Усть-Чульманских магнезиокарбонатитов (обр. № 1–17) дает возраст 1878 ± 17 млн. л. (конкордантный, $n = 6$) (рис. 29, табл. 3.3 Приложение 3). Полученные данные укладываются в широкий интервал 1940–1870 млн л. предыдущей Pb-Pb геохронологической датировки по объекту и определяют надежный возраст внедрения Усть-Чульманских магнезиокарбонатитов, который совпадает с полученным нами данными для карбонатитов Селигдара. Скорее всего, вторичный метаморфизм и гидротермальные изменения апатита привели к более молодому Pb-Pb возрасту апатита, который составляет ~ 1760 млн л., согласно данным Энтин и др. (1991).

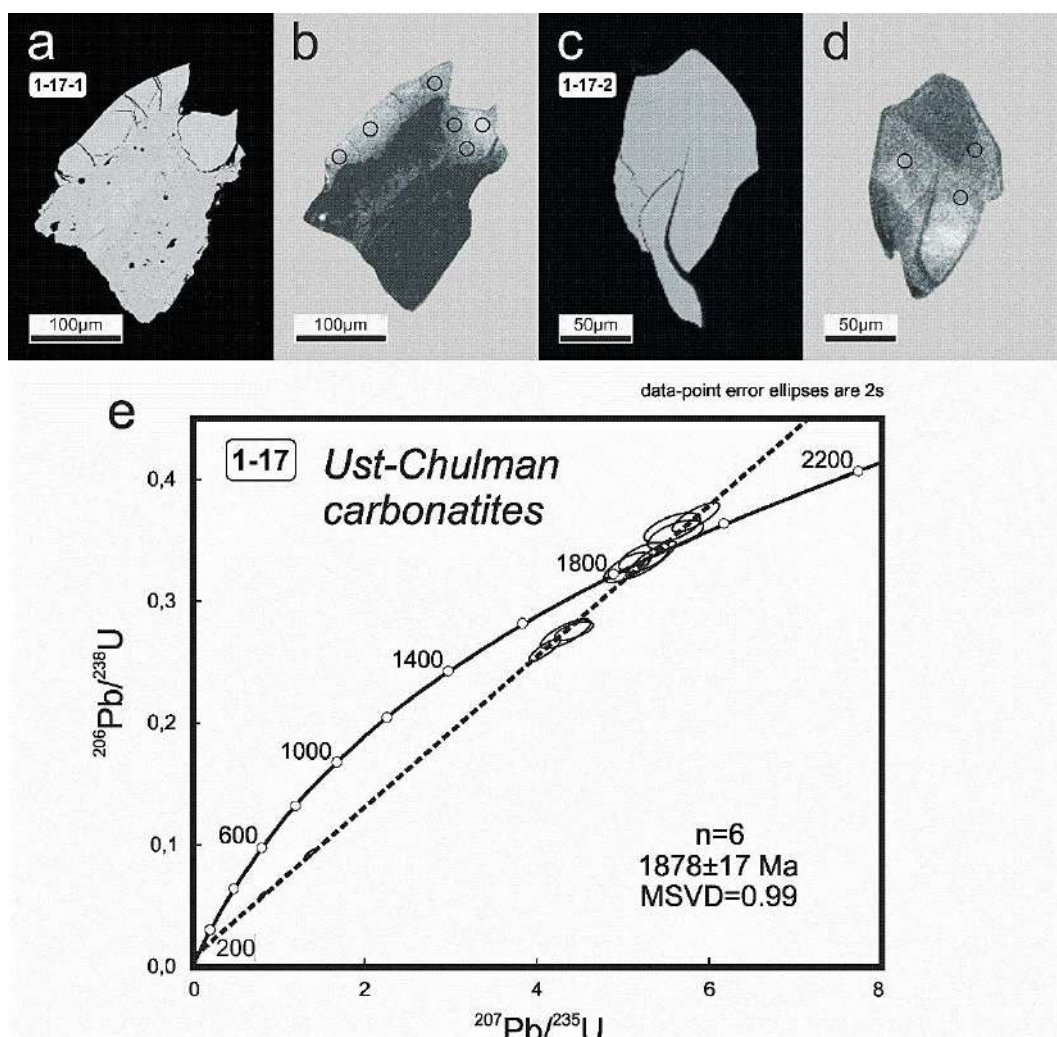


Рисунок 29. Результаты U-Pb (SIMS SHRIMP-II) датирования цирконов карбонатитов Усть-Чульмана. (а, с) – BSE-изображения и (b, d) – КЛ-изображения кристаллов циркона с участками датирования. (е) Результаты датирования, диаграмма U-Pb.

U-Pb геохронологический анализ магнезиокарбонатитов Муосталааха выполнен по кристаллу циркона в сростке с зернами апатита (обр. № 14–156, рис. 30a,b), а также в кристаллах циркона в доломитовой матрице (обр. МУ-2-17-1, рис. 30c). Кристалл циркона в апатите дал возраст 1871 ± 20 млн. л. (конкордантный, $n = 4$) (рис. 30d, табл. 3.3). Этот циркон имеет темное ядро с нечеткой зональностью роста, содержит метамиктные участки и микротрещины на КЛ-изображении (рис. 30b). Кристаллы циркона из доломитовой матрицы карбонатитов Муосталааха имеют четкую первичную осцилляторную зональность; их возраст составляет 1906 ± 6 млн. л. (конкордантный, $n = 9$) (рис. 30e, табл. 3.3). Последняя датировка является более достоверной, учитывая сравнительно «свежий» внешний вид образцов циркона; и это первое надежное определение возраста магнезиокарбонатитов Муосталааха.

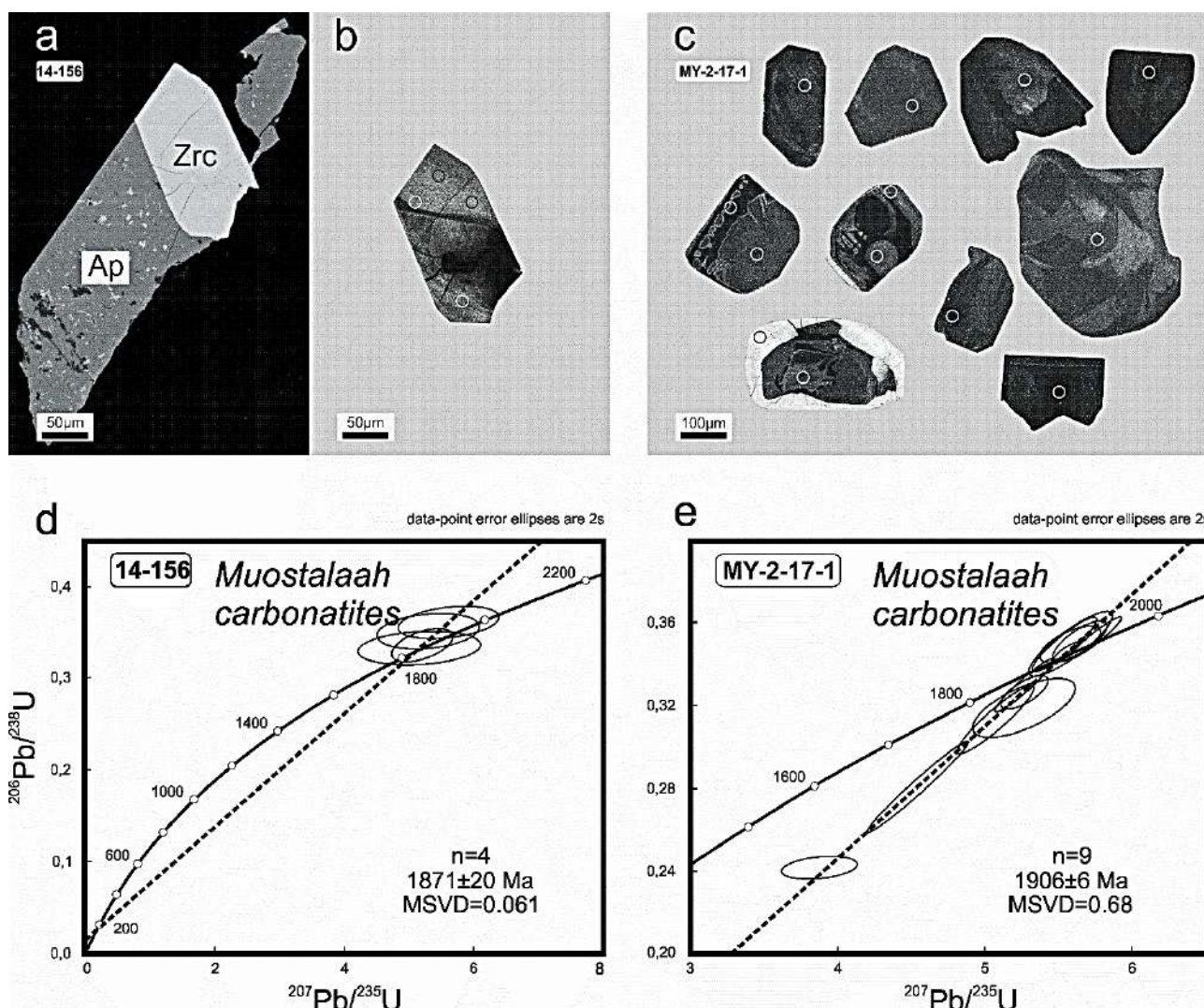


Рисунок 30. Результаты U-Pb (SIMS SHRIMP-II) датирования цирконов карбонатитов Муосталаах. (a) – BSE-изображение сростка циркона с апатитом; (b, c) – КЛ-изображения зерен циркона с участками датирования. (d, e) – Результаты датирования, диаграмма U-Pb.

По результатам U-Pb датирования цирконов карбонатитов не были использованы сильно дискордантные нижние точки пересечения (83 ± 15 и 156 ± 81 млн л.) для расчета возраста кристаллизации пород (рис. 29, рис. 30); учитывались только конкордантные (и близкокконкордантные $<5\%$) данные (табл. 3.3 Приложение 3). В целом, SIMS-датирование позволяет точно датировать ненарушенные области в минеральной матрице. На основе этого, фиксируются следующие возраста формирования магнезиокарбонатитов Центрального Алдана (млн. л.): Селигдар – 1880 ± 13 , Усть-Чульман – 1878 ± 17 , Муосталаах – 1871 ± 20 и 1906 ± 6 . Некоторые дискордантные данные (отклонения) могли быть обусловлены наложенными на систему поздними процессами, например позднемезозойской тектоно-магматической активностью региона, включающей этап внедрения высококалиевых щелочных комплексов и связанных с ними золотое оруденение (Khomich et al., 2015).

4.3. Скаполит-клинопироксеновые породы Муосталааха

Впервые были проведены изотопно-геохронологические исследования скаполит-клинопироксеновых пород, ассоциирующих пространственно с магнезиокарбонатитами в пределах апатитового проявления Муосталаах (рис. 31). Датированные кристаллы циркона характеризуются бипирамидальным и призматическим габитусом; размеры зерен – до 300 мкм (рис. 31a). Кристаллы циркона имеют многофазную структуру с четкой первичной (осцилляторной) зональностью на КЛ-изображениях (рис. 31b). Анализ семи точек (участков) кристаллов циркона дает конкордантный возраст 1930 ± 7 млн. л. (рис. 31c, табл. 3.3 Приложение 3). Полученный возраст близок к интервалу внедрения магнезиокарбонатитов. Схожие щелочные породы на других проявлениях карбонатитовых комплексов могут иметь также близкие возраста, что в совокупности отделяет единый протерозойский этап 1.93 – 1.88 млрд. л. становления крупной апатитоносной Центрально-Алданской щелочной провинции на Сибирском кратоне.

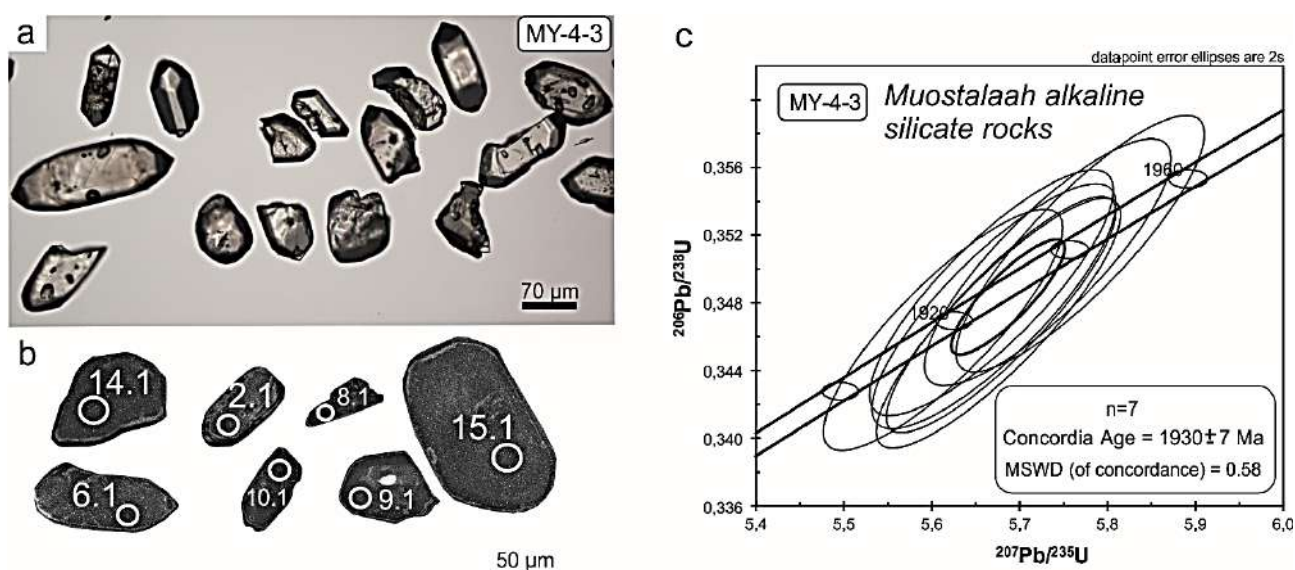


Рисунок 31. Результаты U-Pb (SIMS SHRIMP-II) датирования цирконов силикатных пород апатитопроявления Муосталаах. (a) – фотографии зерен циркона; (b) – КЛ-изображения зерен циркона с участками датирования. (c) – Результаты датирования, диаграмма U-Pb.

Раздел 5. Исследования расплавных и флюидных включений в карбонатитах

Исследования включений в апатит-карбонатных рудах Селигдарского месторождения описаны в работах Пузанова и Парцевского (1978), Василенко и др. (1982) и др. В публикациях приведены результаты термо-криометрических исследований флюидного режима формирования апатитовых руд на гидротермальном этапе. В диссертационной работе впервые приведены данные о составе и условиях генерации расплавных включений в минералах доломитовых карбонатитов, а также расширены данные по изучению флюидных включений различных типов и генераций с использованием современных методов термобарогеохимии.

По результатам оптических исследований в минералах карбонатитов Селигдарского массива установлены следующие типы включений:

1. Первичные расплавные включения в кристаллах фторапатита.
2. Флюидные включения различного состава и генераций: первичные и вторичные многофазные включения в кварце, и вторичные газовой-жидкие включения в минералах.

5.1. Расплавные включения

В призматических кристаллах фторапатита карбонатитов Селигдара обнаружены первичные расплавные включения, локализованные группами по несколько объектов в центральных участках минерала-хозяина (рис. 32a,b). Включения имеют округлую форму вакуоли или форму отрицательных кристаллов, размеры которых варьируют от 5 до 45 мкм (рис. 32a–d). Большинство включений вскрыто и преобразовано вторичными процессами. Вместе с тем, отдельные включения сохранили герметичность (рис. 32e). Практически весь объем вакуоли невскрытых расплавных включений заполнен микрокристаллическим агрегатом прозрачных анизотропных и непрозрачных рудных фаз, в редких случаях во включениях оптически наблюдается присутствие жидкой и газовой фаз (рис. 32e).

По данным рамановского анализа невскрытых расплавных включений установлено наличие дочерних фаз доломита и тенардита Na_2SO_4 ; во флюидной фазе присутствует CO_2 (рис. 32e). SEM EDS анализ вскрытых расплавных включений показывает наличие преобладающих по объему дочерних фаз доломитового состава (80-85 %), присутствие кристаллов силикатов, близких по составу к флогопиту, а также сульфатов Ca и Na (ангидрита? и тенардита) и зерен Ti-магнетита (рис. 32g). Как отмечено ранее, флюидная фаза визуальнo диагностируется не во всех расплавных включениях и отчетливо наблюдается ее оптическое появление при нагреве включений. Термометрические эксперименты по

расплавным включениям составили порядка 30-40 замеров. Для экспериментов по нагреву использовались расплавные включения небольшого размера (5–15 мкм). Результаты экспериментов показали, что плавление дочерних фаз начинается при температуре выше 350 °С, при этой температуре наблюдается оптическое появление газовой фазы включений, которая в последствие визуально исчезает при температуре выше 400 °С, а при температуре выше 500 °С она оптически не наблюдалась. При нагреве включений до температур 800 °С происходило плавление дочерних фаз, а в интервале 830-850 °С в большинстве случаев (порядка 32 замеров) плавилось примерно 80–95 % объема кристаллических фаз вакуоли включения. Частичная гомогенизация расплавных включений, по всей вероятности, связана с присутствием ксеногенных фаз титаномагнетита в их составе. Минеральные включения титаномагнетита содержатся в кристаллах фторапатита. Данные SEM EDS анализа (включения были вскрыты в керосине) показали состав включений (мас.%): CaO – 29.48-30.14, MgO – 21.57-22.42, MnO – 0.23-0.37, FeO – 11.6-25.82, SrO – до 1.2, K₂O+Na₂O – 1.45-3.51.

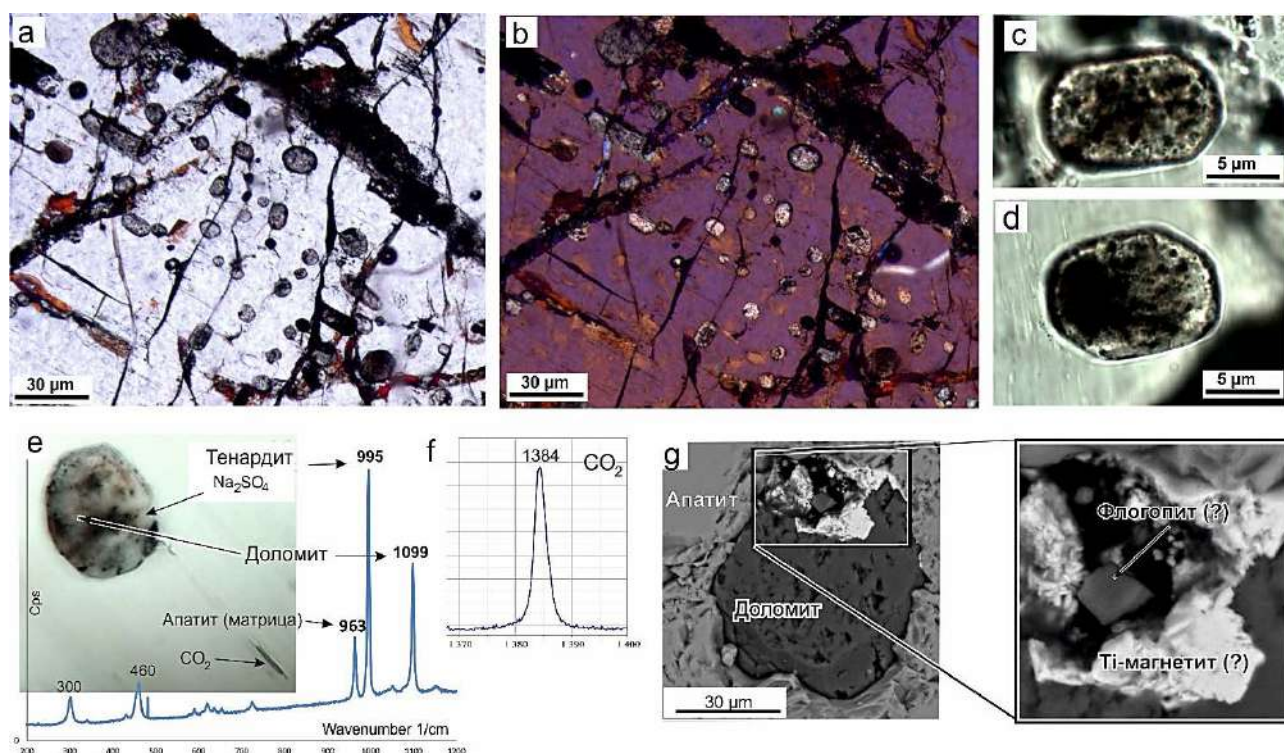


Рисунок 32. Расплавные включения карбонатитов Селигдара: (а, b) – петрографические фото (а – николи //, b – николи +) локализации первичных расплавных включений в кристаллах фторапатита; (с, d) – фотографии отдельных расплавных включений во фторапатите; (е) – результаты диагностики кристаллических фаз включения методом КР-спектроскопии, (f) – состав газовой фазы включения (е); (g) – результаты диагностики состава кристаллических фаз во вскрытых расплавных включениях методом SEM EDS.

Также были проведены оценки химического состава и металлоносности расплава карбонатитов методом LA-ICP-MS анализа отдельных включений во фторапатите. Исследованные включения имели представительные размеры 30–40 мкм. Поскольку доломит является преобладающей дочерней фазой, и содержание CaO, определенное SEM EDS анализом, находится в диапазоне 13.3–13.5 мас.%, мы использовали его в качестве внутреннего стандарта для расчета концентраций других элементов в расплавных включениях. Результаты LA-ICP-MS показывают, что расплавные включения из апатит-доломитовых руд Селигдарского месторождения содержат (г/т): La — 513–712, Ce — 1244–1788, Nd — 1105–1592, Th — 576–722, Sr – 6485–9852 (табл. 4.1, Приложение 4).

На рисунке 33 приведены мультиэлементные спектры для магнезиокарбонатитов (табл. 4.2, Приложение 4) и расплавных включений (табл. 4.1, Приложение 4). Конфигурация спектров пород и включений близка, есть вариации по содержанию Ba, Sr, Th, U и LREE. В целом, расплавы магнезиокарбонатитов обогащены легкими РЗЭ и имеют минимумы по Nb, Zr и Hf относительно соседних элементов, что характеризует особенности источника карбонатитов (**1**) генетического тип (см. постановку научной проблемы во «Введении»).

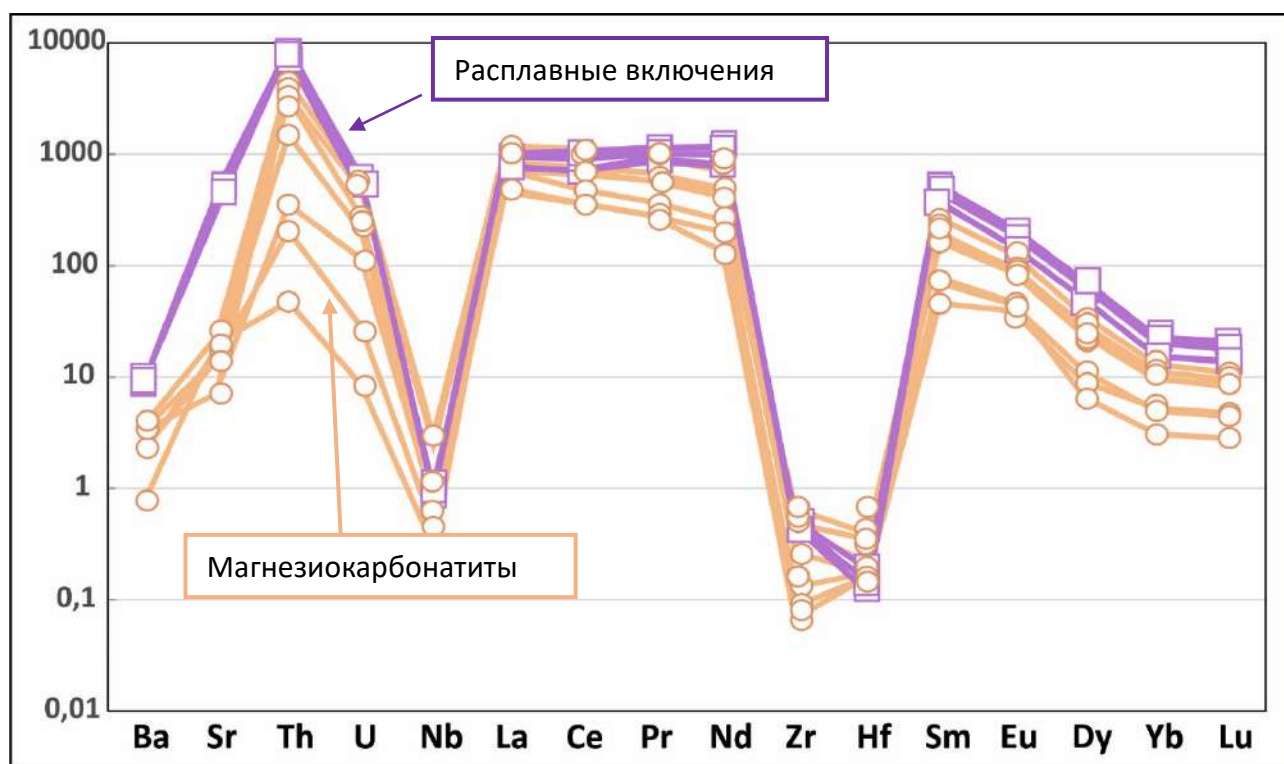


Рисунок 33. Мультиэлементные спектры магнезиокарбонатитов Селигдара и расплавных включений (LA-ICP-MS анализ) (нормировка на PM по Sun, McDonough (1989)).

5.2. Флюидные включения

В жильном кварце из зон с редкоземельной и сульфатной минерализацией установлены первичные и вторичные многофазные включения (рис. 34). Первичные флюидные включения локализованы группами в центральных участках зерен и прожилков кварца; имеют округлую прямоугольную или неправильную форму вакуоли; размеры включений – 10-15 мкм (рис. 34а). В составе включений отчетливо диагностируется жидкая углекислота (5-15 об.%), 1-3 кристаллические кубические фазы изотропного галита и/или сильвина (15-35 об.%) и водно-солевой раствор (рис. 34а). Температура гомогенизации (48 измерений) включений в кварце соответствует диапазону от 415 до 465 °С, а температура плавления (Тпл) кристаллов галита/сильвина составила 300-380 °С, что соответствует концентрациям 38–42 мас.% NaCl-экв. (или порядка 55-60 KCl-экв.) (Реддер, 1987).

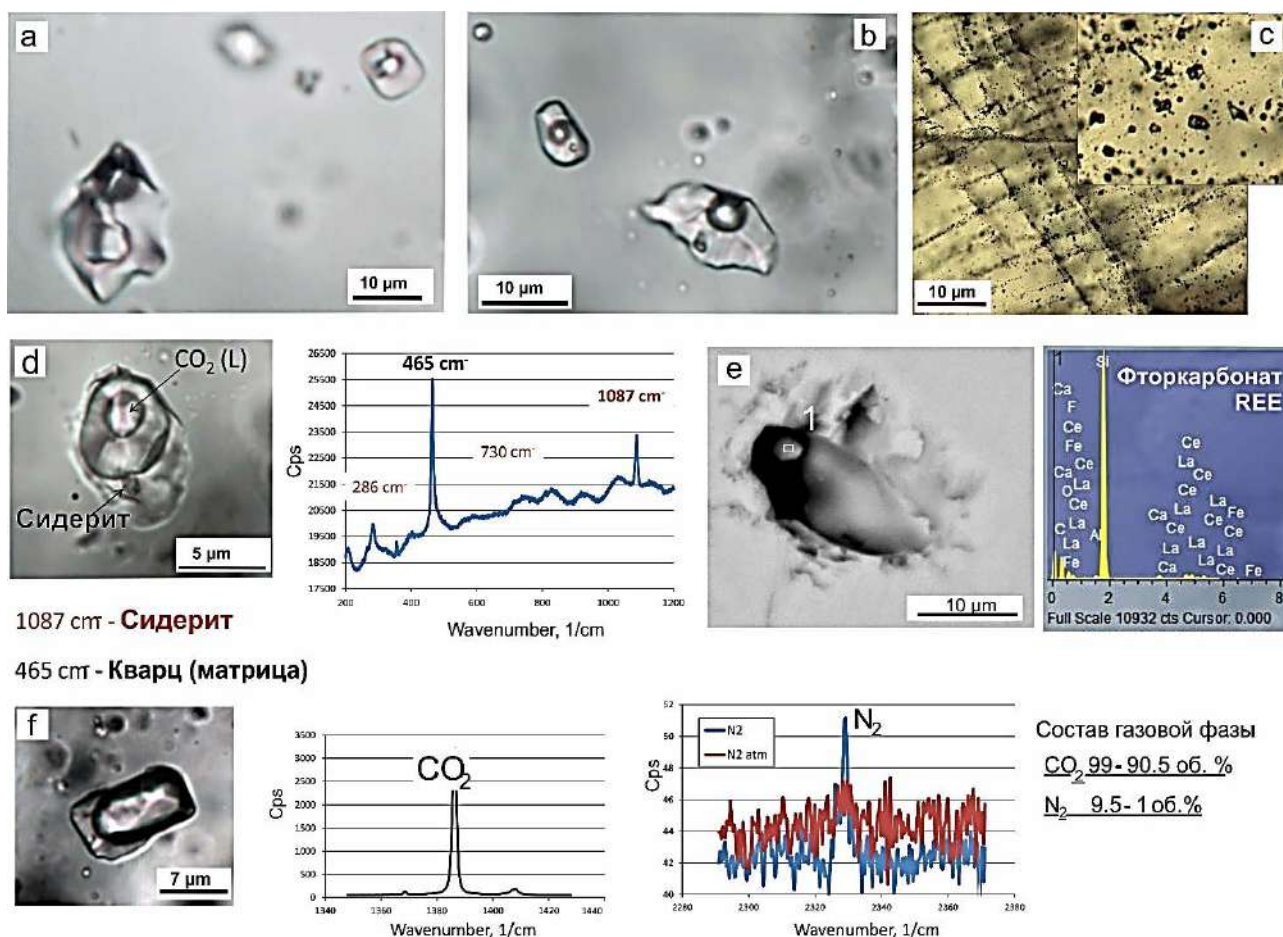


Рисунок 34. Флюидные включения в минералах карбонатитов Селигдара: первичные (а) и вторичные (б) многофазные включения в кварце; вторичные газово-жидкие включения в доломите (с). Результаты КР-спектроскопии диагностики кристаллической фазы сидерита (д) и SEM EDS диагностики кристаллической фазы фторкарбоната REE во вскрытом включении (е) вторичных многофазных включений в кварце; результаты рамановской спектроскопии анализа состава газовой фазы вторичных газово-жидких флюидных включений в кварце (ф).

Вторичные флюидные включения в кварце, размером обычно 5-10 мкм, имеют удлинённую округлую или неправильную форму вакуоли и локализованы по трещинам (рис. 34b,c). Включения содержат фазу жидкой углекислоты (5-15 до 30-40 об.%), водно-солевой раствор и редкие 1-2 анизотропные микрокристаллические фазы (рис. 34b,c). Результаты исследования состава кристаллических фаз таких флюидных включений показали наличие карбонатов – сидерита и фторкарбоната REE, иногда сульфатов Ca (ангидрит?) (рис. 34d,e). Температуры частичной гомогенизации вторичных многофазных флюидных включений в кварце (температуры растворения газового пузырька) составляют диапазон 250-385 °C; кристаллические фазы таких включений являются ксеногенными.

Вторичные газowo-жидкие включения в минералах карбонатитов имеют множество генераций и присутствуют в апатите, доломите и кварце магнезиокарбонатитов Селигдара (рис. 34c). Включения локализованы вдоль трещин; размеры редко превышают 5-7 мкм. Флюидные включения различаются вариацией соотношений фазового состава. Согласно рамановской спектроскопии состав газовой фазы включений представлен $\text{CO}_2 \pm \text{N}_2$ (N_2 – до 9.5 об. %) (рис. 34f). Вторичные газowo-жидкие флюидные включения в кварце гомогенизировались при температурах от 100 до 350 °C.

Раздел 6. Интерпретация и обсуждение полученных данных

6.1. Петрогенезис магнезиокарбонатитов

Результаты проведенных исследований показывают особенности петрогенезиса РЗЭ-апатитоносных магнезиокарбонатитов Центрально-Алданского региона. Эти карбонатиты имеют определенные петрологические характеристики формирования, а также длительную историю преобразования в виде развития интенсивных гидротермально-метасоматических процессов и последующего метаморфизма первичных карбонатитов, что отражено в минеральном составе и условиях образования минеральных паргенезисов.

Согласно проведенным геохронологическим исследованиям в пределах Центрально-Алданского региона установлен палеопротерозойский этап ~ 1.90–1.87 млрд. л формирования магнезиокарбонатитов Селигдарского типа.

Первичные минералы карбонатитов представлены, в основном, фторапатитом, титаномagnetитом и доломитом. Минеральный состав фторапатита, как было отмечено ранее, типичен для карбонатитов (Hogarth, 1989; Chakhmouradian et al., 2017). Высокие концентрации легких РЗЭ, SrO и SO₃ в апатите указывают на высокое содержание этих элементов в исходном карбонатитовом расплаве, что также отражено в составе расплавных включений. Исследования расплавных включений показывают, что карбонатиты Селигдара были образованы из богатого фосфором, железом и щелочами (Na, K) карбонатного расплава магнезиокарбонатитового состава, содержащего в небольших количествах алюмосиликатную составляющую. Температуры гомогенизации расплавных включений в апатите показывают минимальные оценки кристаллизации первичных минералов карбонатитов, поэтому истинные температуры образования щелочно-карбонатитового расплава выше 850 °C. Экспериментальные исследования подтверждают, что первичные доломитовые расплавы содержат различное количество щелочей (от 0.2 до 7 мас.%) и кремнезема (от 1 до 11 мас.%) (Otto and Wyllie, 1993; Dalton and Wood, 1993; Sweeney, 1994; Klemme et al., 1995; Sweeney et al., 1995; Dalton and Presnall, 1998; Lee and Wyllie, 1998; Foley et al., 2009). Концентрация кремнезема и щелочей, а также соотношение K/Na зависят, к примеру, от наличия и количества амфибола и/или флогопита в источнике (Sweeney et al., 1995, Dalton and Wood, 1993, Klemme et al., 1995). С одной стороны, содержание щелочей в первичных доломитовых карбонатитах Селигдара колеблется до первых мас.%, а концентрация кремнезема варьирует от первых до 10 мас.%. Щелочные полевые шпаты, клинопироксен и флогопит являются основными минералами-концентраторами щелочей и кремнезема в первичных карбонатитах Центрального Алдана. Кроме того, наряду с минеральным составом пород и данными по

составу расплавных включений, дополнительным свидетельством о повышенных концентрациях щелочей в расплаве служит мощная зона фенитизации, включающая флогопитовую зону в пределах интрузии карбонатитов Селигдара.

Кристаллы магнетита (с примесью TiO_2) карбонатитов Алдана содержат продукты распада твердого раствора в виде ильменита, что является прямым свидетельством магматического происхождения кристаллов магнетита (Lindsley, 1991). В результате гидротермально-метасоматической деятельности магнетит почти полностью замещается гематитом, а ильменит - рутилом. В магнетите также присутствуют продукты распада твердого раствора в виде Zn-содержащей ульвошпинели. Содержание ZnO в шпинели может быть обусловлено вторичными метасоматическими процессами (Johan and Ohnenstetter, 2010), о чем свидетельствует хлоритизация включений шпинелидов. Наличие минеральных фаз ульвошпинели, образовавшихся в результате высокотемпературного распада твердого раствора, было зафиксировано, к примеру, в пределах Ковдорского карбонатитового комплекса (Wall and Zaitsev, 2004). На позднемагматической стадии также образуются акцессорные минералы – циркон, торит, титанит и бадделеит, которые свидетельствуют о повышенном содержании Zr, Th и Ti в карбонатитовом расплаве.

Расплав для карбонатитов Центрального Алдана был в значительной степени обогащен SO_3 . Активность и присутствие этого компонента можно наблюдать от ранних до поздних стадий эволюции рудно-магматической системы, о чем свидетельствует обогащение SO_3 ранних апатитов и в позднего монацита-(Ce) (Mnz-2), а также наличие сульфатов в расплавных и флюидных включениях и в минеральных ассоциациях карбонатитов. Изменение окислительно-восстановительных условий также отражается в сульфат-сульфидном равновесии на гидротермальном этапе преобразования карбонатитов.

Изучение флюидных включений и химизм минералов (например, фторапатита) показали, что гидротермальные процессы ответственны за Ba-Sr-REE рудную минерализацию карбонатитов. Богатый щелочами, PЗЭ и солями (сульфаты, хлориды, карбонаты) доломитовый расплав эволюционировал в насыщенный (42–38 мас.%. NaCl-экв.) углекислотно-щелочно-хлоридный раствор при температурах выше 465–415 °C. Гидротермальные флюиды с высокой активностью катионно-анионных лигандов были ответственны за ремобилизацию PЗЭ и Th в апатите с образованием Th-содержащих монацита-(Ce) (Mnz-1), ксенотима-(Y) и торианита. Экспериментальные исследования, как отмечалось ранее, подтверждают, что фосфаты PЗЭ в карбонатитах кристаллизуются как продукт индуцированного флюидом перераспределения PЗЭ в апатите (Harlov et al., 2002; Harlov et al., 2005; Harlov and Förster, 2003; Williams-Jones et al., 2012; Tropper et al., 2013). Данные о растворимости Th ограничены, но эксперименты показывают, что жидкости,

ответственные за ремобилизацию Th, обычно богаты анионами Cl⁻, F⁻ и SO₄²⁻ (Altmaier et al., 2004; Netherington and Harlov, 2008). Таким образом, экспериментальные исследования подтверждают полученные нами данные по минералогии и флюидным включениям.

Эволюция флюидного режима формирования карбонатитов Алдана приводит к вариациям в составе хлоридных растворов. Эти флюиды (многофазные включения) ответственны за формирование сульфатов Ba, Sr и Ca, РЗЭ- фосфатов и карбонатов, а также сульфидов, сидерита и оксидов Fe. Изменения состава флюида также обуславливают разные генерации РЗЭ-минералов: монацит-(Ce) (Mnz-2) имеет сравнительно низкое содержание Th и отличные вариации La/Ce и La/Nd по сравнению с монацитом-(Ce) из апатита (Mnz-1). Гидротермальная минерализация доломитовых карбонатитов образует кварц-кальцитовые и сидеритовые микропрожилки и агрегаты с гематитом, монацитом-(Ce) (Mnz-2), баритом, ангидритом, барито-целестином, рутилом (Nb), ториянитом, анкилитом-(Ce), фторкарбонатами REE, а также редкую сульфидную минерализацию вкрапленных микрозерен и прожилков пирита, халькопирита, буланжерита, антимонита, борнита и др.

Метаморфическое преобразование гидротермально измененных карбонатитов обусловлено региональными событиями метаморфизма на период 1.83–1.73 млрд. л. на Центральном Алдане (Парфенов, Кузьмин, 2001; Березкин и др., 2015). Первичные минералы магнезиокарбонатитов были замещены минералами групп эпидота, хлорита, талька, амфибола, мусковита и турмалина. Минералы кристаллизуют микрозернистые агрегаты, прожилки, вкрапления и пятна в карбонатитах, образуя на отдельных участках полностью метаморфизованные породы. Такой же метаморфический минеральный парагенезис присутствует и во вмещающих породах. Метаморфизм, как и гидротермально-метасоматические процессы, оказали существенное влияние на состав и геохимию карбонатитов Алдана (Doroshkevich et al., 2018).

Гипергенная зона на поверхности магнезиокарбонатитовых тел включает оксиды и гидроксиды Fe и Mn, такие как гематит, гетит и др. Зона гипергенеза Бирикенского месторождения представлена также корой выветривания апатит-доломитовых карбонатитов, и содержит рудоносный карбонат-фторапатит.

Полученные петрогенетические данные позволяют сформулировать **первое защищаемое положение:** 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 РЗЭ щелочно-карбонатного (магнезиокарбонатитового) расплава, а связанная с ними редкоземельная минерализация сформировалась на гидротермальном этапе при участии щелочно-хлоридных флюидов.

6.2. Происхождение карбонатитов, геохронология и геодинамика

Современные изотопно-геохимические (Sr, Nd) исследования магнезиокарбонатитов Селигдара показывают, что в доломитовых карбонатитах преобладает изотопно обогащенный мантийный источник, обогащение которого относительно деплетированной мантии происходило на рубеже ~ 2.7 – 2.5 млрд. л. назад (Doroshkevich et al., 2018) (рис. 35). Аналогичный аномально изотопно обогащенный мантийный источник был предложен для пород Йоко-Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габброноритового комплекса, сформированного ~ 720 млн. л. назад (Северное Прибайкалье) (Ariskin et al., 2015). По данным Doroshkevich et al. (2018), тренд эволюции ϵ_{Nd} Селигдарских магнезиокарбонатитов согласуется с таковым для интрузии расслоенных габброидов Чинейского массива ~ 1870 млн. л. в западной части Алдано-Станового щита (данные Гонгальского и др., 2008), неоархейскими лампроитами Хани на юге Алдано-Станового щита (Владыкин и др., 2005) и позднемезозойскими высококалийевыми массивами Центрально-Алданского региона (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994). Кроме того, геохимические характеристики магнезиокарбонатитов указывают на то, что коровая контаминация и/или смешение изотопно различных компонентов играли незначительную роль в формировании исходных щелочно-карбонатных магм магнезиокарбонатитов Селигдара (Doroshkevich et al., 2018).

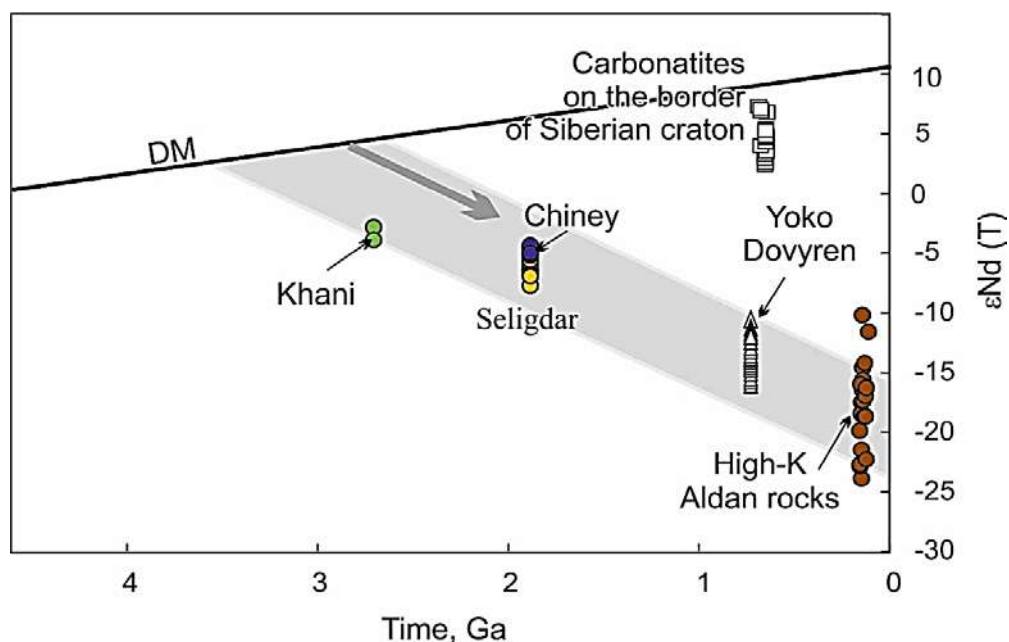


Рисунок 35. Диаграмма эволюции ϵ_{Nd} (T) для карбонатитов Селигдара (из публикации Doroshkevich et al. (2018)). На диаграмме приведены также данные по габброидному массиву Чиней (Гонгальский и др., 2008), лампроитам Хани (Владыкин и др., 2005), позднемезозойским высококалийевым массивам Алдано-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994), Йоко-Довыренскому расслоенному плутону (Ariskin et al., 2005) и неопротерозойским карбонатитам на границе Сибирского кратона (Владыкин и др., 2005, Дорошкевич, 2013). Тренд эволюции изотопного состава пород показан серой стрелкой.

На магнезиокарбонатиты Селигдарской интрузии наложались гидротермальные и метаморфические события, которые изменили их изотопные и микроэлементные характеристики, а также характеристики минеральных фаз (Doroshkevich et al., 2018). Предлагается двухэтапная модель преобразования карбонатитов: (1) гидротермальные флюиды изменили изотопный состав первичных карбонатитов, вызвав обогащение $\delta^{18}\text{O}$; и (2) взаимодействие с гидротермальными флюидами корового происхождения и последующие метаморфические процессы привели к изменению первичных Sr-изотопных характеристик и вызвали вынос Sr, а также обогащение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (Doroshkevich et al., 2018).

Известно, что первичные доломитовые расплавы и карбонатиты обычно не имеют ассоциирующих парагенетически связанных щелочно-силикатных пород (например, Bailey, 1989; Vrublevskii et al., 2003; Bell and Rukhlov, 2004; Doroshkevich et al., 2010; Bailey and Kearns, 2011), или щелочно-силикатные разновидности присутствуют лишь в ограниченном объеме (например, Harmer and Gittins, 1998; Harmer, 1999; Agashev et al., 2008). По имеющимся данным, невозможно однозначно подтвердить генетическую связь исследованных скаполит-клинопироксеновых пород с магнезиокарбонатитовыми массивами в пределах проявлений Муосталаах и Бирикээн. Для этого необходимы дополнительные петрологические исследования. Характеристики первичных магматических минералов силикатных пород в значительной степени скрыты вторичными гидротермально-метасоматическими и метаморфическими процессами.

На основе полученных нами геохронологических данных однозначно установлено, что скаполит-клинопироксеновые породы пространственно и по времени образования ассоциируют с магнезиокарбонатитами, что указывает на интервал формирования щелочных пород Центрально-Алданской магнезиокарбонатитовой провинции Алдано-Станового щита в период 1.96–1.87 млрд л. (рис. 36). Однако интервал образования именно карбонатитов Центрально Алдана корректнее приводить как 1.90-1.87 млрд л.

В геодинамическом аспекте, внедрение Центрально-Алданских магнезиокарбонатитов совпадает с позднепалеопротерозойскими постколлизийными процессами в пределах Сибирского кратона на рубеже 1.9–1.85 млрд л. (например, Котов и др., 2004; Gladkochub et al., 2006a, 2012) и, в частности, синхронно с формированием Каларо-Нимнырско-Малозадойской крупной изверженной провинции (LIP), возрастом 1.87–1.86 млн л. Эта LIP в основном определяется региональным роем даек, который простирается в ЗСЗ направлении на расстояние ~ 400 км и, вероятно, соединяется с аналогичными по простиранию дайками в районе Иркутского мыса на общую длину роя ~ 1500 км (Ernst et al., 2016). Дайки Байкальского поднятия, вероятно, моложе (Sm-Nd ~ 1.84 млрд л., Shokhonova et al., 2010). К Каларо-Нимнырско-Малозадойской LIP также может быть приурочен Чинейский габброидный

массив (Popov et al., 2009). Возраст расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов на юге Сибири также близок к возрасту 1.88–1.86 млрд. л. (Popov et al., 2009; Mekhonoshin et al., 2016). В пределах Сибирского кратона кристаллизовались многочисленные гранитные массивы и кислые вулканические породы, также имеющие близкий возраст (например, Neimark et al., 1998; Larin et al., 2000; Nozhkin et al., 2003; Turkina et al., 2003; Donskaya et al., 2005). Таким образом, возраст формирования Центрально-Алданских магнезиокарбонатитов близок с формированием основных и кислых пород.

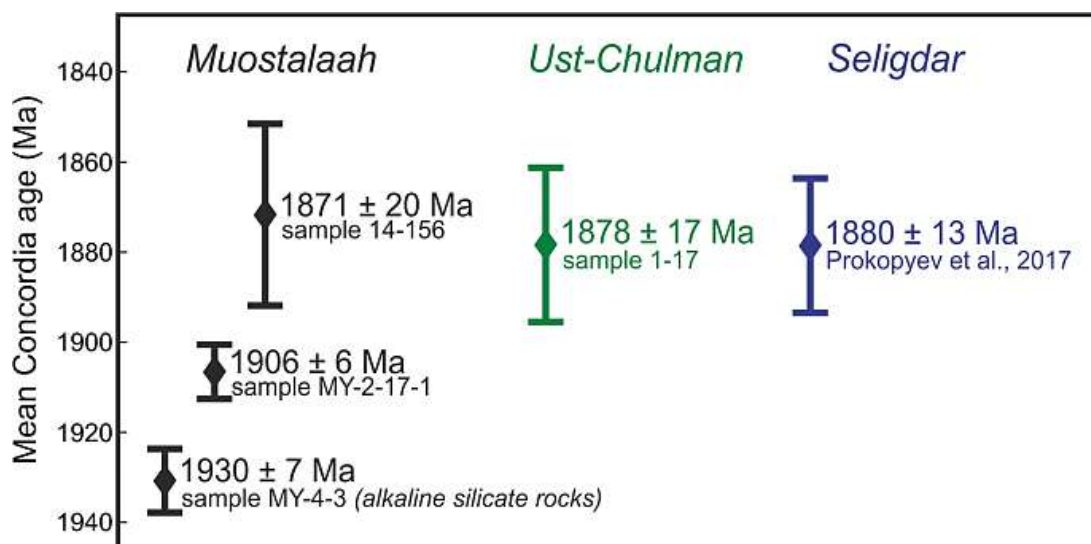


Рисунок 36. Геохронологическая последовательность формирования щелочных пород Центрально-Алданской магнезиокарбонатитовой провинции (Prokopyev et al., 2019).

Как было отмечено ранее, в районе Алдано-Станового щита выделяется крупная продольная гравитационно-градиентная зона второго ранга, для которой характерна тонкая (мощность до 36–38 км) и низкоплотная кора (Хомич и Борискина, 2010). Эта зона определяется как Селигдар-Верхнетимптонской градиентная ступень, которая разделяет Учурский и Западно-Алданский блоки с максимальной мощностью земной коры 42 и 46 км, соответственно. Временная ассоциация основных пород, карбонатитов и гранитов во время постколлизийного растяжения на Сибирском кратоне свидетельствует о том, что мантийные расплавы были важными агентами в переработке материала земной коры. Более того, локальные зоны растяжения и более высокая проницаемость относительно тонкой коры могли способствовать быстрому подъему карбонатитовых магм на поверхность. Например, этот процесс описан для гималайских 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 выше), а также сосуществование карбонатов с Na-Ca-Mg в условиях приближения к кратонной геотерме, по диаграммам Hasterok and Chapman (2011) и Syracuse et al. (2010) можно оценить давление зарождения доломитового расплава в ~ 3 ГПа для объектов Селигдарского типа, что соответствует глубинам порядка 100 км (рис. 37).

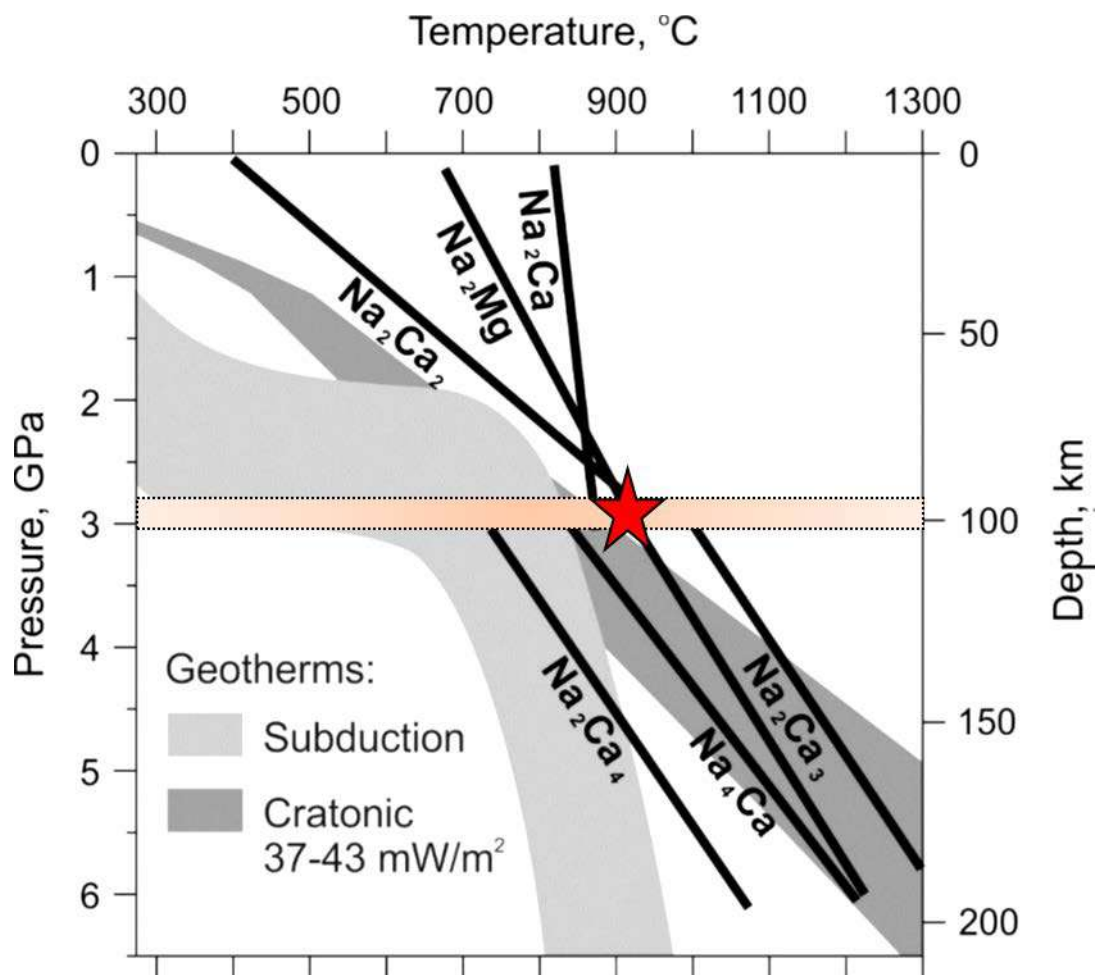


Рисунок 37. P-T график с верхними пределами температурной стабильности двойных карбонатов системы Na-Ca-Mg в сравнении с кратонной и субдукционной геотермами (Podborodnikov et al., 2019; Hasterok and Chapman, 2011; Syracuse et al., 2010).

ГЛАВА 3. ПЕТРОГЕНЕЗИС УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЧАДОБЕЦКОГО КОМПЛЕКСА

Раздел 1. Геологическое строение региона и объекта исследования

1.1. История геологического изучения чадобецкого комплекса

Чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс расположен в юго-западной части Сибирского кратона. В административном плане комплекс находится на территории Богучанского муниципального района Красноярского края. История изучения данного района связана в первую очередь с геолого-съёмочными и поисковыми работами на алмазы, бокситы, а также с поисками и разведкой редкоземельно-ниобиевых руд Чуктуконского месторождения. Открытие Чуктуконского месторождения в коре выветривания по карбонатитам чадобецкого комплекса состоялось в 1956-1960 гг. (Махнева и др., 2016). Интерес к месторождению периодически возобновлялся в период 1967-1997 гг., и только после оценки принципиальной возможности обогащения руд в 1997-2000 гг. геологическое изучение и доразведка Чуктуконского месторождения стали вновь актуальными. Немалую роль в продолжении изучения месторождения сыграли результаты работ отраслевых и научных институтов (ИМГРЭ, ВИМС, ИХХТ СО РАН, и др.). В 2003 г. ИМГРЭ были впервые апробированы прогнозные ресурсы Чуктуконского месторождения.

До начала шестидесятых годов геологические исследования в районе носили маршрутный характер. Первые сведения о щелочно-ультраосновных породах в бассейне р. Терина принадлежат А.С. Хоментовскому, который в 1938 году проводил геологические исследования. Им обнаружены жилы пород интрузивного облика с высоким содержанием P_2O_5 . Эти породы он диагностировал «пронзительно точно» как лампрофиры. Первые публикации о щелочно-ультраосновных и основных породах Чадобецкого поднятия появились в печати в 1960 гг. В 1950 году впервые Н.С. Зайцевым было высказано мнение о Чадобецком поднятии, как о единой структуре с Иркинцевской антиклиналью, разделенной полем палеозойских отложений, вследствие ундуляции ее шарнира. В 1958 году М.Н. Благовещенская составила геологическую карту листа О-47 масштаба 1:1 000 000 и объяснительную записку к ней. Впервые сделано предположение об образовании Чадобецкого поднятия в результате внедрения ультраосновных пород. К этим годам относятся первые находки бокситов, выявлены проявления фосфора и редких земель.

В 2014–2016 гг. на месторождении в рамках выполнения мероприятий по объекту «Поисковые и оценочные работы на Чуктуконском рудном поле (Красноярский край)»

подпрограммы «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов» государственной программы «Развитие промышленности и повышение ее конкурентоспособности» с обеспечением постановки запасов на государственный учет ОАО «Росгеология» (АО «Сибирское ПГО») были проведены поисковые и оценочные работы в рамках лицензии КРР 02629 ТП (30.10.2014 – 31.12.2016, данные из открытого источника).

В 2017 году по результатам проведенных геологоразведочных работ ФГБУ «ВИМС» и АО «Сибирское ПГО» были разработаны материалы технико-экономического обоснования временных разведочных кондиций и выполнен подсчет запасов Чуктуконского редкоземельно-ниобиевого месторождения по состоянию на 01.01.2018 г. Согласно протоколу ГКЗ от 04.06.2018 № 5397 считать утратившими силу решения ГКЗ Роснедр (протокол от 16.03.2007 № 1356) в части утверждения временных разведочных кондиций и запасов Чуктуконского РЗЭ-Nb месторождения в связи с их переоценкой и переутверждением:

Категория запасов	Запасы руды, тыс. т	Среднее содержание оксидов, %			Запасы оксидов, т	
		ΣTR_2O_3	Nb_2O_5	MnO_2	ΣTR_2O_3	Nb_2O_5
C ₂	6 639	7,32	0,60	15,50	485 975	39 834

Данные из https://nedradv.ru/nedradv/ru/find_place?obj=a92f529c3962cda8dcd124919c421103.

История открытия и геологического изучения Чуктуконского месторождения связана с именами геологов: Благовещенская М.Н., Каспарова А.Е., Майзилис С.Р., Камышев Ю.И., Ширай Е.П., Дашкевич Н.Н., Стародубов Г.С., Германов Е.К., Ахметшина А.К., Ахметшин В.А., Скляр Р.Я., Яржаев К.Ш., Фролов А.А., Багдасаров Ю.А., Амосов М.А., Леонов Г.В., Зонова О.В., Зонов В.А., Власов В.С., Сорокин Ю.Д., Лапин А.В., Плошко В.В., Анучин Л.Г., Кузьмин В.И., Ломаев В.Г., Чижова Е.П., Варганов А.С. и мн. др. Современные исследования петрологии щелочных пород чадобецкого комплекса освещены в работах: Лапин и Лисицин (2004), Ломаев и Сердюк (2011), Kargin et al. (2017), Nosova et al. (2018, 2020), а также цикл наших работ Prokoryev et al. (2020; 2023c), Прокопьев и др. (2021); Чеботарев и др. (2017), Doroshkevich et al. (2019; 2021), Starikova et al. (2021), Nugumanova et al. (2021) и др.

Образцы с месторождения Чуктукон (керна поисково-разведочных скважин) также предоставлены сотрудниками АО «СибПГО» (г. Красноярск): начальником Вороговской партии Варгановым А.С. и коллегами. Кроме того, каменный материал был отобран при участии автора в экспедициях отряда ИГМ СО РАН в 2019-2021 гг. Автор благодарит Руслана Галеева (пос. Куюмба, Красноярский край) за помощь в проведении полевых работ на Чадобецком поднятии (рис. 36). Автор также искренне признателен сотрудникам лаборатории петрографии ИГЕМ РАН: д.г.-м.н. Носовой А.А. и к.г.-м.н. Каргину А.В. за помощь в исследовании.

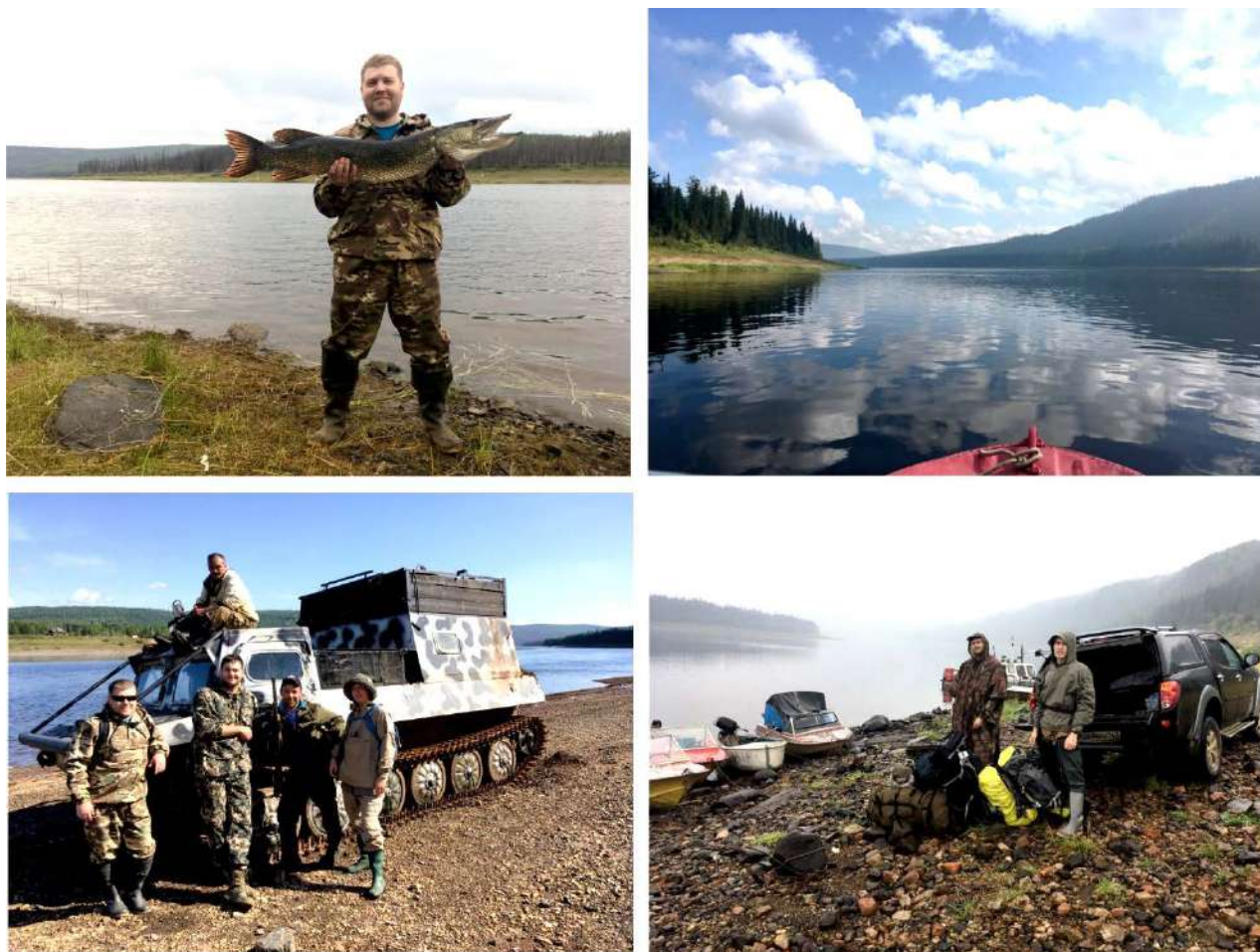


Рисунок 38. Фотографии полевых работ на Чадобецком поднятии (р. Подкаменная Тунгуска, Красноярский край).

1.2. Геологическое строение чадобецкого комплекса

Чадобецкий комплекс расположен в юго-западной части Сибирской платформы в пределах Чадобецкого куполовидного поднятия и тяготеет к краевой части Тунгусской синеклизы, выполненной мощным комплексом осадочных и вулканогенных образований позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Чадобецкое поднятие представляет собой брахиантиклинальную складку, в центре которой развиты терригенно-карбонатные образования среднего и позднего рифея, а на крыльях – отложения кембрия, на которых несогласно залегают терригенно-угленосные осадки позднего-среднего карбона, перми, вулканогенные породы триаса (рис. 39). Петрологические данные указывают на связь процессов формирования чадобецкого щелочного комплекса с деятельностью Сибирского суперплюма (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova et al., 2020). Время кристаллизации пород чадобецкого комплекса составляет 255-240 млн. л. (Прокопьев и др., 2021; Nosova et al., 2020; Doroshkevich et al., 2021) и соотносится с возрастом формирования Сибирской крупной изверженной провинции (LIP) (рис. 39а).

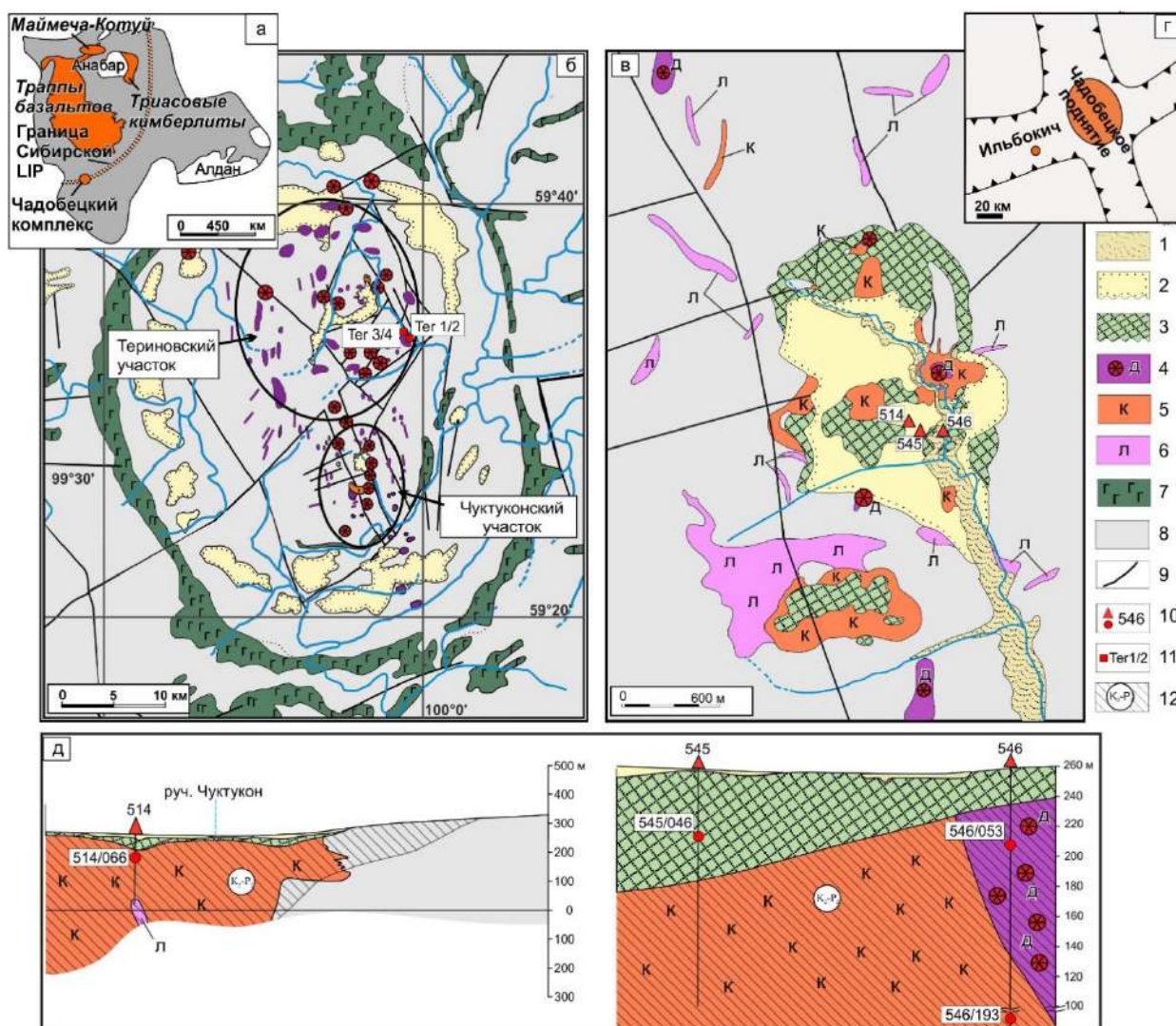


Рисунок 39. (а) Расположение чадобецкого комплекса в пределах Сибирской крупной изверженной провинции (LIP) на Сибирском кратоне (по Pernet-Fisher et al. (2015), схема из работы Прокопьев и др., (2021)). (б) Геологическая схема чадобецкого щелочного комплекса (по Кириченко и др. (2012), Doroshkevich et al. (2019)). (в) Геологическая схема Чуктуконского рудного поля (Махнева и др., 2016). (г) – Расположение девонского ультраосновного щелочного комплекса ильбокич (из Doroshkevich et al. (2019)). (д) геологические схемы разрезов и расположения скважин с местами отбора геохронологических проб (Махнева и др., 2016). Условные обозначения: 1 - Четвертичные отложения. 2 - Олигоцен - миоцен. 3 - Верхний мел - эоцен. 4 – 6 – Чадобецкий щелочной комплекс: 4 - третья фаза (в т.ч. вне масштаба). Трубки взрыва (диатремы), дайки, жилы. Кимберлитоподобные тела, брекчии ультраосновных щелочных лампрофиров (дамтьернитов). 5 - Вторая фаза. Пластовые тела, дайки, штоки. Карбонатиты. 6 - Первая фаза. Штоки, дайки, жилы. Ультраосновные щелочные лампрофиры (айлликиты и мела-айлликиты), пикриты, оливиновые мелилититы. 7 – Траппы базальтов Сибирской платформы. 8 – Рифейские отложения. 9 – Разломы. 10 - Скважины, места отбора геохронологических проб из керна скважин на глубине. 11 - Места отбора геохронологических проб из коренных обнажений. 12 - Кора выветривания и её возраст.

Время образования пород чадобецкого комплекса близко возрасту проявления траппового магматизма (Basu et al., 1995), внедрения ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции (Dalrymple et al., 1995; Kogarko and Zartman, 2011; Malich et al., 2015; Ghobadi et al., 2018), внедрения посттрапповых кимберлитов Анабарского и Оленекского районов (Sun et al., 2014; Carlson et al., 2006), а также схоже со временем кристаллизации щелочных пород и лампрофиров Сибирской платформы (Vrublevskii et al., 2005; Letnikova et al., 2014) (рис. 39а).

Геологическая характеристика района проявления пород чадобецкого комплекса описана в работах: Скляров (1962, 1971); Ковригина (1984); Лапин (1992...2004); Цыкина (2003); Кириченко и др. (2012); Kargin et al. (2017); Chebotarev et al. (2017); Nosova et al. (2018; 2020); Prokopyev et al. (2020), Doroshkevich et al. (2019; 2021), Прокопьев и др. (2021). Как отмечено в начале раздела, чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс приурочен к Чадобецкому поднятию, которое имеет в плане эллипсовидную форму, с размерами приблизительно 45×35 км, вытянутую в северо-северо-западном направлении (рис. 39б). Чадобецкое поднятие находится на пересечении двух неопротерозойских грабенов (рис. 39г), которые расположены в пределах Ангаро-Котуйской рифтогенной системы (Старосельцев, 2009). Образование Чадобецкого поднятия связано с формированием куполовидной структуры, а геофизические данные показывают наличие промежуточного палеомагматического очага на глубине порядка 4–8 км (Кириченко и др., 2012).

Чадобецкий магматический комплекс состоит из интрузий щелочных пород, локализованных в пределах двух основных выступов Чадобецкого поднятия — северного Териновского участка и южного Чуктуконского участка, в пределах которого расположено Чуктуконское редкоземельно-ниобиевое месторождение (рис. 39б,в). В составе чадобецкого щелочного комплекса установлено три основные фазы внедрения, определенных по данным геологического изучения, и, в основном, по результатам бурения Чуктуконской рудной площади (рис. 39в). Первая фаза чадобецкого комплекса представлена ультраосновными лампрофирами – айлликитами и мела-айлликитами (Doroshkevich et al., 2019; Prokopyev et al., 2020), согласно классификации Tarpe et al. (2005). Кроме лампрофиров, в первой фазе предшествующими исследователями описывались тела пикритов и оливиновых мелилититов (Скляров, 1962, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012). По данным исследователей, породы этой фазы образуют практически непрерывный по вертикали силлово-жильный комплекс вокруг Териновского и Чуктуконского выступов. Мощность силлов и дайковых тел обычно не превышает нескольких десятков метров. В центральных частях купольных структур щелочно-ультраосновные породы в основном слагают интрузии штокообразной и неправильной формы с размерами от 50×80 до 1300×1500 м (рис. 39 б, в).

Вторая фаза внедрения чадобецкого комплекса представлена интрузиями карбонатитов (рис. 39в,д). Карбонатиты образуют штокообразные тела в ядрах купольных структур с размерами в плане 100×150 и 200×250 м на Териновском участке и 2.3×1.4 и 1.9×0.9 км на Чуктуконском выступе, тела неправильной формы, а также дайки и жилы, мощностью первые метры – первые сотни метров, секущие ультраосновные породы первой фазы (Скляров, 1962, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012, Махнева и др., 2016). Выходы карбонатитовых тел локализованы преимущественно на Чуктуконском выступе, в пределах которого кора выветривания по карбонатитам образует Чуктуконское месторождение (рис. 39в).

Самая поздняя (третья) фаза внедрения чадобецкого комплекса была описана предшественниками в виде кимберлитов (Скляров, 1962, 1971; Ковригина, 1984; Лапин и Лисицин, 2004; Кириченко и др., 2012). Проведенные петрологические исследования кимберлитоподобных тел показали, что породы представлены ультраосновными лампрофирами – дамтьернитами (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Prokopyev et al., 2020, 2023с), согласно классификации Tarpe et al. (2005). Щелочные породы образуют трубки взрыва и жильные тела. Диатремы имеют вариации размеров в плане от 30 до 700 м (Кириченко и др., 2012). Тела расположены вдоль центральной части Чадобецкого поднятия с севера на юг, а также группируются в ядрах Териновского и Чуктуконского выступов (Скляров, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012). Жильные тела третьей фазы установлены в северной части Териновского выступа. Мощность таких тел составляет до первых десятков метров. Наличие ксенолитов всех разновидностей пород первой и второй фаз в трубках взрыва позволяет однозначно отнести их к поздней фазе становления чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012).

Большая часть интрузивных образований чадобецкого комплекса скрыта под рыхлыми четвертичными отложениями или щебнисто-глинистыми и глинистыми бокситоносными корами выветривания, мощность которых по данным бурения составляет от 5 до 60 м, а в пределах Чуктуконского выступа иногда достигает 480 м (Скляров, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012) (рис. 37 в, д). Внешнее обрамление поднятия представлено полями развития траппов долеритового и габбро-долеритового состава в субгоризонтальных пермокарбонатовых терригенных отложениях и пермотриасовых туфах (Скляров, 1971; Кириченко и др., 2012). Вмещающие породы представлены карбонатно-терригенными отложениями среднего рифея – кембрия: глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами, песчаниками, известняками и их доломитовыми разновидностями (рис. 39в).

Как отмечалось ранее, чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс расположен на пересечении рифтовых грабен Ангаро-Котуйской системы, в пределах которой в 70 км к юго-западу от Чадобецкого поднятия расположен девонский комплекс

ультраосновных лампрофиров ильбокич (рис. 39г). Возраст кристаллизации пород ильбокичского комплекса составляет 399 ± 4 млн. лет (перовскит, U-Pb, Nosova et al., (2020)). Актуальная информация о петрологии щелочных пород ильбокичского комплекса изложена в работах Kargin et al. (2016), Nosova et al. (2018, 2020), Старикова и др. (2022).

Раздел 2. Минералогические исследования ультраосновных лампрофиров

2.1. Петрография и минералогия ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса

Петрографическая и минералогическая характеристика щелочных пород чадобецкого комплекса описана в работах: Prokopyev et al. (2023c), Doroshkevich et al. (2019, 2021), Nosova et al. (2018, 2020), Prokopyev et al. (2020), Starikova et al. (2021), Прокопьев и др. (2021), Кириченко и др. (2012), Лапин и Пятенко (1992), Лапин и Лисицын (2004), Slukin et al. (1994). Далее приведен обзор авторских петрологических данных о минеральном составе щелочных ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса (Prokopyev et al., 2020).

Айлликиты и мела-айлликиты имеют порфировую структуру (рис. 40а–л). В породах присутствуют макрокристы оливина (20–30 об.%) и вкрапленники флогопита (10–20 %). Макрокристы залегают в мелкозернистой основной массе карбоната (доломита и кальцита) (до 40 %), флогопита (15–25 %), минералов группы шпинели, перовскита (15–25 %) и клинопироксена (до 40 %). 10–15% (для мела-айлликитов, рис. 40h,i). Появление в основной массе кристаллов полевого и/или щелочного полевого шпата (до 10 об. %) позволяет отнести ультраосновные лампрофиры к разновидности дамтьернитов (Tappe et al., 2005) (рис. 40m–p). Второстепенными и аксессуарными минералами являются фторапатит, сульфиды (пирит, халькопирит, пентландит), ильменит, рутил и титанит. Вторичные минералы включают кварц, кальцит, доломит, серпентин, эпидот, хлорит, рутил, барит, синхизит-(Ce) и монацит-(Ce).

Минералы группы шпинели ультраосновных лампрофиров формируют сложные зернистые агрегаты, центральные части которых представлены хромшпинелидом, а кайма – титаномагнетитом (рис. 40e–h, p). Зерна Ti-магнетита содержат 11.08–13.49 мас.% TiO_2 , до 0.56 мас.% MnO , до 0.49 мас.% V_2O_5 и 73.15–83.81 мас.% FeO_t (табл. 5.1, Приложение 5). Агрегаты шпинели имеют размер 25–50 мкм и расположены в основной массе. Минералы группы шпинели содержат преимущественно шпинелевый, магнезиоферритовый, магнезиохромитовый и ульвошпинелевый минералы (табл. 5.1, Приложение 5).

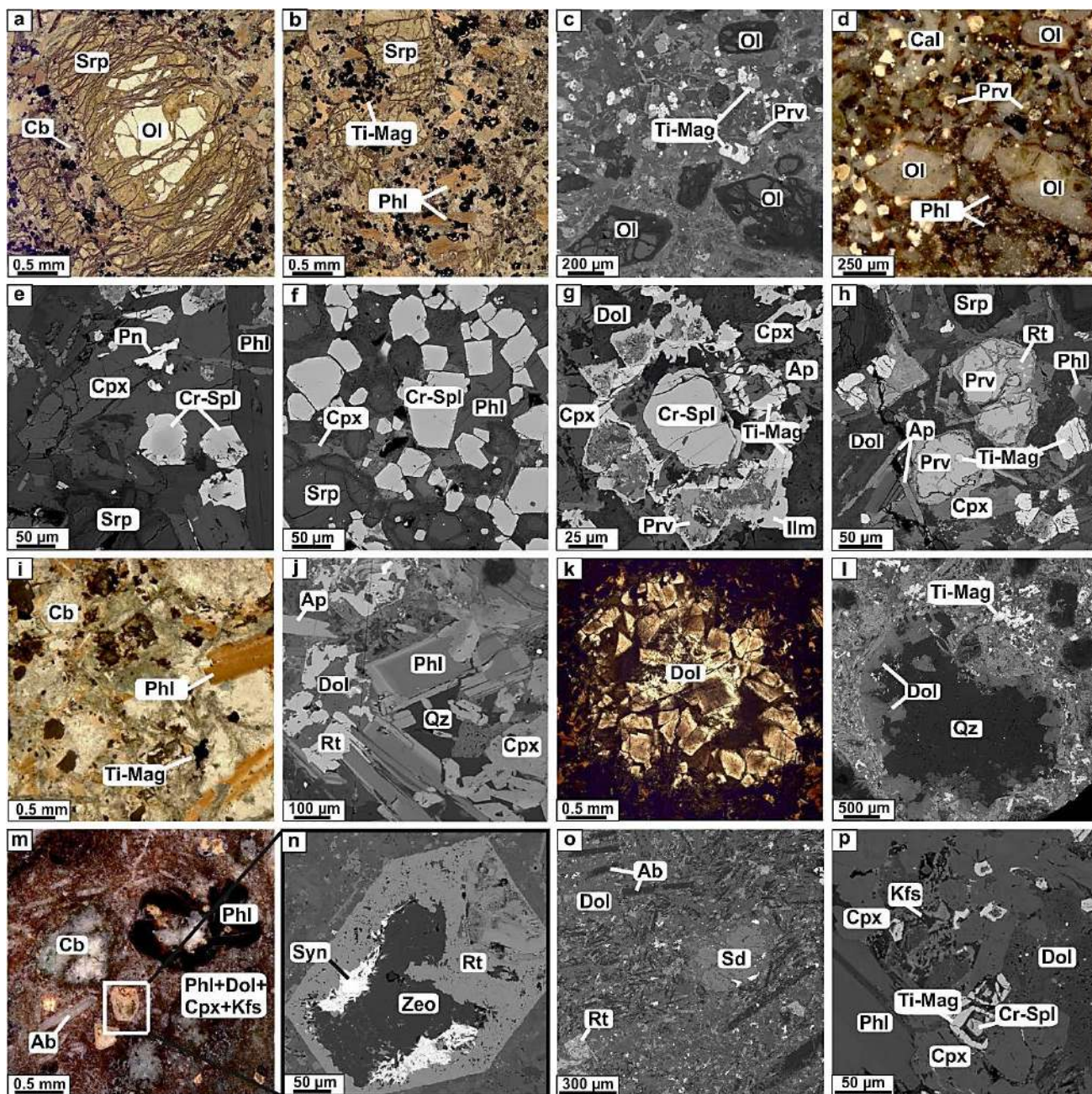


Рисунок 40. Микрофотографии (a,b,d,i,k,m) и BSE-изображения (c,e-h,j,l,n-p) минеральных ассоциаций ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса: (a – d) – айлликиты, (e – l) – мела-айлликиты, (m – p) – дамтьерниты. (a – d) Порфировые структуры айлликитов: макрокристы оливина (Ol) (замещены серпентином (Srp)) и флогопита (Phl) расположены в основной массе, представленной зернами кальцита (Cal) и флогопита, с титаномagnetитом (Ti-Mag) и перовскитом (Prv). (e, g) – зональные кристаллы минералов группы шпинели с ядром хромшпинелида (Cr-Spl) и титаномagnetитовой каймой; (e – l) мела-айлликиты отличаются от айлликитов наличием в основной массе ксеноморфных зерен клинопироксена (Cpx); (g, h) – кристаллы перовскита замещены ильменитом (Ilm) и рутилом (Rt) в ассоциации с титаномagnetитом в карбонатной (Cb) матрице; (i, j) – минеральные ассоциации мела-айлликитов; второстепенные и акцессорные минералы включают фторапатит (Ap) и сульфиды (пентландит (Pn) (e)). (k, l) Вторичные гидротермальные кварц-доломитовые агрегаты (глобулы). (m – p) Дамтьернит отличается от мела-айлликитов присутствием альбита и калиевого полевого шпата в основной массе. (m, n) Перовскит полностью замещен рутилом; Минералы группы цеолита (Zeol) с синхизитом-(Ce) (Syn) формируются в гидротермальной ассоциации с сидеритом (Sd) и агрегатами рутила в основной массе (o, p).

Минеральный состав шпинелидов демонстрирует «титаномагнетитовый тренд» в поле оранжетитов и лампроитов (Mitchell, 1995) с тенденцией увеличения концентраций Fe и Ti и уменьшением содержания Mg, Al и Cr при кристаллизации минералов (рис. 41). Соотношение $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ варьирует от 0.35 до 1 (рис. 41). Минеральный состав минералов группы шпинели для щелочных пород чадобецкого комплекса соответствует составу шпинелей ультраосновных лампрофиров (Tarpe et al., 2005) (рис. 41). Минералы группы шпинели содержат многофазные расплавные включения и встречаются также в виде минеральных включений во вкрапленниках оливина.

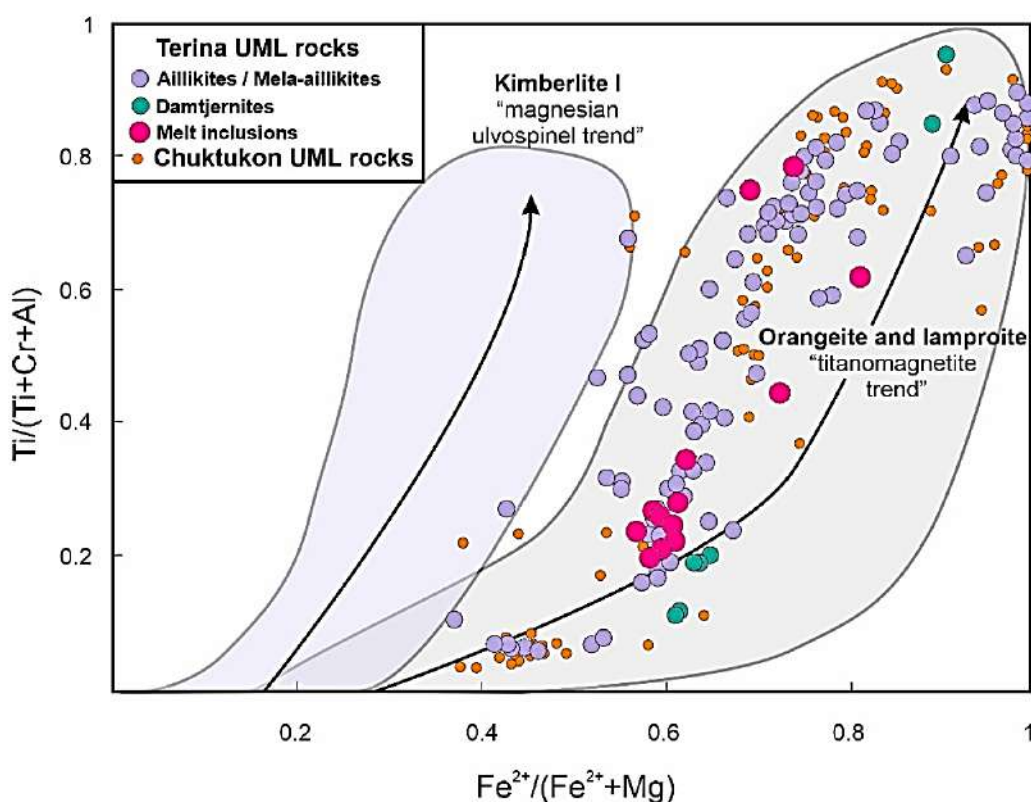


Рисунок 41. Диаграмма $Ti/(Ti+Cr+Al)$ vs. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ для минералов группы шпинели ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса Териновского участка (Terina UML rocks) (Prokoryev et al., 2020) и Чуктуконского участка (Doroshkevich et al., 2019). Поля состава кимберлитов и оранжеитов взяты из Mitchell (1995). На диаграмме пурпурными кружочками показан состав кристаллических фаз включений шпинелидов в оливине (см. Раздел исследования включений в минералах ультраосновных лампрофиров) (Prokoryev et al., 2020).

Перовскит образует микрозернистые агрегаты, идиоморфные кристаллы и зерна октаэдрического сечения, размером 25–50 мкм в карбонатной матрице, которые обычно замещаются рутилом (рис. 40с,d,g,h,m,n). Минералы содержат до 0.3 мас.% Al_2O_3 , до 0.17 мас.% MgO , 1.16–1.71 мас.% Fe_2O_3 , до 0.44 мас.% Na_2O , до 0.75 мас.% V_2O_5 и до 1.79 мас.% $LREE_2O_3$ (табл. 5.2, Приложение 5). Вторичные процессы изменения перовскита могут вызывать небольшой анионно-катионный дисбаланс в анализах (табл. 5.2, Приложение 5).

Перовскиты чадобецкого комплекса также содержат небольшое количество SrO (до 0.41 мас.%) (Nosova et al., 2020). Замещение перовскита происходит вторичным микрозернистым агрегатом рутила, ильменита, кварца, оксидов и гидроксидов Fe и Mn; минералы группы цеолитов также замещают зерна перовскита (рис. 40n). Минералы группы цеолита по составу ближе к натролиту, который встречается в ассоциации с гидротермальными минералами, такими как хлорит, карбонат, серпентин, эпидот, бастнезит-(Ce), монацит-(Ce) и другими вторичными гидротермально-метасоматическими минералами (рис. 40m,n).

Ксеноморфные зерна *клинопироксена* мела-айлликитов (замещают позицию карбонатов в основной массе породы, увеличивая индекс ее темноцветности до 85%) и дамтьернитов кристаллизуются в основной массе ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса и имеют средний размер зерен 50–100 мкм (рис. 40e–j,p). Мела-айлликиты содержат клинопироксен в среднем в породе до 10–15 об.%, а дамтьерниты – 5–10 об.%. Состав клинопироксена соответствует диопсид-геденбергитовому с присутствием ферри-чермакитового, титано-чермакитового и энстатит-ферросилитового миналов (табл. 5.3, Приложение 5). Состав клинопироксена согласуется с полученными нашими коллегами данными для пород чадобецкого поднятия (Nosova et al., 2020).

Тренд эволюции состава клинопироксена от диопсидового к эгириновому конечному члену (миналу) типичен для многих щелочных комплексов мира (Mann et al., 2006b) (рис. 42). Однако на диаграмме рис. 42 можно наблюдать две тенденции изменения состава: от диопсида к эгирину - как, например, для комплексов Катценбукеля на юго-западе Германии и Мурунского в России, или тренды эволюции от диопсида через геденбергит к эгирину, как, например, для комплексов Ильмауссак и Северный Курок в Южной Гренландии или нефелиновых сиенитов Колдвелла в Канада. Более того, известно немало примеров промежуточных трендов эволюции состава клинопироксенов между окислительными ($\Delta\text{FMQ} = +1\dots+2$) и восстановительными ($\Delta\text{FMQ} = -2\dots-4$) условиями кристаллизации, например, в Ловозеро в России и Алнё в Швеции (рис. 42). Составы клинопироксенов чадобецкого комплекса (ультраосновных лампрофиров Териновского участка) располагаются вблизи буфера FMQ и демонстрируют тренд эволюции клинопироксена, схожий с альнёитами Швеции, нефелиновыми сиенитами Колдвелла в Канаде и щелочными породами Северного Курика в Южная Гренландия (рис. 42).

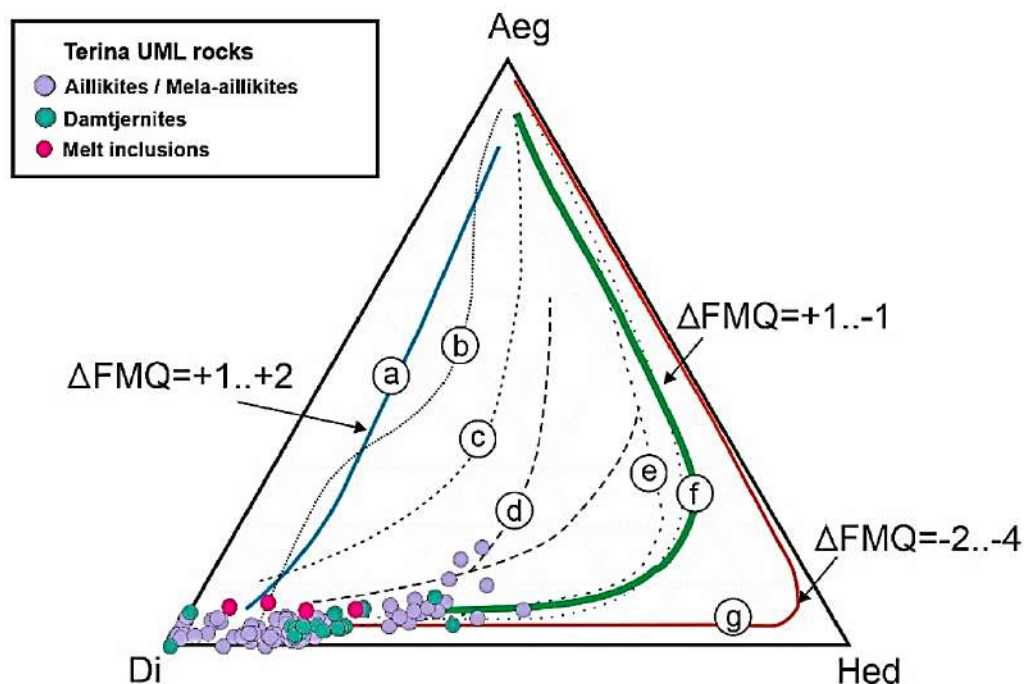


Рисунок 42. Тренды эволюции клинопироксена ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса (показаны кружками) и различных щелочных комплексов мира по данным (Mann et al., 2006b): (a) – Катценбукель, Юго-Западная Германия (Mann et al., 2006b); (b) – Мурун, Россия (Mitchell and Vladykin, 1996); (c) – Ловозеро, Россия (Korobeinikov and Laajoki, 1994); (d) Альнё, Швеция (Vuorinen et al., 2005b); (e) – нефелиновые сиениты Колдвелла, Канада (Mitchell et al., 1982b); (f) – Северный Курок, Южная Гренландия (Coulson, 2003a); (g) – Ильмауссак, Южная Гренландия (Marks and Markl, 2001). Количественные данные о фугитивности кислорода комплексов (выраженные в единицах ΔFMQ , где FMQ — фаялит-магнетит-кварцевый буфер) предполагают, что химическая эволюция клинопироксена может быть использована для оценки фугитивности кислорода. Составы клинопироксена ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса (Terina UML rocks) находятся в пределах буфера FMQ. На диаграмме пурпурными кружками показан состав клинопироксеновых фаз расплавных включений (см. Раздел исследования включений в минералах ультраосновных лампрофиров) (Prokoryev et al., 2020).

Первичные карбонаты ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса представлены мелкозернистыми агрегатами *кальцита и доломита* (рис. 40, табл. 5.4, Приложение 5). Кварц-доломитовые глобулы образуют вторичные гидротермальные агрегаты, кристаллизующиеся с заполнением пустот от стенок к центру глобул (рис. 40k,l). Минеральный состав поздних доломитовых глобул отличается от состава первичных карбонатов более высоким содержанием FeO_t (6.82–11.98 мас.%; табл. 5.4 в Приложении 5). Карбонаты основной массы дамтьернитов представлены доломитом и более поздним сидеритом (табл. 5.4 в Приложении 5). Первичные карбонаты ультраосновных лампрофиров Териновского участка чадобецкого комплекса содержат SrO до 2.25 мас.% (табл. 5.4 в

Приложении 5). Химический состав карбонатов аналогичен карбонатам (кальциту и доломиту) Чуктуконского участка (Doroshkevich et al., 2019).

Флогопит образует идиоморфные макрокристы и кристаллы основной массы и имеет зональную структуру (рис. 40j, рис. 43). Размер макрокристов может достигать от 2-5 мм до первых см; кристаллы основной массы имеют размер 50–250 мкм. Химический состав макрокристаллов и кристаллов основной массы схож: отметим 0.6–5.79 мас.% TiO_2 и до 1.14 мас.% BaO (табл. 5.5, Приложение 5). Флогопиты имеют низкую концентрацию MnO (до 0.46 мас.%), а содержание F и Sr ниже пределов обнаружения (табл. 5.5).

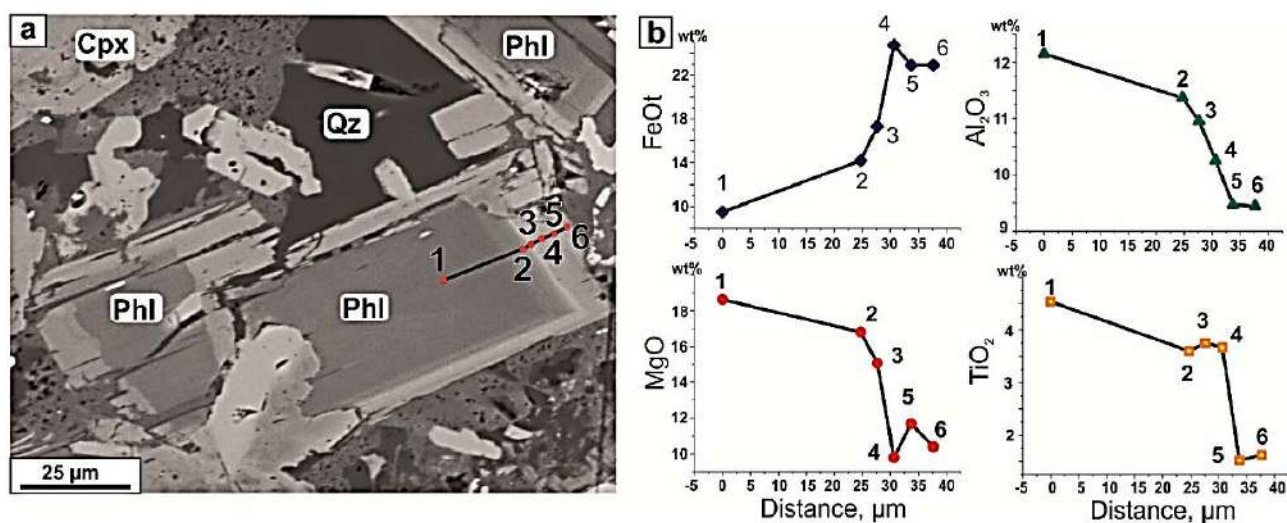


Рисунок 43. Химический состав флогопита согласно микрозондовому анализу (мас.%): (a) BSE-фото, (b) изменение состава компонентов вдоль линии профиля (Prokopyev et al., 2020).

На профиле (рис. 43b) эволюции химического состава флогопита наблюдается рост концентрации FeO_t по мере уменьшения содержаний MgO , Al_2O_3 и TiO_2 от центральных к краевым зонам кристаллов флогопита, а $\# \text{Mg}$ уменьшается от 0.7 до 0.45 вдоль профиля (рис. 43). Минеральный состав флогопита отражает особенности процессов магматической кристаллизации. Тенденция увеличения FeO_t характерна для флогопитов чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2019; Nosova et al., 2020). В измененных частях флогопитов образуются минералы группы эпидота, хлорита, кварц, кальцит и рутил.

Ва-содержащие флогопиты установлены в ультраосновных лампрофитрах чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2019). Кроме того, высокое содержание Ва в слюдах характерно для многих щелочных пород, таких как кимберлиты (Mitchell, 1995) и ультраосновные породы щелочно-карбонатитовых комплексов, например, оливиниты Гулинского массива Маймеча-Котуйской щелочной провинции (Kogarko et al., 2012), а также метасоматизированных мантийных ксенолитов Восточной Антарктиды (Kogarko et al., 2012). Составы флогопитов

чадобецкого комплекса коррелируют с данными других известных щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов в мире (Tappe et al., 2006; Mitchell, 1995) (рис. 44).

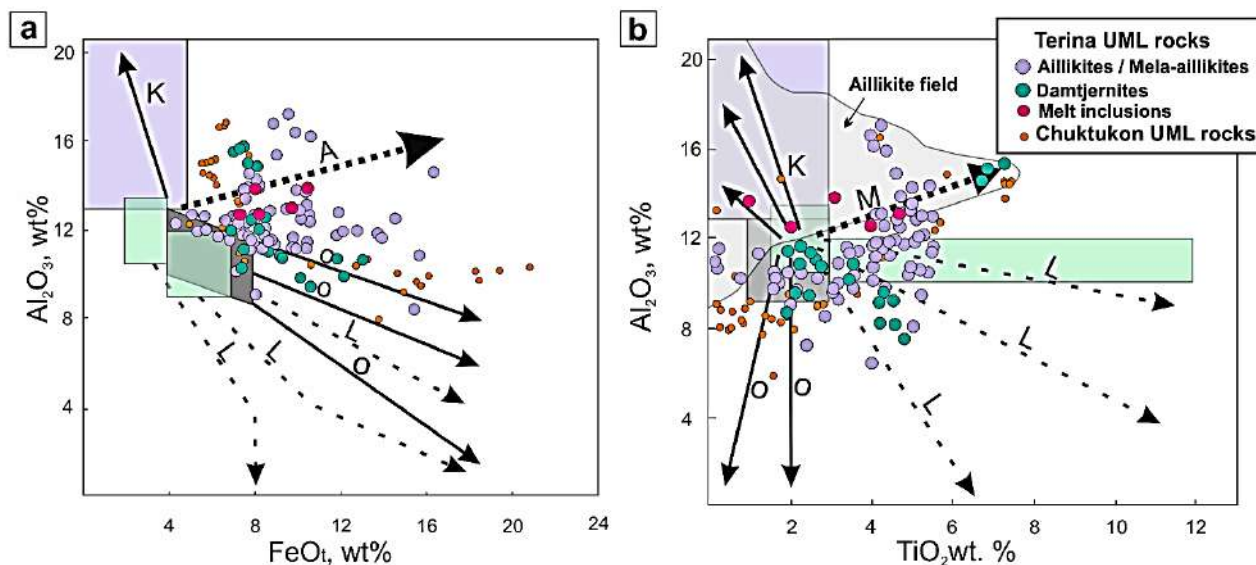


Рисунок 44. Состав слюды Териновского участка (Prokoryev et al., 2020) и Чуктуконского участков чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2019). Диаграммы вариации Al_2O_3 в зависимости от FeO_t (a) и TiO_2 (b); на диаграммах поля и тренды щелочных пород по Mitchell (1995): К – кимберлитовый тренд, О – оранжеитовый тренд, L – лампрофировый тренд, М – минетты. Поля айлликитов представлены по данным Tappe et al. (2005). На диаграмме пурпурными кружками показан состав флогопитовых фаз расплавных включений (см. Раздел исследования включений ...) (Prokoryev et al., 2020).

Фторапатит отнесен к второстепенным и акцессорным минералам. Он образует редкие идиоморфные зерна и призматические кристаллы, размером от 10–25 до 150–200 мкм (рис. 40g,h, j). В составе минерала присутствуют: до первых мас.% Na_2O , SrO и SO_3 , содержится до 2.42 мас.% Ce_2O_3 , 1.18–2.12 мас.% F и до 0.08 мас.% Cl (табл. 5.6, Приложение 5). Химический состав фторапатита типичен для щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов (например, Hogarth, 1989). Кристаллы фторапатита из дамтьернитов содержат большое количество кристалло-флюидных включений. Вторичные карбонаты замещают минерал; некоторые зерна фторапатита окружены агрегатом или включают микрочерны монацита-(Ce), что может быть вызвано ремобилизацией РЗЭ в апатите посредством гидротермальных процессов (Chakmouradian et al., 2017).

Дамтьерниты отличаются от айлликитов наличием в основной массе кристаллов полевого и/или щелочного полевого шпата (до 10 об.%) (Tappe et al., 2005) (рис. 40m–p). В таблице 5.7 (Приложение 5) представлены химические составы плагиоклаза и калиевого

полевого шпата дамтьернитов Териновского участка Чадобецкого поднятия (Prokopyev et al., 2020). Предыдущие исследования также выявили наличие нефелина в составе ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса (Nosova et al., 2018, 2020).

Альбит образует в основной массе идиоморфные пластинки, иногда ориентированные в определенном направлении (рис. 40m,o). Средний размер кристаллов альбита - 200–300 мкм, иногда может достигать 0.5–1 мм. Химический состав плагиоклаза содержит небольшое количество анортитового и ортоклазового миналов (K_2O – до 0.61 мас.%) (табл. 5.7).

Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные зерна в основной массе размером до 20 мкм (рис. 40p). Химический состав щелочного полевого шпата – ортоклаз (Or_{85-100}) с небольшими количествами CaO и Na_2O (до 1.4 мас.% Na_2O , табл. 5.7). Содержание BaO в полевошпатовых минералах ниже пределов обнаружения.

Изначально *оливин* исследовался только в айлликитах (рис. 40a–d). По размерам были выделены две основные минеральные разновидности: (1) полуокруглые идиоморфные макрокристаллы-вкрапленники, размером в среднем 1–10 мм, и (2) идиоморфные мелкозернистые кристаллы, размером <1 мм в основной массе. Такое деление вполне применимо для лампрофиров и кимберлитов (например, Kamenetsky et al., 2008; Brett et al., 2009; Arndt et al., 2010; Giuliani and Foley, 2016; Ammannati et al., 2016; Veter et al., 2017 и многие другие), причем эти разновидности ранее интерпретировались как ксенокристы (макрокристы) и вкрапленники (мелкозернистые кристаллы). Однако во многих работах была обоснована несостоятельность такого разделения и, следуя за работами Kamenetsky et al. (2008) и Brett et al. (2009), мы разделили оливины на оливин-I (макрокристы) и оливин-II (мелкозернистые кристаллы оливина или фенокристы) (табл. 5.8, Приложение 5).

В зернах *оливина-I* (макрокристы) наблюдаются центральные части (ядро) и каймы (краевые участки, несколько кайм, табл. 5.8, Приложение 5) (рис. 45). Состав центральной части разных зерен сильно различается даже в пределах одного образца. Некоторые из них значительно обогащены железом ($\#Mg$ 82 ± 0.3 и 74.7 ± 0.1), Mn (1306 ± 20 и 2140 ± 15 ppm) и Zn (154 ± 10 и 210 ± 18 ppm), а также в них присутствуют минимальные количества Ni (1440 ± 30 и 1370 ± 20 ppm), Ca (485 ± 20 и 270 ± 15 ppm) и Cr (<50 ppm) (рис. 45). Другие ядра *оливина-I* обогащены магнием ($\#Mg$ 89–86.5), Ni (3080–3175 ppm) и Cr (190–270 ppm), имеют низкое содержание Mn (950–1080 ppm) (таблица 5.8, Приложение 5). Составы краевых зон (кайм) такого оливина-I практически полностью совпадают с составами оливина-II: внутренняя часть (кайма 1) соответствует центру оливина-II, внешняя часть (кайма 2) соответствует кайме оливинов II (табл. 5.8, Приложение 5).

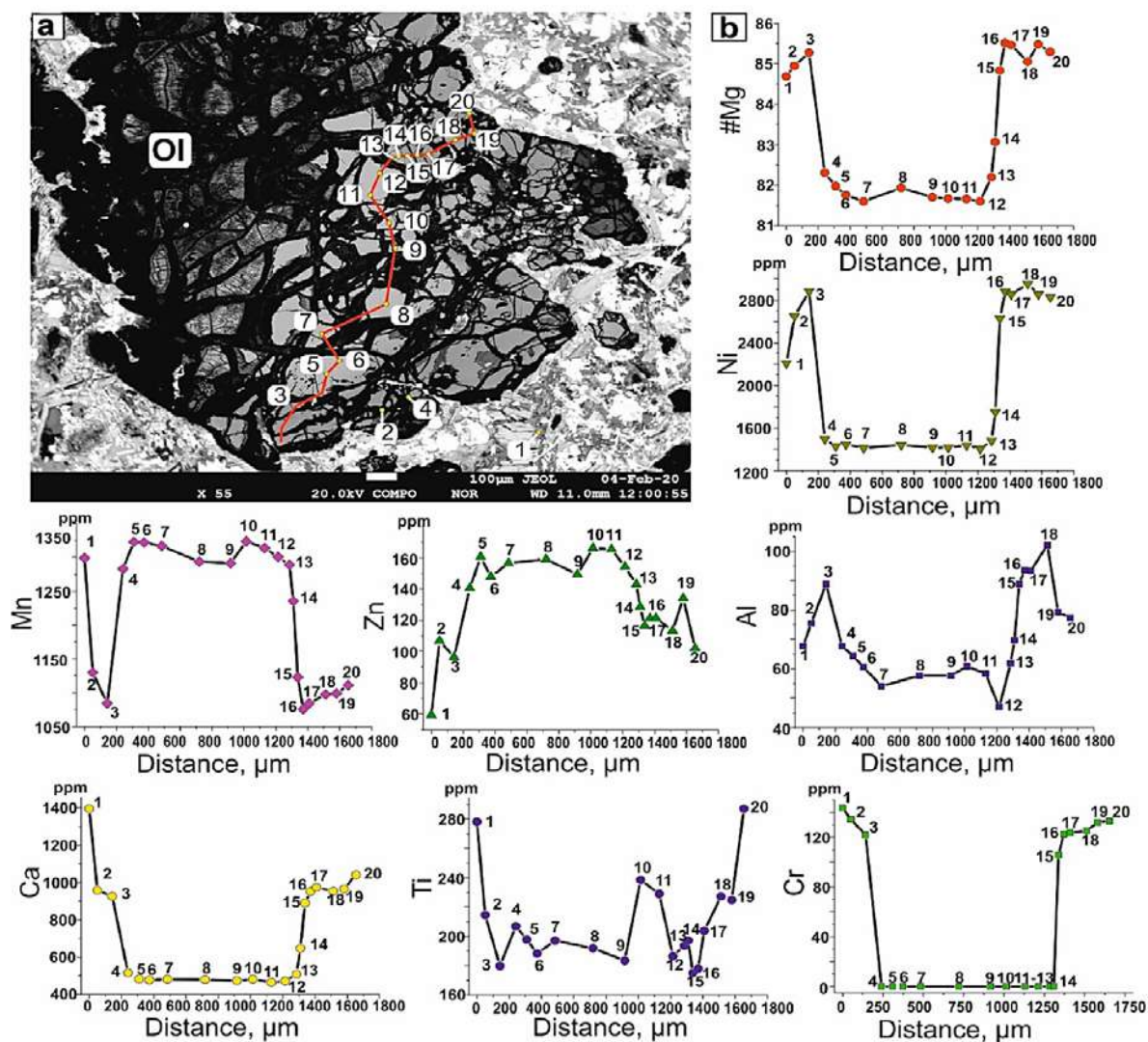


Рисунок 45. Изменение состава макрокристалла оливина с относительно низким по #Mg ядром по данным WDS-анализа (г/т или ppm): (a) BSE-изображение с линией профиля исследования и (b) графики изменения состава компонентов вдоль линии профиля (из Prokoryev et al., 2020).

Оливин-II на BSE-изображениях однороден, без существенных различий по содержанию форстеритового компонента (#Mg 84–86.6). Однако по микрокомпонентному составу четко выделяются два различных тренда (или поля): (1) преимущественно центральные и (2) краевые участки оливина-II (рис. 46 – Olivine II (phenocrysts)). Тренд центральных участков характеризуется слабо варьирующимся и относительно низким содержанием Ca (750–1030 ppm), слегка отрицательным наклоном на графиках #Mg vs. Cr и #Mg vs. Mn и слегка положительным наклоном на графиках #Mg vs. Ni (рис. 46). Для тренда краевых участков оливина значительные вариации отмечены для Ni – 1580–2790 ppm, Ca – 930–2095 ppm, Mn – 1121–1535 ppm и Cr – 70–270 ppm (рис. 46). На рисунке 46 для сравнения приведены данные по составу оливина чадобецкого комплекса из публикации Nosova et al. (2018) – бирюзовые поля и синие значки составов оливина. Кроме того, оливинам чадобецкого комплекса

посвящена отдельная петрологическая работа Starikova et al. (2021) (результаты которой приведены в виде сравнительной характеристики в рамках данной диссертационной работы).

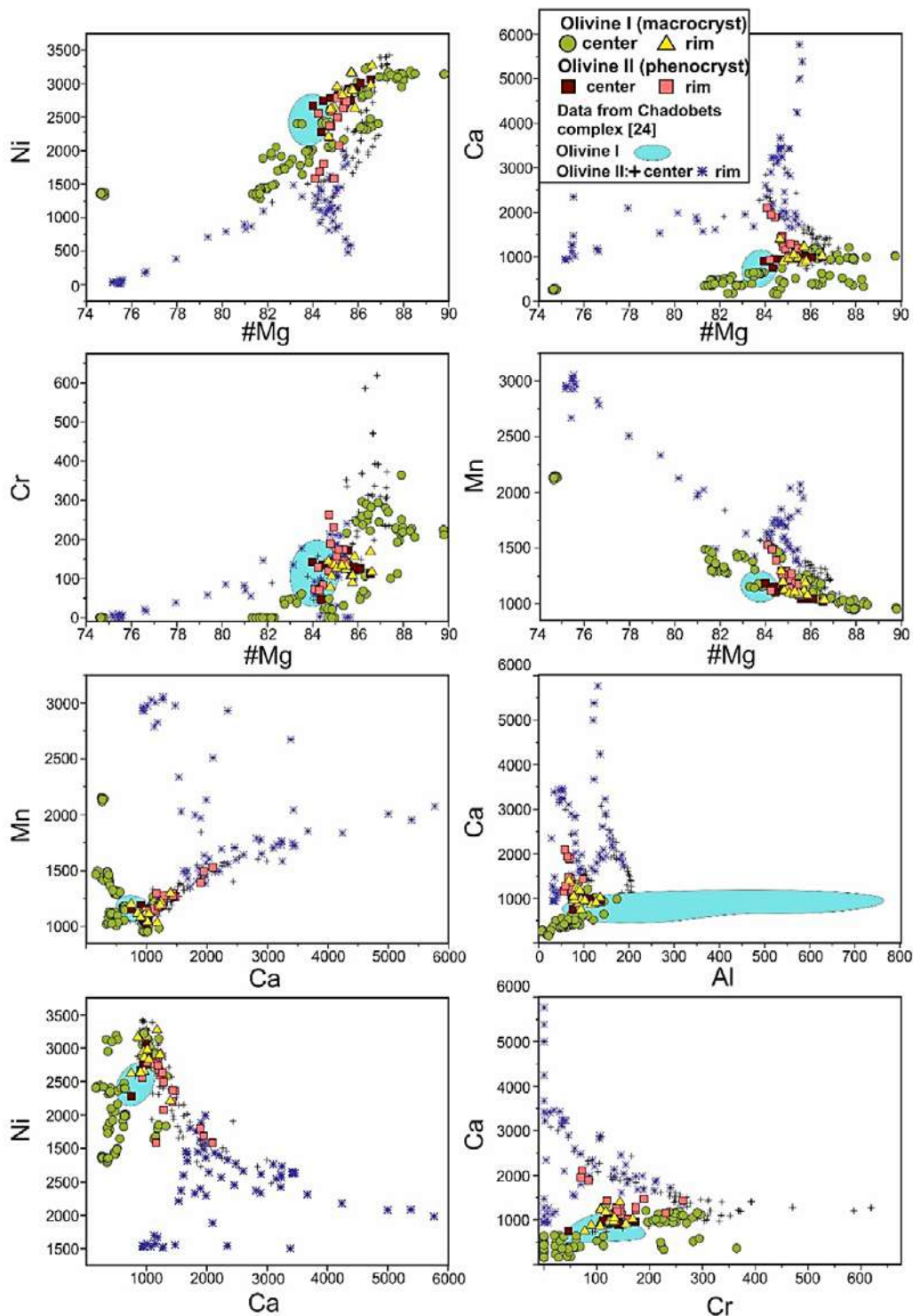


Рисунок 46. Вариативные диаграммы по составу компонентов в проекциях #Mg vs. Ni, Cr, Ca и Mn и Ca vs. Mn, Al, Ni и Cr в макрокристаллах оливина (оливин-I/Olivine-I) и вкрапленниках оливина-II (Olivine-II) (диаграммы из публикации Prokoryev et al. (2020)). Айлликиты Териновского участка чадобецкого комплекса нами исследовались с помощью WDS-анализа (ppm) (Prokoryev et al., 2020). На рисунке также приведены данные по чадобецкому комплексу из публикации Nosova et al. (2018) – бирюзовые поля и синие значки составов оливина.

Полученные данные по составу оливинов согласуются с предыдущими исследованиями оливина (Nosova et al., 2018) (рис. 46). Полученные результаты (Prokopyev et al., 2020; Starikova et al., 2021) дополняют картину различия в микроэлементном составе оливинов разных популяций ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса. В оливине выявлены немногочисленные минеральные включения и полифазные расплавные включения.

Кварц, кальцит, серпентин, доломит, эпидот, хлорит, рутил, барит, синхизит-(Ce) и монацит-(Ce) представляют собой вторичные минералы ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса. Минералы относятся к гидротермально-метасоматическому этапу формирования чадобецкой рудно-магматической системы. Эти минеральные ассоциации встречаются интерстициально среди зерен первичных минералов и/или образуют сеть поздних микропрожилков (рис. 40).

В таблице 5.6 (Приложение 5) представлен химический состав РЗЭ-содержащих минеральных фаз. Монацит-(Ce): La/Ce отношение 0.36–0.39, La/Nd – 0.72–0.88 (табл. 5.6). Генезис монацита-(Ce) в зернах фторапатита может связан с ремобилизацией РЗЭ в кристаллах апатита в результате гидротермально-метасоматических процессов, как уже упоминалось ранее в тексте. В синхизите-(Ce) La/Ce = 0.52–0.56 мас.%, La/Nd = 1.68–1.92 мас.% (табл. 5.6). Барит в своем составе содержит до 2.74 мас.% SrO.

Второстепенные и акцессорные минералы представляют собой редкие вкрапления сульфидов, таких как *пирит, халькопирит, пирротин, пентландит*, а также *ильменит, рутил и титанит*. Ильменит содержит до 1.17 мас.% Nb₂O₃ и до 2.28 мас.% ZrO, а рутил - до 0.85 мас.% V₂O₃.

Раздел 3. Геохронологические исследования пород чадобецкого комплекса

Предшествующие геохронологические исследования показали, что по K-Ar датировкам возраст кристаллизации пород чадобецкого комплекса варьирует от 299 до 183 млн. л.: для ультраосновных пород первой фазы возрастной интервал составляет 299-252 млн. л.; значения, полученные для карбонатитов, отвечают диапазону 260-183 млн. л.; а возраст щелочных пород третьей фазы ультраосновных лампрофиров составляет 220-219 млн. л. (Махнева и др., 2016).

Современные геохронологические методы показали, что перовскит из ультраосновных лампрофиров первой фазы внедрения Чуктуконского участка имеет возраст 252 ± 12 млн. л. (U-Pb, SHRIMP II, Chebotarev et al., 2017); датирование циркона из дамтьернитов установило возраст кристаллизации пород 256.7 ± 1.1 млн. л. (U-Pb, Doroshkevich et al., 2021). Данные Ar–Ar (флогопит) и Rb–Sr датирования щелочных пород чадобецкого комплекса показали, что возраст образования айллицитов составляет 243.4 ± 3.1 и 241 ± 1 млн. л., соответственно

(Nosova et al., 2020). Кроме того, ранее получены значения Ar-Ar возраста 231 ± 2.7 млн. л. по риппиту, одному из основных Nb-минералов Чуктукона, и возрастной интервал 102.6 ± 2.9 млн. л. по монациту (U-Pb, SHRIMP II) из коры выветривания (Чеботарев и др., 2017).

В данном разделе будут представлены авторские геохронологические данные U-Pb (циркон) и Ar-Ar (биотит, порода) датирования щелочных пород чадобецкого комплекса, подтверждающие возрастную корреляцию его формирования с проявлением Сибирской LIP, а также отражающие временные метки истории предшествующих крупных событий и наложенных полистадийных процессов, участвующих в формировании рудоносного щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса на Сибирском кратоне (Прокопьев и др., 2021).

Для изотопно-геохронологических исследований трех фаз внедрения чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса был отобран каменный материал из поисково-разведочных скважин на месторождении Чуктукон, а также из коренных выходов щелочных силикатных пород в обнажении р. Терины (Териновский участок) (рис. 39). На рисунке 39 показаны скважины с интервалами отбора геохронологических проб из керна скважин на глубине, а также места отбора геохронологических проб из коренных обнажений.

Цирконы из коры выветривания по карбонатитам (образцы 545/046 и 514/066) разведочных скважин Чуктуконского рудного поля представлены обломками призматических кристаллов и удлиненными зернами, размером 50-200 мкм (рис. 47). Фактические данные результатов U-Pb датирования цирконов приведены в табл. 6.1 в Приложении 6. Всего проанализировано 29 цирконов по 32 точкам. Согласно полученным результатам наблюдается четыре кластера возрастов со средними значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста: 1870 – 1820 (n = 3); 495 – 385 (n = 10); 290 – 210 (n = 7) и 215 – 162 млн. лет (n = 12) (рис. 47 б–д).

По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования для биотита дамтьернита (из образца 546/053, рис. 39) Чуктуконского рудного участка получен возрастной спектр, включающий девять ступеней (рис. 48а, табл. 6.2, Приложение 6). Пять низко-среднетемпературных ступеней могут быть объединены в возрастное плато, со средневзвешенным возрастом 250.5 ± 3.7 млн. л. (рис. 48а). Общее количество ^{39}Ar для включенных в плато ступеней составляет 70% от общего количества ^{39}Ar , выделенного в ходе измерения образца. Стоит отметить тенденцию на увеличение возраста у высокотемпературных ступеней (рис. 48а). Одним из возможных объяснений может быть сложная, многоэтапная история формирования пород комплекса.

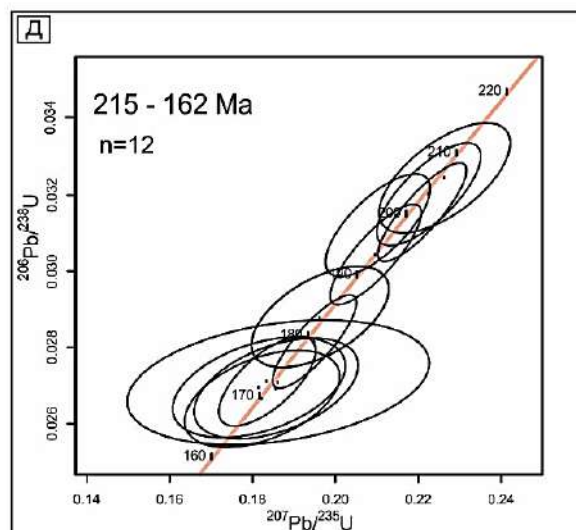
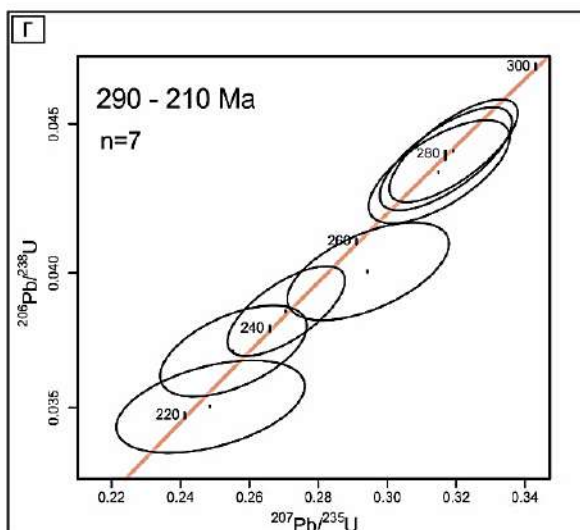
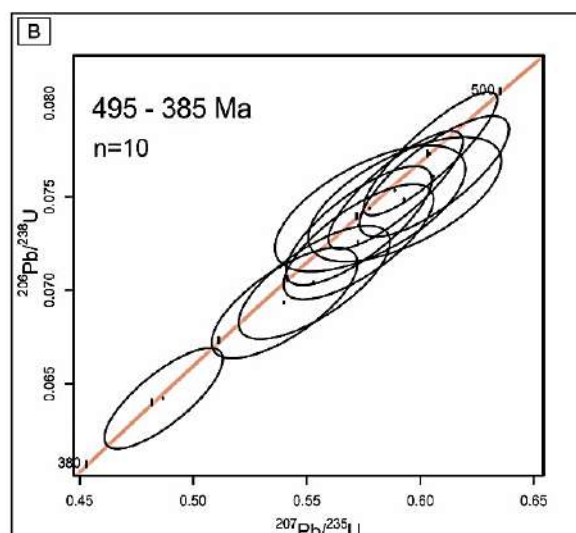
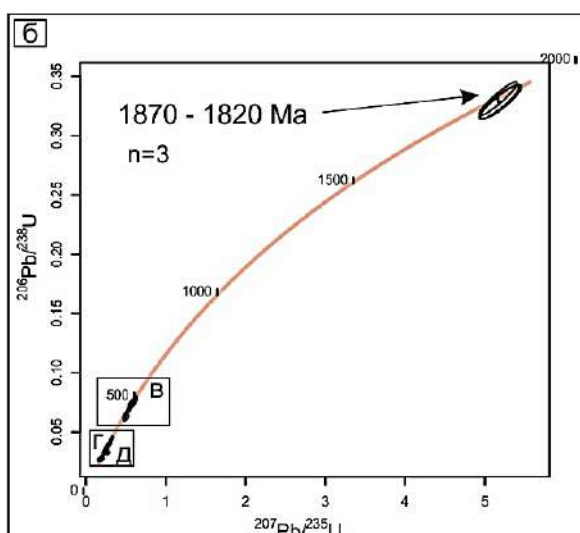


Рисунок 47. (а) Катодолуминесцентные изображения цирконов из образцов коры выветривания Чуктуконского рудного поля 545/046 и 514/066; (б-г) – результаты U-Pb датирования исследуемых цирконов (табл. 7.1 приведена в Приложении 7) (из статьи Прокопьев и др. (2021)).

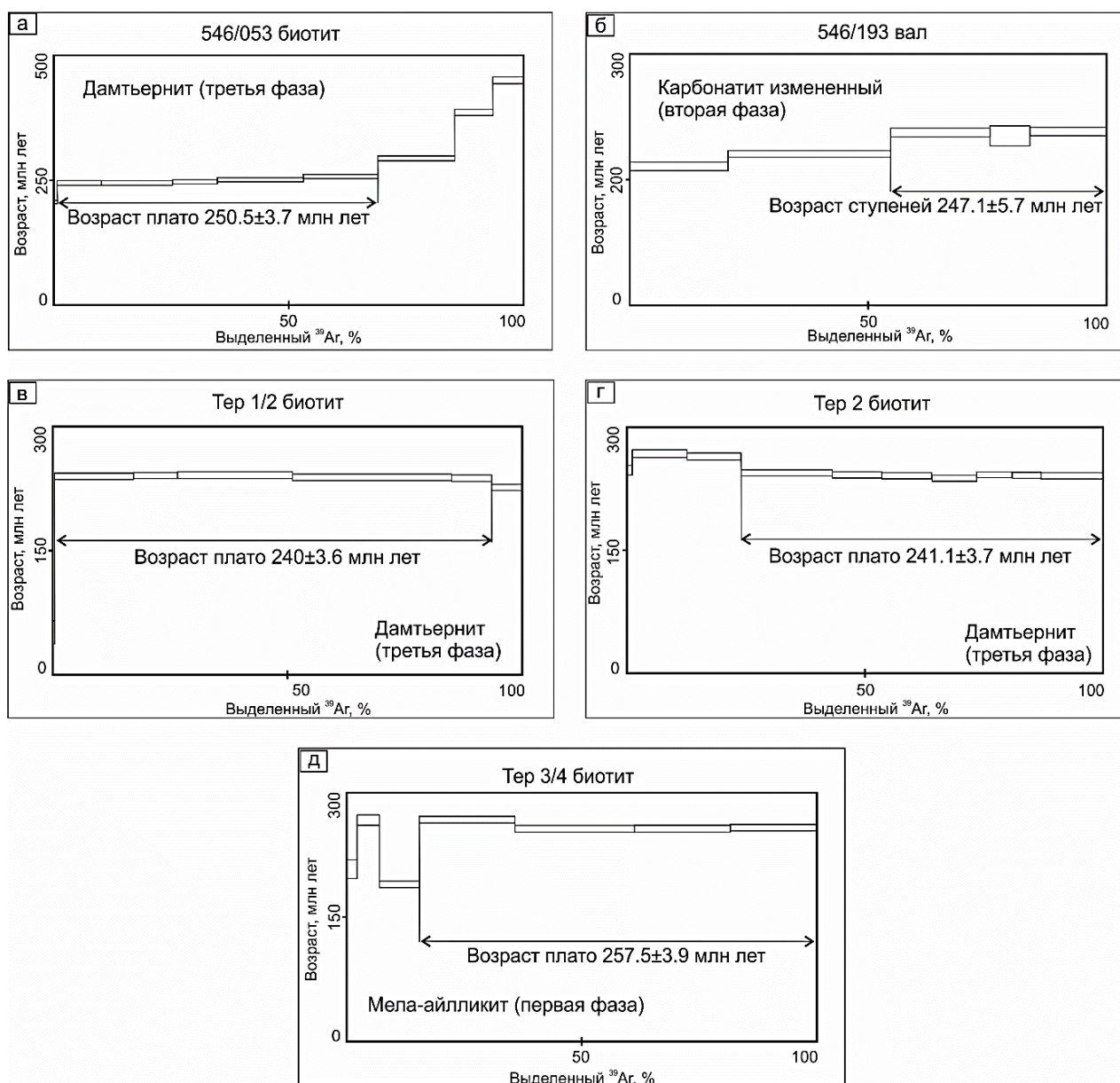


Рисунок 48. Результаты Ar-Ar датирования щелочных пород Чадобецкого комплекса: (а) возрастной спектр биотита дамтьернита (обр. 546/053); и (б) спектр по валовой пробе изменённого карбонатита (обр. 546/193) Чуктуконского участка; (в, г) – возрастные плато биотитов из дамтьернитов (Тер 1/2 и Тер 2) и мела-айлликитов (Тер $\frac{3}{4}$) Териновского участка. Аналитические данные приведены в табл. 7.2 в Приложении 7 (Прокопьев и др., 2021).

Возрастной спектр валовой пробы измененного карбонатита (обр. 546/193) из разведочной скважины Чуктуконского рудного поля состоит из пяти ступеней (рис. 39, рис. 48б, табл. 6.2, Приложение 6). Однозначного возрастного плато, в силу нарушенного характера возрастного спектра, выделить не получилось. Три последние ступени согласуются между собой в пределах погрешности 1σ и дают средневзвешенный возраст 247.1 ± 5.7 млн. л. (рис. 48б). Количество газа, выделенное в рамках этих ступеней, составляет $\sim 45\%$ от общего ^{39}Ar .

В результате экспериментов по определению возраста Ar-Ar методом были получены спектры биотитов из дамтьернитов и мела-айлликитов Териновского участка. Спектр образца биотита дамтьернитов (Тер 1/2) состоит из семи ступеней (рис. 48в, табл. 6.2, Приложение 6). Пять ступеней могут быть объединены в возрастное плато со средневзвешенным возрастом 240 ± 3.6 млн. л., соответствующее более 90% от выделенного ^{39}Ar .

Образец биотита из дамтьернита (Тер 2) демонстрирует возрастной спектр, состоящий из одиннадцати ступеней (рис. 48г, табл. 6.2 в Приложении 6). Семь средне-высокотемпературных ступеней образуют возрастное плато, характеризующееся средневзвешенным возрастом в 241.1 ± 3.7 млн. л. Ступени возрастного плато включают более 75% от общего количества ^{39}Ar , выделенного в ходе эксперимента

Возрастной спектр биотита (Тер 3/4) из мела-айлликитов Териновского участка в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ эксперимента дает возрастной спектр, состоящий из семи ступеней (рис. 48д, табл. 6.2, Приложение 6). Четыре ступени определяют возрастное плато в 257.4 ± 3.9 млн. л. Ступеням, объединенным в возрастное плато, соответствует 70% от выделенного ^{39}Ar .

Раздел 4. Исследования включений в минералах ультраосновных лампрофиров

4.1. Расплавные и минеральные включения в айлликитах чадобецкого комплекса

Расплавные и минеральные включения впервые были исследованы в айлликитах и мела-айлликитах первой фазы внедрения чадобецкого комплекса в макрокристаллах (Ol-I) и фенокристаллах (Ol-II) оливина; также были изучены многофазные включения во фторапатите ультраосновных лампрофиров (Prokopyev et al., 2020; Starikova et al. 2021). Предыдущие исследования расплавных и минеральных включений в цирконе карбонатитов Чуктуконского месторождения (вторая фаза чадобецкого комплекса) показали присутствие Na-K- и Ca-Ba-Sr-REE-карбонатов, а также щелочно-силикатных фаз и фторапатита в их составе (Шарыгин и др., 2016; Sharygin and Doroshkevich, 2017).

В макрокристаллах оливина (Ol-I) айлликитов установлены расплавные и минеральные включения (рис. 49а–g,i). Расплавные включения располагаются группами в «залеченных» трещинах и плоскостях центральных участков (ядер) минерала-хозяина и могут быть отнесены ко вторичным включениям (Roedder, 1984) (рис. 49а–d). Среди минеральных включений в ядрах макрокристаллов оливина встречаются округлые включения ортопироксена (рис. 49f), а также округлые и пластинчатые (игольчатые) минеральные включения ильменита (рис. 49g). Важно отметить, что расплавные включения установлены в макрокристаллах (ксенокристаллах) Ol-I, имеющего мантийное перидотитовое происхождение ($\#Mg - 89-86.5$, высокие Ni, Cr).

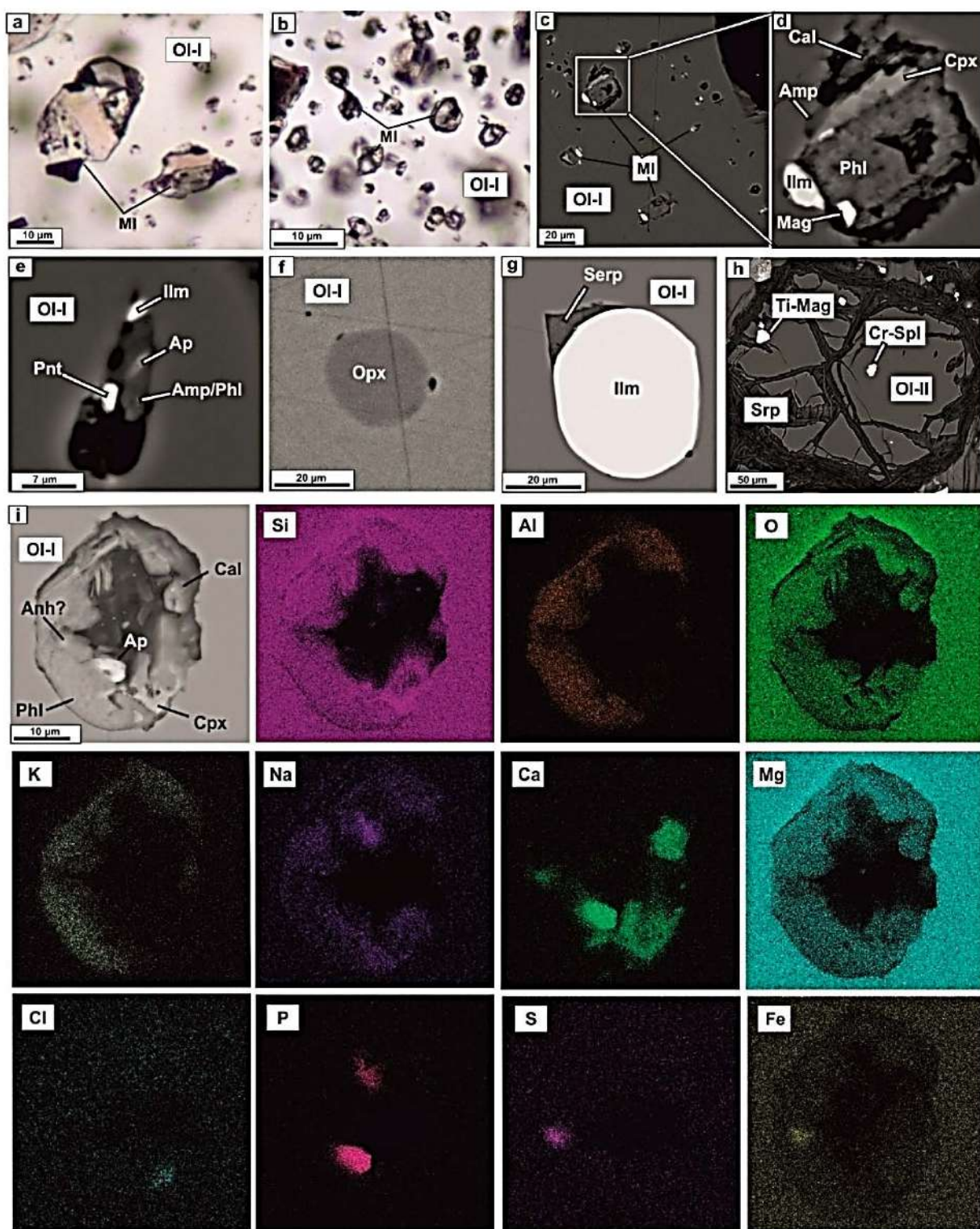


Рисунок 49. Расплавные включения (MI) в макрокристаллах оливина (Ol-I) (a–e, i) и минеральные включения в макрокристаллах (f, g) и фенокристаллах оливина (Ol-II) (h) айллитов чадобецкого комплекса (Prokoryev et al., 2020): (a, b) – микрофотографии расплавных включений под оптическим микроскопом; (c–e) BSE-изображения вскрытых расплавных включений, содержащих ильменит (Ilm), магнетит (Mag), амфибол (Amp), кальцит (Cal), клинопироксен (Cpx), флогопит (Phl), фторапатит (Ap) и пентландит (Pnt); BSE-фото минеральных включений ортопироксена (Opx) (f) и ильменита (g) в макрокристаллах оливина (Ol-I); (h) – BSE-изображение минеральных включений хромшпинелидов (Cr-Spl) и титаномagnetита (Ti-Mag) в фенокристе оливина (Ol-II); (i) BSE-фото и карты распределения элементов во вскрытом включении (i), содержащем кальцит (Cal), апатит, клинопироксен, флогопит и, вероятно, ангидрит (Anh).

В фенокристаллах оливина (Ol-II) установлены минеральные включения Cr-шпинелида и Ti-магнетита (рис. 49h). Включения имеют округлую или неправильную форму, размером 5-25 мкм. Шпинелиды расположены в ядрах, а магнетиты - в краевых зонах оливина.

Расплавные включения в макрокристаллах оливина (Ol-I) присутствуют группами в виде нескольких крупных (10–25 мкм) и множества мелких (<5 мкм) (рис. 49a–d; рис. 50a–f). Крупные включения являются многофазными и содержат несколько твердых фаз, жидкую и газовую фазы. Фазы и их соотношения для относительно крупных включений схожи в пределах одной зоны оливина (рис. 50b); в более мелких включениях той же зоны может присутствовать больше флюидной фазы; нередко присутствуют мелкие включения, которые являются газовой-жидкими и существенно газовыми (рис. 50).

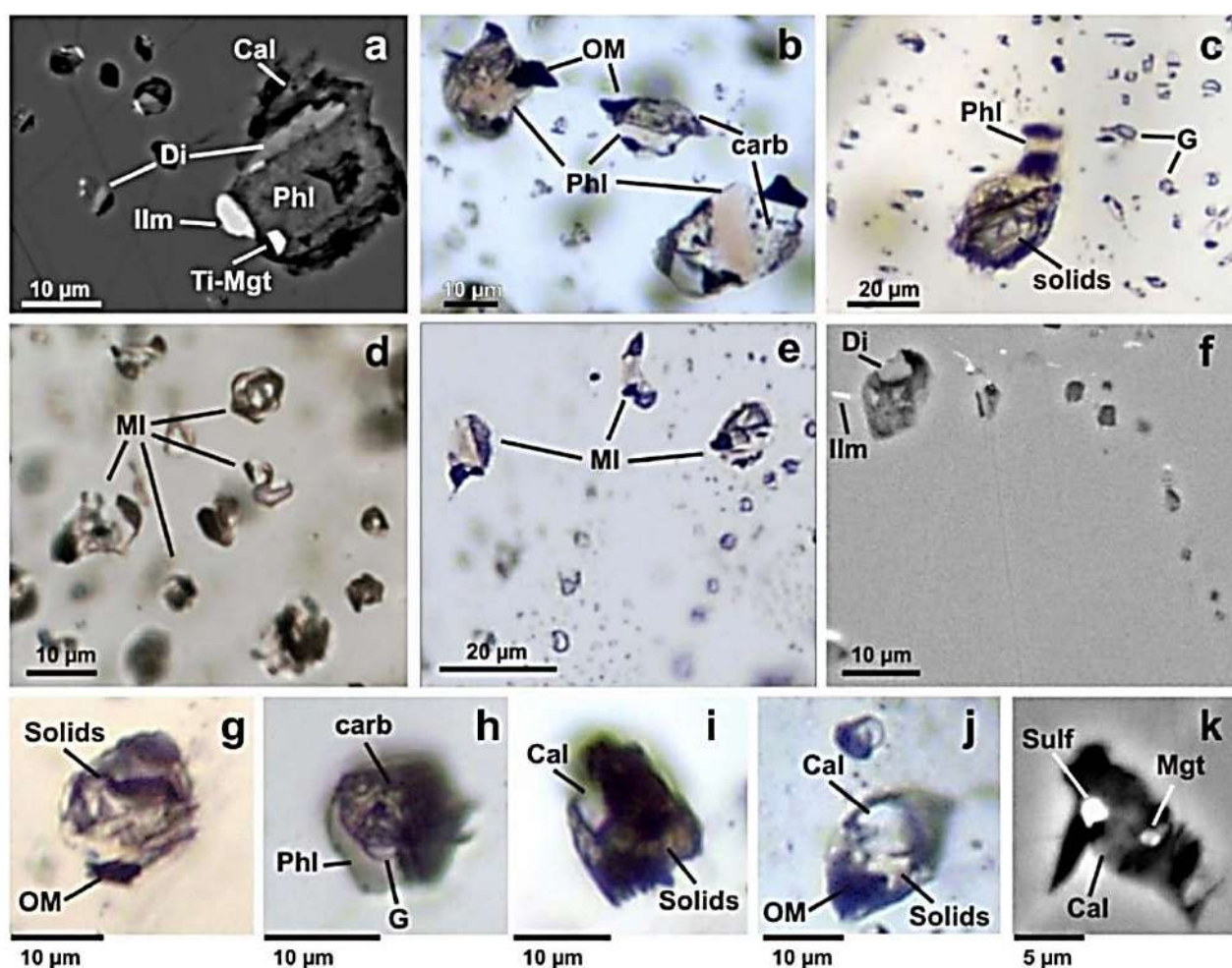


Рисунок 50. Микрофотографии вторичных расплавных включений в макрокристаллах оливина (Ol-I) айллитов чадобецкого комплекса в виде BSE-изображений (a, f, k) и в проходящем свете (b–e, g–j) (Starikova et al., 2021). (a, f, k) – Вскрытые расплавные включения разного размера; (b–e, g–j) – невскрытые расплавные включения с хорошо диагностируемыми фазами флогопита, несколькими непрозрачными фазами (OM) и смесью карбонатов. Cal - кальцит, Di – диопсид, Phl - флогопит, Ilm - ильменит, Mgt – магнетит, carb – карбонаты Ca и Na, solids – твердые фазы, Sulf – сульфиды.

SEM EDS исследование вскрытых сравнительно крупных расплавных включений выявил наличие дочерних кристаллических фаз (по уменьшению содержания в объеме включения): флогопита (Mg# 80–84) и кальцита, клинопироксена диопсид-геденбергитового состава (Mg# 72–88), Ca-Na-амфибола, фторапатита, ангидрита (?), сульфидов Fe-Ni-Co (пирротин/пентландит?), а также кристаллических фаз ильменита и Ti-магнетита (рис. 49, рис. 50, табл. 7.1 в Приложении 7). Практически во всех включениях наряду с прозрачными фазами диагностированы одна или несколько непрозрачных фаз. Доля непрозрачных фаз во включениях не превышает 10 об.%. Набор непрозрачных минералов может различаться для разных систем расплавных включений. Наиболее типичными являются богатые Ti магнетит (TiO_2 до 13 мас.%) и ильменит. Ильменит из включений в макрокристаллах оливина характеризуется высоким содержанием Mg# (MgO до 12 мас.%).

Невскрытые включения по данным КР-спектроскопии содержат также кристаллические фазы REE-фторкарбоната - синхизита-(Ce) $[\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}]$ (рис. 51).

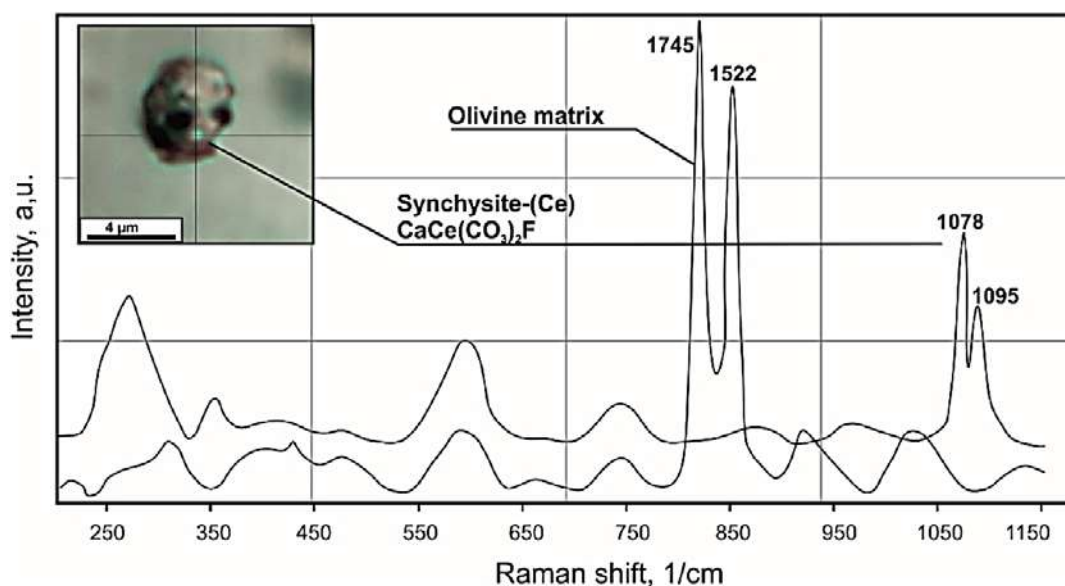


Рисунок 51. Анализ методом рамановской спектроскопии кристаллической фазы REE-фторкарбоната в расплавном включении в макрокристе оливина (Prokoryev et al., 2020).

Необходимо также отметить, наличие генераций расплавных включений в макрокристаллах оливина, содержащих преимущественно карбонатные фазы – кальцит, доломит и щелочные карбонаты (рис. 51, 52). КР-спектры диагностики дочерних кристаллических фаз невскрытых 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 ($980\text{--}990\text{ см}^{-1}$) (рис. 52) (Frezzotti et al., 2012; Shatskiy et al., 2015). Точная фазовая диагностика затруднена, поскольку карбонаты образуют агрегат минеральных

фаз с размером зерен <1 мкм, и выделить отдельные линии карбонатов в общем спектре не представляется возможным (рис. 52). 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. 52). 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. 52с), является наиболее интенсивным пиком натрита Na_2CO_3 (Buzgar and Aporei, 2009). Таким образом, можно заключить, что мелкозернистая смесь прозрачных фаз в составе расплавных включений в макрокристаллах оливина айллицитов представляет собой смесь щелочных карбонатов, карбонатов Ca-Mg-Fe-REE, а также сульфатов Ca-Ba-Sr (рис. 52).

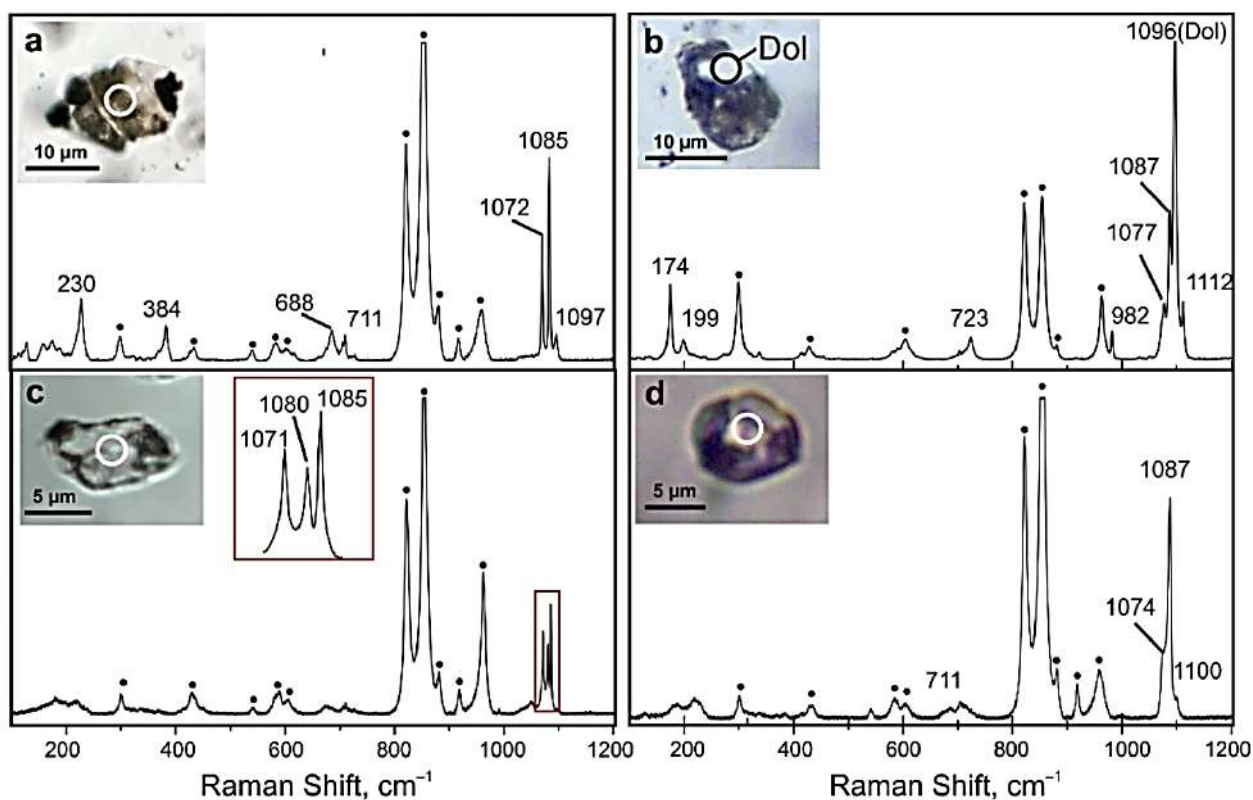


Рисунок 52. Микрофотографии включений и рамановские спектры диагностики дочерних фаз расплавных включений в макрокристаллах оливина айллицитов. Отчетливые пики в области $1071\text{--}1112\text{ см}^{-1}$ соответствуют колебаниям группы $[\text{CO}_3]$: пики в диапазоне $1071\text{--}1077\text{ см}^{-1}$ 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, b), пик в 1080 см^{-1} , вероятно, принадлежит натриту (с). Линия 982 см^{-1} соответствует колебанию группы $[\text{SO}_4]$ (b). Кружками на фотографиях включений показаны анализируемые участки. Линии вмещающего включения оливина на КР-спектрах отмечены черными точками.

На КР-спектрах расплавных включений в области флюидной фазы наблюдаются два диагностических пика CO_2 (Frezzotti, 2012). Разница в частотных сдвигах этих пиков (Δ) зависит от плотности CO_2 (Frezzotti, 2012; Wang et al., 2011; Lamadrid, et al., 2017). ΔCO_2 для жидкой и газовой фаз включений в оливине составляет $104.26\text{--}104.30\text{ см}^{-1}$, что соответствует плотности $0.68\text{--}0.70\text{ г/см}^3$ (Wang et al. 2011).

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 (табл. 7.2, Приложение 7, за внутренний стандарт принято CaO в кальците, содержание дочерней фазы кальцита оценено в 45 об.% включения).

Как отмечено ранее, макрокристы оливина (Ol-1) наряду с расплавными также содержат включения минеральных фаз ортопироксена и ильменита (рис. 49f,g; рис. 53; табл. 7.1 в Приложении 7). Минеральные включения ортопироксена по химическому составу ближе к энстатиту и соответствуют формуле $\text{Mg}_{1.71\text{--}1.72}\text{Fe}_{0.25\text{--}0.27}\text{Ca}_{0.01\text{--}0.03}\text{Si}_{1.97\text{--}1.98}\text{Al}_{0.01\text{--}0.02}\text{Ti}_{0\text{--}0.01}\text{O}_6$; содержание TiO_2 в составе минеральных включений ортопироксена составляет до 0.4 мас.%. Состав включений ильменита приведен в табл. 7.1 (в Приложении 7) (рис. 53).

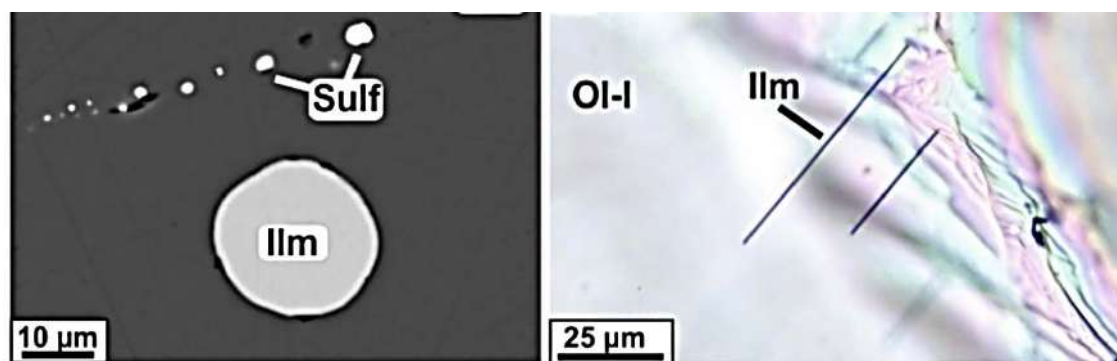


Рисунок 53. BSE-изображение и микрофотография минеральных включений ильменита и сульфидов в макрокристах оливина (Ol-I) (из публикации Starikova et al. (2021)).

Округлые зерна ильменита диаметром до 70 мкм обнаружены в ядрах макрокристов оливина (рис. 53) (Straikova et al., 2021). Кроме того, в некоторых ядрах макрокристов оливина наблюдаются регулярные тонкие пластинки ильменита. Также в макрокристах оливина были выявлены цепочки округлых сульфидных включений, представленных сростками пирротина и пентландита, которые, вероятно, являются продуктами распада моносульфидного твердого раствора (MSS) (рис. 53). Ильмениты отличаются высокими содержаниями MgO (5.6–11.3 мас.%) и Cr_2O_3 (до 3.7 мас.%) и попадают в поле кимберлитовых ильменитов (Straikova et al., 2021). Составы ильменита минеральных включений и расплавных включений включений в

макрокристаллах оливина схож и существенно отличаются от редких идиоморфных зерен ильменита из основной массы айллитов чадобецкого комплекса (Straikova et al., 2021). Скорее всего, ильмениты и магматические сульфиды являются ксеногенными фазами расплавных включений в макрокристаллах оливина (Ol-I).

В составе минеральных включений хромшпинелидов (Cr_2O_3 – 21.7–25.88 мас.%) в фенокристаллах оливина (Ol-II) преобладают компоненты ульвошпинелевого, магнезиоферритового, шпинелевого и магнезиохромитового миналов; зерна Ti-магнетита содержат 7.24–19.4 мас.% TiO_2 (рис. 49h; таблица 7.1, Приложение 7) (Prokoryev et al., 2020).

Фторофосфаты в ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса содержат многофазные включения (рис. 54) (Prokoryev et al., 2020). Они содержат несколько кристаллических фаз (60–95 об.%), жидкую и газовую (первые об.%) фазы. Размер объектов составляет 5–25 мкм (рис. 54). Включения имеют разный фазовый состав, располагаются в центральных частях зерен апатита и их можно отнести к гетерогенно-захваченным (Roedder, 1984). SEM EDS анализ вскрытых включений установил присутствие кристаллических фаз клинопироксена, кальцита, доломита и барита (рис. 54).

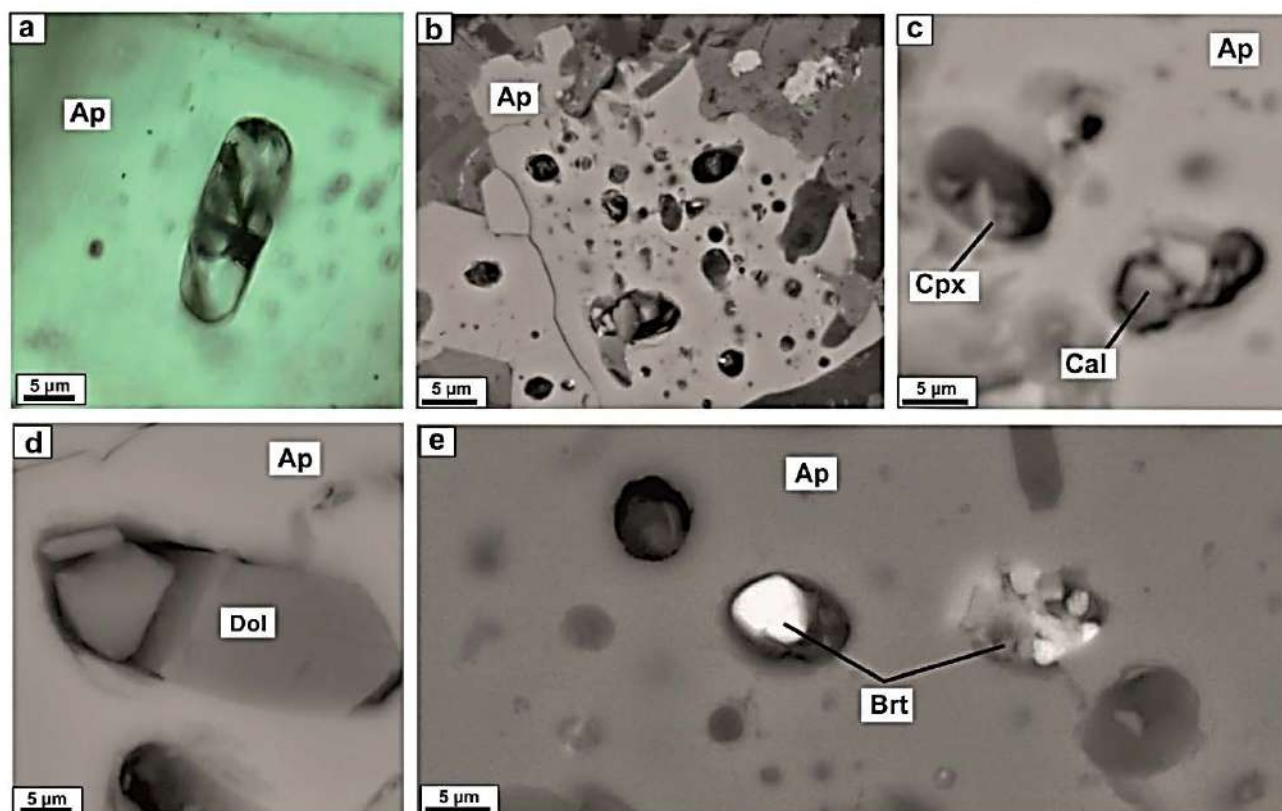


Рисунок 54. Микрофотография (а) и BSE-изображения многофазных и поликристаллических включений в апатите ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса (из публикации Prokoryev et al., 2020). Включения содержат кристаллические фазы клинопироксена (Cpx), кальцита (Cal), доломита (Dol) и барита (Brt).

Раздел 5. Интерпретация и обсуждение полученных данных

5.1. Петрогенезис айллицитов чадобецкого комплекса

Айллициты и мела-айллициты, исследованные в рамках данной диссертационной работы, относятся к первой фазе внедрения чадобецкого комплекса. Породы этой фазы, как отмечено ранее, образуют непрерывный по вертикали силлово-жильный комплекс. В центральных частях Чадобецкого поднятия щелочно-ультраосновные породы слагают интрузии штокообразной формы с размерами от 50×80 до 1300×1500 м.

Исследования минералов и включений ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса показывают, что щелочно-силикатно-карбонатная магма айллицитов в значительной степени была обогащена флюидной фазой, а также содержала высокие концентрации K_2O (дочерние фазы флогопита в расплавных включениях), Na_2O , CaO и MgO (кальцит, доломит, клинопироксен, Ca-Na-амфибол, щелочные карбонаты в виде дочерних фаз включений и минеральных фаз основной массы), Cr_2O_3 , TiO_2 и FeO (минеральные фазы хромита, шпинелидов, ильменита, магнетита, кристаллизация перовскита), P_2O_5 , F, Cl (дочерние фазы и минералы фторапатита, флогопита, амфибола и др.), SO_3 (ангидрит во включениях) и NiO (минеральные фазы оливина и пентландита), BaO (флогопит, результаты абляции включений) и SrO (содержится в карбонатах и сульфатах, во фторапатите, повышенные концентрации установлены при абляции включений), а также рудных элементов редкоземельно-редкометалльной специфики (фторкарбонаты и фосфаты LREE, фторапатит, пироксид, ильменит содержит Zr и Nb, результаты абляции включений также показали повышенные содержания LREE, Zr, Nb, Ta).

На рисунке 55 показаны мультиэлементные спектры расплавных включений (данные LA-ICP-MS, табл. 7.2, Приложение 7) и айллицитов (данные из табл. 7.3, Приложение 7), которые имеют схожую конфигурацию и характеризуют состав расплава ультраосновных лампрофиров, обогащенных редкоземельными (La, Ce, Nd) и высокозарядными (Nb, Ta, Zr, Hf) компонентами. Уровень графиков для расплавных включений расположен выше такового для пород - айллицитов (рис. 55). При добавлении к айллицитовому расплаву порядка 10 % оливина (макрокристов/ксенотристов) (расчет произведен по Powell (1994)) получаются схожие с породами графики концентрации элементов (зеленые пунктирные графики на рис. 55). Петрографические наблюдения по содержанию макрокристов оливина в айллицитах чадобецкого комплекса коррелируют с полученными данными

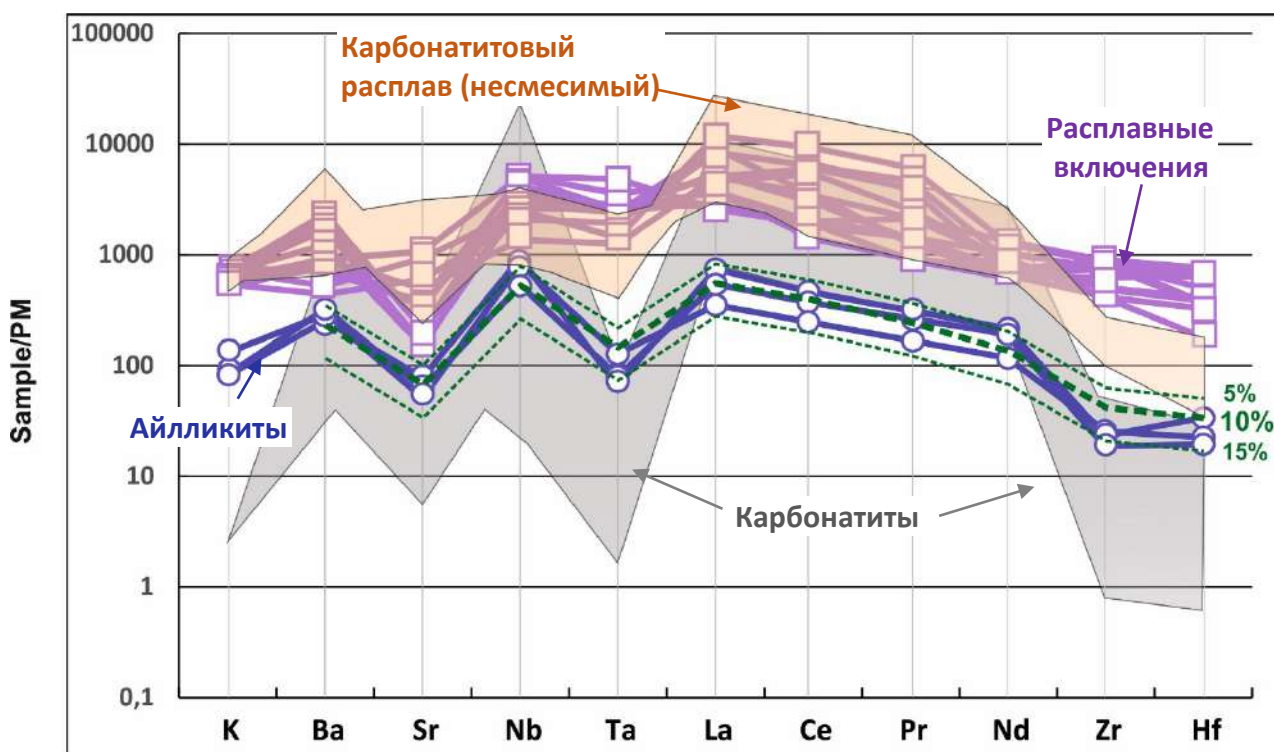


Рисунок 55. Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавных включений (LA-ICP-MS) айлликитов чадобецкого комплекса (нормированные на PM по Sun, McDonough (1989); геохимия карбонатитов взята из Doroshkevich et al. (2019)).

На рисунке 55 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 карбонатитов наложенными гидротермальными и гипергенными процессами (включающими накопление Nb в коре выветривания), что согласуется с минералогическими характеристиками карбонатитов (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 несмеси, 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 несмеси карбонатитового расплава для чадобецкого комплекса – оранжевое поле на рисунке 55.

Согласно полученным данным видно, что такие рудные компоненты как LREE, Ba, Sr, частично Nb и Ta могут накапливаться в несмеси карбонатитового расплава, 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 айллицитов (рис. 52). Ультраосновные лампрофиры остаточной магмы формировали последующие импульсы внедрения и кристаллизации мела-айллицитов и дамтьернитов чадобецкого комплекса.

Таким образом, исследования минерального состава, геохимии пород и включений в ультраосновных лампрофирах чадобецкого комплекса показывают, что материнский расплав айллицитов 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 айллицитов 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; Tappe, et al., 2006, 2017) подтверждают гипотезу о том, что расплавы айллицитов 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 оливина для перидотитовых (согласно De Hoog et al. (2010)) ядер макрокристов оливина айллицитов чадобецкого комплекса («Al-in-olivine» термометр, Bussweiler et al., 2017) составили ~ 1020 °C при 2 ГПа и ~ 1300 °C при 6 ГПа (табл. 8.1, Приложение 8), что совпадает с оценками предшествующих исследований (Nosova et al., 2018). Фугитивность кислорода $\Delta \log(fO_2)$, рассчитанная по Ballhaus et al. (1991) (оливин-шпинель) для айллицитов при полученных температурах, находится вблизи буфера FMQ в диапазоне $-1.15 \dots -0.06$ (табл. 8.2, Приложение 8), что в сравнении с данными по клинопироксену (рис. 42) указывает на ее увеличение в ходе кристаллизационной дифференциации.

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 REE-Nb руд в пределах 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).

Полученные результаты петрологических исследований позволяют сформулировать **второе защищаемое положение**: 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.

5.2. Сравнение данных по включениям в ультраосновных лампрофитах и кимберлитах

Данные о составе расплавных включений в оливине айлликитов чадобецкого комплекса сравнимы с данными о расплавных включениях в оливине кимберлитов и щелочных комплексов мира (рис. 56 из публикации Prokopyev et al. (2020)). Так, исследования расплавных включений в оливине кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон) показали наличие дочерних кристаллов флогопита, джерфшерита, магнетита, оливина, гумита-клиногумита, монтичеллита, редких сульфатов и фосфатов, и газовых пузырьков, богатых CO₂ (Kamenetsky et al., 2004, 2008; Golovin et al., 2003, 2007; Sharygin et al., 2007). Первичные и псевдотричные расплавные включения оливине кимберлита Марк (Канада) содержат следующие дочерние фазы: Ca-Mg- и K-Na-Ba-Sr-содержащие карбонаты, хлориды K-Na, а также подчиненное количество силикатов (флогопита и монтичеллита), а также оксиды Fe-Mg-Al-Ti (периклаз и перовскит), фосфаты и сульфиды (Abersteiner et al., 2020). Псевдотричные включения могут также содержать тетраферрифлогопит, кальсилит и сульфаты. Судя по составу расплавных включений, авторы предполагают, что оливин в кимберлите Марк кристаллизовался и транспортировался из дифференцированного бедного кремнезема галогенсодержащего щелочно-доломитового расплава с предполагаемым минимальным давлением захвата ~ 200–450 МПа (или ~ 6–15 км) (Abersteiner et al., 2020). Основным отличием расплавных включений в айлликитах от таковых в кимберлитах является преобладание щелочно-хлоридно-карбонатного состава включений в исходных для кимберлитов расплавах (Kamenetsky et al., 2014; Golovin et al., 2017; Sharygin et al., 2021).

Complex/ Type of Alkaline Rocks	Host mineral		
	Olivine	Apatite	Zircon
	Melt inclusion crystal phases	Crystal-fluid	Mineral inclusions
Chadobets complex Aillikites - mela-aillikites	Cal, Phl, Cpx, Ca-Na-Amp, Fe-Ti-oxides (Ilm, Ti-Mag), F-Ap and Anh (?), Syn (Carb-REE) Mineral inclusions: Opx, Cr-spl, Ti-Mag		
Damtjernites		Cal, Dol, Cpx, Ba-Sr-sulphates	
Carbonatites			Na-K- and Ba-Sr-REE carbonates
Udachaya-East (Siberian Craton) Kimberlites	Phl, Humite-Clinohumite, Monticellite, Djerfisherite, Mag, Olivine, Chlorides, Sulphates, Phosphates		
Mark (Canada) Kimberlites	Ca-Mg- and K-Na-Ba-Sr- carbonates, Phl and Monticellite, Fe-Mg-Al-Ti oxides, K-Na-chlorides, Phosphates, Sulphides		
Bultfontein (Kimberley, South Africa) MARID xenoliths	Na, K-carbonates, Phl, K-richterite, F-Ap, Fe-Ti-oxides, Ba-Sr-sulphates		
Transdanubian (Hungary) Xenoliths of Lamprophyre dykes		Predominantly Carbonates and Minor Sulphates of Ba and Sr	
Tomtor complex (Siberian Craton) Lamprophyres	Na-silicates K-silicates, K-feldspar, Carbonates (Mainly Calcite)		
Pian di Celle Volcano (Umbrian Kamafugite Province, Italy) Melilitites	Silicate-Carbonate Melt → Ca-carbonate Liquids with High Ba, Sr, F, and Cl		

Рисунок 56. Состав расплавных и минеральных включений ультраосновных лампрофиров и карбонатитов (Sharygin and Doroshkevich, 2017) чадобецкого комплекса (из публикации Prokopyev et al. (2020)); кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон) (Kamenetsky et al., 2004, 2008; Golovin et al., 2003, 2007; Sharygin et al., 2007), кимберлитов Марк (Канада) (Abersteiner et al., 2020) и ксенолитов MARID кимберлитов Булфонштейн (Кимберли, Южная Африка) (Giuliani et al., 2015); составы расплавных включений мантийных ксенолитов даек лампрофиров Задуная (Центральный хребет, Венгрия) (Guzmics et al., 2008), лампрофиров Томторского щелочно-карбонатитового массива (Анабарский щит) (Panina et al., 2016) и мелилититов вулкана Пьян-ди-Челле (Италия) (Panina et al., 2003).

Минералогические характеристики и состав расплавных включений ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса близок к таковым оранжеев (или кимберлитов II группы) и лампрофиров (рис. 56). Оранжеиты представляют собой перщелочные

ультракалиевые магматические породы, богатые H_2O и CO_2 (Mitchell, 1995), которые в настоящее время признаны отдельным типом магмы на основании их специфической минералогии, химии минералов, концентрации основных и микроэлементов в породе, а также изотопного состава (Smith, 1983; Skinner, 1989; Downes et al., 2006; Mitchell, 2006; Becker and Le Roex, 2006). Например, плавление пород MARID (слюда-амфибол-рутил-ильменит-диопсид) само по себе не может объяснить некоторые геохимические особенности оранжейтов, такие как высокие концентрации $\text{Mg\#}$ (~ 85) и Cr и Ni (~ 2000 и 1000 ppm, соответственно) (Becker and Le Roex, 2006). Минимальная глубина зарождения оранжейтовой магмы по данным термобарометрии ксенолитов составляет 150–200 км, что соответствует нижней части литосферной мантии в поле стабильности граната (Giuliani et al., 2015). Ксенолиты MARID из кимберлита Булфонштейн (Кимберли, Южная Африка) содержат первичные богатые карбонатами включения в клинопироксене со щелочными (Na , K) карбонатами, фторапатитом, обильным флогопитом (и тетраферрифлогопитом), К-рихтеритом, оксидами Fe-Ti и баритом с небольшим количеством стронция (Giuliani et al., 2015). Состав расплавных включений аналогичен нашим данным для расплавных включений в оливине, особенно наличием флогопита, фторапатита, карбоната и дочерних фаз Fe-Ti -оксидов (рис. 56).

Апатит и калиевый полевой шпат из богатых клинопироксеном мантийных ксенолитов даек лампрофиров (Задунайский центральный хребет, Венгрия) содержат расплавные включения с преимущественно карбонатными и незначительными S-содержащими дочерними кристаллами, такими как сульфаты Ba и Sr (Guzmics et al., 2008) (рис. 56). Полученные данные показали, что клинопироксен-апатит-калишпат-флогопитовая ассоциация образовалась в результате карбонатитового метасоматоза ультраосновного мантийного источника, а апатит и калиевый полевой шпат захватили расплавные включения при ~ 1120 °C (Guzmics et al., 2008). Изучение первичных и вторичных расплавных включений во вкрапленниках оливина, керсутита, апатита и титанита лампрофиров томторского комплекса (Анабарский щит, Сибирская платформа) выявило наличие натриево-силикатных и калиево-силикатных включений с калиевым полевым шпатом и карбонатами (преимущественно кальцитом) (Panina et al., 2016). Установлено, что минералы лампрофиров Томтора формировались при 1150–1090 °C из натриевых расплавов и при 1200–1250 °C из калиевых (Panina et al., 2016). Карбонатные расплавные включения в оливине и мелилите вулкана Пьян-ди-Челле (Умбрия, Камафугитовая провинция, Италия) состоят из силикатно-карбонатных и преимущественно карбонатных разновидностей, что характеризует процессы силикатно-карбонатной несмеси в мелилититах, которое, по-видимому, произошло на значительных глубинах и при температуре выше 1300 °C (Panina et al., 2003). Солевые расплавы эволюционировали от

силикат-содержащих щелочных жидкостей к преимущественно кальциево-карбонатным жидкостям с обогащением Ba, Sr, F и Cl.

Исследования расплавных включений в ультраосновных лампрофирах (айлликитах) чадобецкого комплекса весьма схожи с данными по составу расплавных включений в оливине девонской интрузии Ильбокич, расположенной в Ангари-Котуйской рифтогенной системе (Ирикнеево-Чадобецкий прогиб) (Старикова и др., 2022), а также с включениями в дамтьернитах трубки Виктория на Анабарском щите (Каргин и др., 2023) (табл. 2).

Таблица 2

Состав расплавных включений в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексах Сибирского кратона (из публикации Каргин и др. (2023)).

Порода	Минерал-хозяин включения	Тип и состав кристаллических фаз включений
трубка Виктория, Анабарский алмазоносный район		
дамтьернит	оливин	Расплавные (в): Mtc, Phl, Nph, Ap, Cal, Kls, Mag, Po, Zr-Ti-фазы
	шпинель	Расплавные (п) и поликристаллические: Phl, Ap, Po, K-Na-сульфаты, щелочные карбонаты, Ca-Na-фосфаты, Prv, KCl/NaCl
	монтичеллит	Расплавные и поликристаллические: смесь фельдшпатоидов, K-Na-сульфаты, Ap, Nph, Spl, Prv
Чадобецкий щелочно-ультраосновной комплекс		
айлликиты и мела-айлликиты	оливин	Расплавные (в): Cal, Ca-Na-K-карбонаты, Phl, Cpx, Ca-Na-Amp, Fe-Ti-оксиды (Ilm, Ti-Mag), F-Ap, Anh (?)(Prokopyev et al., 2020)
дамтьерниты	оливин	Минеральные: Орх, Cr-spl, Ti-Mag Вторичные расплавные: Cal, Na-Ca-карбонаты (Prokopyev et al., 2020)
	шпинель	Расплавные (п): Cal, Phl, Cpx, Ab, F-Ap (Nugumanova et al., 2021)
	апатит	Многофазные флюидные (п): Cal, Dol, Cpx, Ba-Sr-сульфаты (Prokopyev et al., 2022)
Ильбокичский щелочно-ультраосновной комплекс		
айлликиты	оливин	Расплавные (п): Cal, Dol, Ap, Brk, Cpx, Prv, Phl, Lz Вторичные: Gr, Eit, Mgs (Starikova et al., 2022)
Арбарастахский щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс		
фоскориты	оливин	Расплавные: Cal, Phl Вторичные расплавные: Na-Ca-карбонаты, Cal, Dol, Ap (Prokopyev et al., 2021)
	апатит	Кристаллические: Cal, Mag (Prokopyev et al., 2021)
айлликиты	оливин	Расплавные (в): Na-Ca-карбонаты, Cal, Ilm, Chr, Phl, Cpx (Doroshkevich et al., 2022)
карбонатиты, силико-карбонатиты	флогопит	Расплавные (п): Cal, Di (Prokopyev et al., 2021)
	клинопироксен	Расплавные: Phl, Cal Многофазные флюидные: Cal, Rct, Ap, Ti-Mag, Ca-Ti-Zr-O рудные фазы (Prokopyev et al., 2021)

Примечание. Сокращения названия минералов: Ab - альбит, Anh - ангидрид, Ap - апатит, Ba-Sr-сульфаты, Brk - брукит, Cal - кальцит, Ca-Na-Amp - Ca-Na амфибол, Chr - хлорит, Cpx - клинопироксен, Di - диопсид, Dol - доломит, Eit - эйтелит, F-Ap - фтор-апатит, Fe-Ti-оксиды, Gr - графит, Ilm - ильменит, Kls - кальсилит, K-Na-сульфаты, Lz - лизардит, Mag - магнетит, Mgs - магнезит, Mtc - монтичеллит, Na-Ca-карбонаты, Nph - нефелин, Орх - ортопироксен, Phl - флогопит, Po - пирротин, Prv - перовскит, Rct - рихтерит, Shr - шеелит, Spl - минералы группы шпинели, Ti-Mag - Ti-магнетит; «п» - первичные, «в» - вторичные.

В табл. 2 приведены сводные данные по составу расплавных включений в минералах ультраосновных лампрофиров (айллитов и дамьернитов), фоскоритов и карбонатитов исследованных щелочных комплексов на Сибирском кратоне. Исходный калинатровый карбонатно-силикатный состав первичных расплавных включений в макрокристаллах оливина дамьернитовой трубки Виктория схож с расплавными включениями в оливинах из айллитов Ильбокича и исследованными в работе айллитами Арбарастаха и Чадобца (табл. 2). Однако основной их отличительной особенностью является присутствие фельдшпатоидов в виде дочерних фаз, которые концентрируют основной объем K и Na (Каргин и др., 2023). Присутствие фельдшпатоидов подчеркивает более щелочной характер расплавов, по сравнению с айллитами и кимберлитами, и предполагает в случае формирования пород трубки Виктория существование обособленного дамьернитового расплава на стадии формирования макрокристаллов оливина, исключая их генерацию за счет фракционирования айллитовых расплавов (Каргин и др., 2023). Также вхождение K и Na во включениях в макрокристаллах оливина исключительно в состав силикатных фаз, отличает включения в дамьернитах трубки Виктория от включений в оливинах из кимберлитов, где калинатровая составляющая входит в состав как силикатных, так и в состав щелочно-карбонатных фаз (Головин, Каменецкий, 2023).

Расплавные включения, расположенные в ядрах вкрапленников оливина айллитов интрузии Ильбокич, отражают характеристики расплава, наиболее близкого к материнскому (Старикова и др., 2022) (табл. 2). Состав дочерних фаз включений и их соотношения соответствуют основной массе самих айллитов: флогопит и клинопироксен как основные силикаты (не считая оливина, который кристаллизовался на стенках включений), высокое содержание карбонатов (кальцит, доломит) и Ti-содержащих фаз, апатита (Старикова и др., 2022) (табл. 2). В работе Старикова и др. (2022) непостоянство состава вторичных включений объяснено гетерогенным захватом айллитового расплава оливином. В данном случае, включения в оливине из айллитов чадобецкого и арбарастахского комплексов имеют схожие характеристики. Экспериментальные работы для кимберлитовых систем (в том числе, с высоким содержанием K_2O , CO_2 и H_2O в источнике) показали принципиальную возможность существования процессов карбонатно-силикатной несмесимости при ≤ 4 ГПа и 1140–1000 °C (Kamenetsky and Yaxley, 2015), 2 ГПа и 1000–1200 °C (Sharygin et al., 2017) и 5.5 ГПа и 1350 °C (Sokol and Kruk, 2021). При давлении ниже 2 ГПа в экспериментах наблюдалась дегазация с выделением молекулярной CO_2 (Kamenetsky and Yaxley, 2015). Схожий процесс дегазации мог произойти при быстром подъеме айллитовых расплавов Ильбокича, Чадобца и Арбарастаха, что в результате привело к захвату вторичных включений, содержащих высокоплотную CO_2 . Оценки минимального давления захвата включений с наиболее

высокоплотной CO_2 составили 6.5 кбар (Yamamoto and Kagi, 2008), в качестве температуры захвата принималась температура образования краевых частей вкрапленников оливина 1120–1150 °C (Nosova et al., 2018). Вероятно, при подъеме айлликитовый расплав представлял собой карбонатно-силикатную эмульсию, что объясняет наличие агрегатов и глобул карбонатов в айлликитах Ильбокича (Старикова и др., 2022) и чадобецкого комплекса (Nosova et al., 2021). Доминирование карбонатной составляющей во вторичных включениях (включения со сравнительно большим по объему содержанием карбонатных дочерних фаз), возможно, связано с меньшей вязкостью карбонатитового расплава по сравнению с силикатным и более легким его проникновением в трещины оливина. Присутствие во вторичных включениях щелочных карбонатов указывает на щелочную специализацию карбонатитовой составляющей. Отсутствие этих карбонатов в основной массе самих айлликитов, вероятно, связано с их растворением (или изменением/трансформацией) при поздних гидротермальных процессах. Кроме того, изучение силикатно-карбонатных и карбонатных глобул в щелочно-ультраосновных лампрофирах чадобецкого комплекса показало, что в их эволюции имело место проявление силикатно-карбонатной несмесимости, а на более поздних стадиях – отделение обогащенного CO_2 флюида (Nosova et al., 2021).

Сходство состава расплавных и флюидно-солевых включений предполагает единый механизм эволюции щелочно-ультрамафических расплавов, включая ультраосновные лампрофиры и кимберлиты, в сторону щелочных рудоносных карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных жидкостей, что находит отражение в исследованных нами включениях в породах щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, таких как арбарастахский и чадобецкий на Сибирском кратоне.

5.3 Модель формирования чадобецкого комплекса

Зарождение щелочно-ультраосновных карбонатитовых расплавов обычно связывают с частичным плавлением карбонатизированного перидотита (например, Downes et al., 2005; Agashev et al., 2008). Петрологические исследования ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса показали, что эти породы являются продуктом материнских расплавов, образовавшихся из изотопно умеренно деплетированной мантии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{I})$ 0.7024... 0.7043, $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ 4.09... 5.08) (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova et al., 2020). Высокие #Mg, Cr, Ni в породах ультраосновных лампрофиров и схожие характеристики, полученные для оливинов, а также данные по составу клинопироксена и флогопита позволяют предположить, что ультраосновные лампрофиры (айлликиты) чадобецкого комплекса

кристаллизовались из близких к первичным (протоайллитовым) расплавам, которые не подвергались в значительной степени процессам фракционной кристаллизации (Doroshkevich et al., 2019; Nosova et al., 2018, 2020; Prokopyev et al., 2020; Starikova et al., 2021). Петрологические данные, наличие магматических карбонатов и собственно карбонатитов, а также магматической слюды (флогопита во включениях и как основной породообразующий минерал) в ультраосновных лампрофирах чадобецкого комплекса подтверждают, что мантийный источник чадобецких айллитов, вероятно, содержит карбонатитовый и флогопитовый метасоматический агенты (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova et al., 2018; 2020) (рис. 57). Кроме того, содержание BaO в слюде айллитов косвенно подтверждает, что исходные расплавы для чадобецкого комплекса произошли из щелочно-силикатно-карбонатного расплава (Kogarko et al., 2007, 2012).

Вопрос о происхождении макрокристов оливина в айллитах чадобецкого комплекса является сложным и дискуссионным. Tarpe et al. (2006) утверждает, что макрокристы могут быть фенокристами. Состав кайм макрокристаллов оливина чадобецкого комплекса практически полностью совпадает с составом фенокристов оливина. Ядра макрокристов оливина в породах Чадобца имеют $\#Mg\ 84 \pm 0.2$ (Nosova et al., 2018), а происхождение богатых железом макрокристов оливина авторы объяснили более эволюционирующей порцией ультраосновно-щелочных расплавов, кристаллизовавшихся в глубинах литосферной мантии и попавших в новую порцию айллитовых расплавов с образованием ксенокристов оливина (Nosova et al., 2018; Starikova et al., 2021). Наши данные по ядрам макрокристов оливина айллитов чадобецкого комплекса показывают относительно широкий диапазон $\#Mg$ и микроэлементов. Макрокристы оливина с более низкими $\#Mg$ (75), Cr и Ni могут быть ксеногенными и могли быть захвачены при подъеме айллитовых расплавов через литосферную мантию. Составы оливина с $\#Mg\ 83-85$ согласуются с предыдущими данными (Nosova et al., 2018) и могут относиться к макрокристам, образовавшимся из более эволюционировавшего айллитового расплава. Кроме того, макрокристы оливина с более высокой $\#Mg$ (до 89) и высоким Ni имеют четкие мантийные характеристики и, вероятно, представляют собой мантийные ксенокристы (Bussweiler et al., 2017).

Первичные расплавы ультраосновных лампрофиров чадобецкого щелочно-карбонатитового комплекса образовались в результате низкой степени частичного плавления флогопитизированной и карбонатизированной перидотитовой мантии, и исходные расплавы, вероятно, принесли макрокристы оливина из литосферной мантии (~150–180 км) в промежуточную магматическую камеру, расположенную на глубине 4–8 км (согласно геофизическим данным) (Кириченко и др., 2012) (рис. 57). Первичные расплавы сформировали интрузии первой фазы внедрения чадобецкого комплекса, представленные дайками, силлами

и небольшими штоками ультраосновными лампрофиров айлликитового и мела-айлликитового состава (рис. 57).

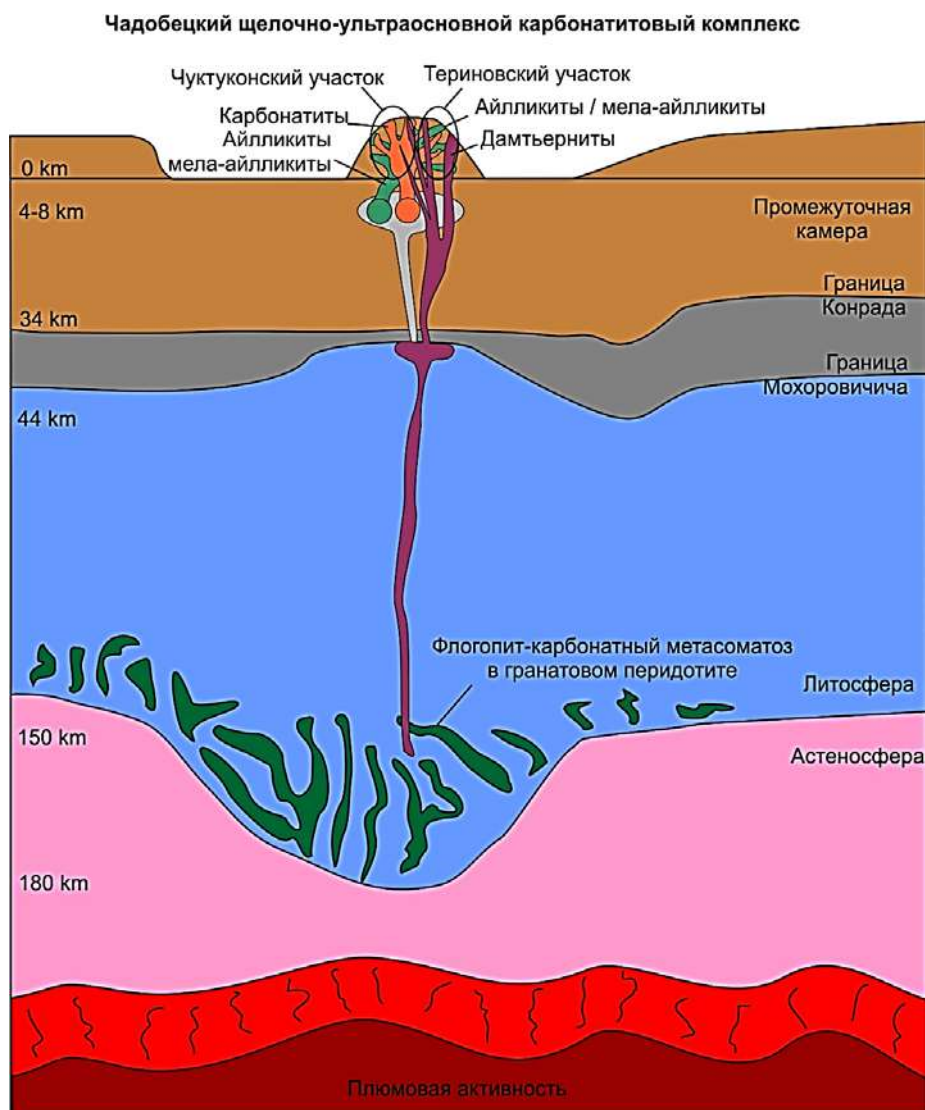


Рисунок 57. Схематическая модель формирования чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (данные из статьи Doroshkevich et al. (2019), с дополнениями).

Формирование карбонатитовых расплавов объясняется процессами силикатно-карбонатной несмесимости (Лапин и Пятенко, 1992; Лапин и Лисицын, 2004; Кириченко и др., 2012; Nosova and Sazonova, 2017; Doroshkevich et al., 2019; Nosova et al., 2021). В расплавных включениях карбонатитов и ультраосновных лампрофиров не обнаружено прямых признаков жидкостной несмесимости. Однако геологические наблюдения свидетельствуют о наличии в силикатной матрице ультраосновных пород чадобецкого комплекса карбонатных глобул (размером до 2 см), которые по данным авторов Лапин и Пятенко (1992) являются свидетельством процессов несмесимости. Современные исследования карбонатных глобул в

лампрофирах чадобецкого комплекса подтвердили процессы силикатно-карбонатной несмешиваемости (Nosova and Sazonova, 2017; Nosova et al., 2021). Кроме того, процессы несмешиваемости могут быть подтверждены исследованиями расплавных включений в оливине (присутствие щелочно-карбонатных включений).

Карбонатиты представляют вторую фазу внедрения чадобецкого комплекса и образуют дайки и жилы, а также штокообразные тела, секущие ультраосновные породы первой фазы (Скляр, 1962, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012, Махнева и др., 2016). Выходы карбонатитовых тел локализованы преимущественно на Чуктуконском выступе, в пределах которого кора выветривания по карбонатитам образует Чуктуконское месторождение редкоземельно-ниобиевых руд. Рудоносные карбонатиты чадобецкого комплекса представляют собой мелко- и среднезернистые породы с массивной, пятнистой и полосчатой текстурой. Кальцит является преобладающим минералом основной массы (до 95-98 об.%). Наиболее распространенными некарбонатными минералами являются тайниолит, фторапатит и фторкальциопирохлор (Chebotarev et al., 2017). Карбонатиты претерпели сильные гидротермальные изменения и последующее выветривание, в результате чего в измененных карбонатитах и коре выветривания первичные минералы растворились и разложились, формируя вторичные минеральные ассоциации, содержащие Nb-гетит, гематит, сидерит, гидроокислы Mn и Fe. Процессы выветривания и взаимодействия пород с флюидами корового происхождения привели к изменению изотопных меток Sr и Nd и к перераспределению элементов, в том числе к обогащению коры выветривания Zn, Th, U, Nb, Pb и P3Э (Chebotarev et al., 2017; Doroshkevich et al., 2019).

Внедрение ультраосновных лампрофиров дамтьернитового состава является третьей фазой формирования чадобецкого комплекса. Скорость внедрения расплавов была очень высокой, о чем свидетельствуют наличие мантийных ксенолитов перидотитов и обломков (фрагментов) ранее сформированных щелочных пород карбонатитов и айллицитов, а также форма интрузий – диатремы и трубки, насыщенные пеллетальными лапиллиями в породах (Лапин и Лисицын, 2004; Кириченко и др., 2012, Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova and Sazonova, 2017, 2020, 2021; Prokoryev et al., 2023c). Петрологические данные указывают на отдельный самостоятельный магматический импульс интрузий дамтьернитов, связанный с внедрением дифференцированного расплава ультраосновных лампрофиров, что подтверждается сходством геохимических характеристик дамтьернитов и айллицитов (Doroshkevich et al., 2019, 2021). В дамтьернитах по данным исследования включений присутствуют клинопироксен (диопсид с эгириновым минералом), сульфаты Ba-Sr и карбонаты Ca-Mg-Fe (кальцит и доломит). В составе флюидных включений во фторапатите дамтьернитов наблюдается накопление Na и SO₃ во флюидах. Детальные минералогические данные, а также

петрогенезис пеллелитовых лапиллей даунеритов приведен в отдельном Разделе 6 диссертационной работы (Prokoryev et al., 2023c).

5.4. Обсуждение геохронологических данных

Полученные данные по определению возраста пород чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса хорошо согласуются с предыдущими результатами датировок, а также несут в себе информацию о предшествующих тектономагматических событиях, широко проявленных на Сибирском кратоне и его обрамлении (Прокопьев и др. 2021). U-Pb исследования показали, что группа захваченных цирконов из коры выветривания Чуктуконского участка имеют конкордантные палеопротерозойские (1870 – 1820 млн. л.), палеозойские (495 – 385 млн. л.) и палеозойско – мезозойские (290 – 210 и 215 – 162 млн. л.) возраста.

Первый интервал (~ 1850 млн. лет, рис. 47б) отражает возраст постколлизийного гранитоидного магматизма, имеющего широкое распространение на Сибирском кратоне (Донская и др., 2005; Poller et al., 2005; Гладкочуб и др., 2010). Кроме того, в позднем палеопротерозое происходил один из трех основных импульсов внедрения базитов, преимущественно на юге и севере кратона, на фоне постколлизийного растяжения, сменившего предшествующую коллизийно-аккреционную стадию, в ходе которой за счет амальгамации разрозненных террейнов и супертеррейнов Сибирский кратон был сформирован в единую общую структуру (Gladkochub et al., 2010).

Интерпретация второго интервала возрастов от 495 до 385 млн. л. (рис. 47в) может нести в себе отражение нескольких тектономагматических событий. В промежуток времени от 500 до 460 млн. л., в результате коллизии террейнов Палеоазиатского океана к Сибирскому кратону, происходили тектонические события, которые сопровождались метаморфическими и магматическими процессами (Donskaya et al., 2017). Во-первых, внедрение даек габбро-долеритов в пределах Голоустинского блока Байкальского выступа фундамента датируется интервалом 494 ± 5 млн. л. (Gladkochub et al., 2006b; Гладкочуб и др., 2010). Согласно данным Doroshkevich et al. (2012; 2017) щелочные силикатные породы Витимской провинции на южном обрамлении Сибирского кратона сформировались в два временных интервала: 520–486 и 306–294 млн. л. При этом, формирование раннепалеозойских пород Витима происходило в период аккреционно-коллизийных обстановок в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. По данным Yarmolyuk, Kovalenko (2003) и Kuzmin et al. (2010), в этот период островные дуги, задуговые бассейны и докембрийские террейны с системой

океанических островов соединяются друг с другом, образуя сложный рельеф. Данная аккреция сопровождалась региональным метаморфизмом и складчатостью, а также формированием крупных гранитных батолитов (500–440 млн. л.), расслоенных ультраосновных-основных интрузивных массивов, их эффузивных аналогов (500–470 млн. л.), и щелочных ассоциаций (520–470 млн. л.) (Vladimirov et al., 1999; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Kuzmin et al., 2010). К последним относятся нефелиновые сиениты и щелочные сиениты Ботокольского и Хушагольского массивов (520–492 млн. л.) (Nikiforov, Yarmoluk, 2007), щелочные сиениты Джаргалантского массива (490 млн. л.) (Kozakov et al., 2003) и нефелиновые сиениты Тажеранского массива (470–460 млн. л.) (Скляр и др., 2009; Starikova et al., 2014). По данным Kuzmin et al. (2010) магматизм проявился в результате активности горячих точек мантии.

Еще одним важным событием, попадающим на рубеж 400 млн. л. и, несомненно, связанного с глубинными процессами зарождения айлликовых расплавов путем мантийного карбонат-флогопитового метасоматоза под Сибирским кратоном, является кристаллизация предтраппового девонского щелочного комплекса Ильбокич (Nosova et al., 2020), расположенного на пересечении рифтовых грабенов Ангаро-Котуйской системы в 70 км к юго-западу от проявления чадобецкого комплекса. Возраст Ильбокичского массива, как уже отмечалось ранее, составляет 399 ± 4 млн. л. (Nosova et al., 2020).

Результаты U/Pb датирования цирконов из коры выветривания карбонатитов показали интервал 290-210 млн. лет (рис. 47г); полученные данные Ar-Ar датирования дамтьернита 250.5 ± 3.7 млн. л. и карбонатита 247.1 ± 5.7 млн. л. Чуктуконского участка, а также мела-айллика Териновского участка 257.4 ± 3.9 млн. л. (рис. 48) хорошо согласуются с предыдущими результатами определения U-Pb возраста циркона из дамтьернитов 256.7 ± 1.1 млн. л. (Doroshkevich et al., 2021) и перовскита 252 ± 12 млн. л. (Чеботарев и др., 2017) Чуктуконского массива (рис. 58). С другой стороны, полученные данные Ar-Ar датирования дамтьернитов Териновского участка 240 ± 3.6 и 241.1 ± 3.7 млн. л. (рис. 48) согласуются с данными Ar-Ar и Rb-Sr датирования айлликов чадобецкого комплекса 243.4 ± 3.1 и 241 ± 1 млн. л., соответственно (Nosova et al., 2020) (рис. 58). Разницу в возрастных интервалах можно объяснить следствием использования разных методов датирования с разной температурой закрытия геохронологических систем (рис. 58). Полученный возраст циркона из рудоносной коры выветривания по карбонатитам Чуктуконского участка в интервале 215 - 162 млн. л. (рис. 47д) явно отражает возраст наложенных поздних процессов и фиксирует стадии преобразования (возможно и REE-рудонесные) магматических пород комплекса (рис. 58). Кроме того, полученные ранее значения U-Pb возраста 102.6 ± 2.9 млн. лет по монациту из коры выветривания по карбонатитам (Чеботарев и др., 2017), указывают на влияние

наложенных процессов на минералы-хронометры и свидетельствуют о более позднем преобразовании щелочных пород чадобецкого комплекса (рис. 58).

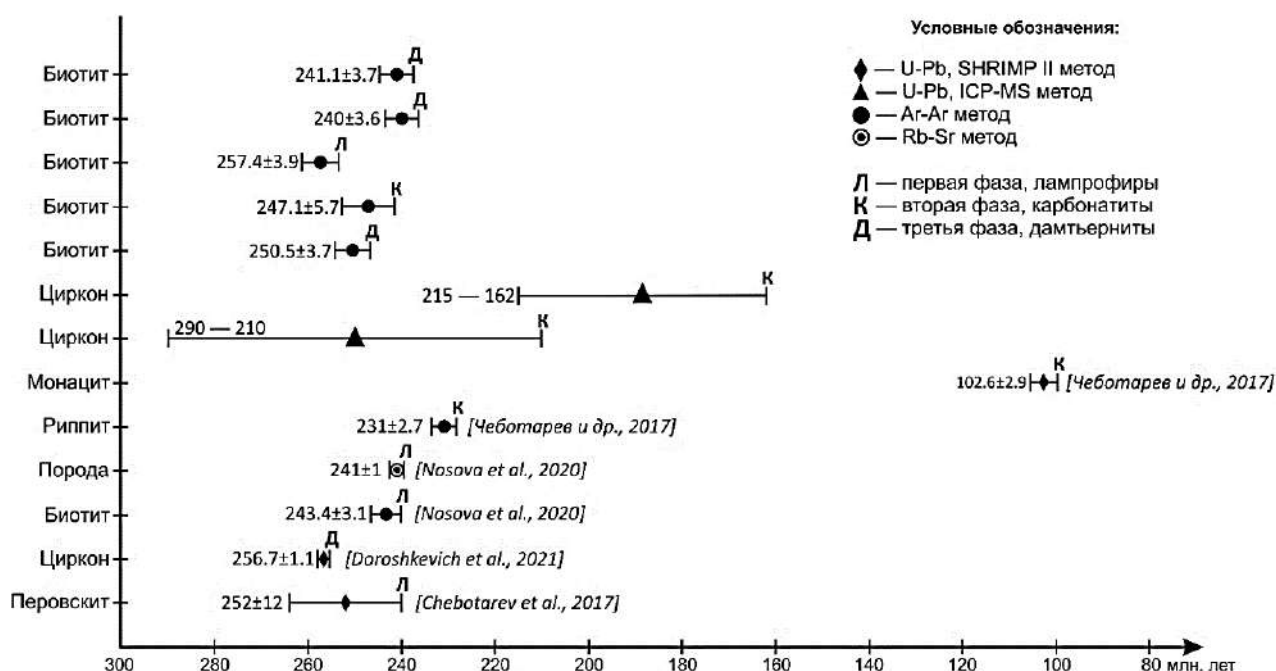


Рисунок 58. Геохронология Чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (данные из публикации Прокопьев и др. (2021)).

Стабильность аргоновой системы риппита при различных РТ-параметрах в принципе не изучена. Возможно, что более молодой Ar-Ar возраст (рис. 58) связан с потерей ^{39}Ar минералами-хронометрами, и возраст, в таком случае, может соответствовать позднему гидротермальному событию в пределах чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Rb-Sr метод, вероятно, в данном случае является более устойчивым, тем не менее, минералы для Rb-Sr датирования необходимо тщательно отбирать и проверять, чтобы оценить последующие изменения вторичными процессами.

Полученные авторские новые данные о возрасте кристаллизации пород чадобецкого щелочного комплекса согласуются с интервалами деятельности Сибирского плюма на рубеже перми-триаса и коррелируют с проявлением траппового магматизма (Basu et al., 1995 и др.), внедрением ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской щелочной провинции (Dalrymple et al., 1995; Kogarko and Zartman, 2011; Malich et al., 2015; Ghobadi et al., 2018), а также внедрением кимберлитов Анабарского и Оленекского районов (Sun et al., 2014; Carlson et al., 2006), щелочных пород на Сибирском кратоне (Vrublevskii et al., 2005; Letnikova et al., 2014) и карбонатитов Централ ьно-Таймырского региона (Prokopyev et al., 2023b)

Раздел 6. Петрогенезис пеллетальных лапиллей дамтьернитов чадобецкого комплекса

Несмотря на относительно недавнее введение в современную петрологию определения ультраосновных лампрофиров (UML) для обозначения петрографических разновидностей щелочных глубинных мантийных силикатно-карбонатных пород, таких как айлликиит и дамтьернит (Tappe et al., 2005), в настоящее время мы все чаще обнаруживаем присутствие этих разновидностей среди карбонатитовых комплексов, кимберлитов и родственных им породам. Сегодня особое внимание петрологи-исследователи уделяют вопросу генезиса и эволюции этих специфических щелочно-силикатно-карбонатных расплавов (Tappe et al., 2005, 2006, 2017; Foley et al., 2009; Nielsen et al., 2009; Doroshkevich et al., 2019, 2021, 2022, 2024; Nosova et al., 2018, 2020, 2021; Kargin et al., 2021; Starikova et al., 2020, 2022; Prokopyev et al., 2020, 2021, 2023c). Петрологические исследования показали, что ультраосновные лампрофиры образуются в результате флогопит-карбонатного метасоматоза в мантии и последующего частичного плавления метасоматизированного гранатового перидотита, о чем неоднократно шла речь в диссертации. Образование щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексов зависит от нескольких контролирующих факторов, таких как: степень частичного плавления, состав первичного расплава, ассимиляция материалом коры, механизмы разделения и кристаллизации расплава (процессы несмесимости и фракционная кристаллизации), скорость и механизм транспортировки расплава на поверхность, а также другие процессы, происходящие в промежуточных магматических очагах и каналах транспортировки расплавов на поверхность. Результаты исследований, представленные в данном разделе, освещены в публикации: Prokopyev, I., Doroshkevich, A., Starikova, A., Kovalev, S., Nugumanova, Ya., Izoch, A. Petrogenesis of juvenile pelletal lapilli in ultramafic lamprophyres. *Scientific Reports* (2023).

Термин «пеллетальные лапилли» не новый для петрологии и вулканологии, но механизмы их происхождения остаются дискуссионными (Mitchell, 1986, 1995; Stoppa, 1996; Hetman, et al., 2004; Wilson and Head, 2007 и др.). Пеллетальные лапилли описаны в щелочно-карбонатитовых, мелилитовых и преимущественно кимберлитовых системах и представлены шаровидными образованиями с центральным затравочным фрагментом, к которому прилипает и быстро кристаллизуется материал *ювенильного происхождения* (материсского расплава), вынесенные на поверхность в результате эксплозивных процессов и извержения щелочно-ультраосновных и/или карбонатитовых магм (Mitchell, 1986, 1995; Stoppa, 1996; Hetman, et al., 2004; Wilson and Head, 2007; Junqueira-Brod et al., 1999; Lloyd and Stoppa, 2003). Пеллетальные лапилли кардинально отличаются по составу и механизму образования от лапиллей вулканических выбросов – вулканического пепла и вулканических бомб. «Родственные включения» (“cognate inclusions” и «автолит» (“autolith”)) также использовались

для описания этих образований в ультраосновных лампрофирах и карбонатитах провинции Айллик Бэй (Tappe et al., 2006). Последние данные показывают, что пеллетальные лапилли образуются, когда флюидизированные расплавы проникают в более ранние вулканические образования (постройки), а интенсивная дегазация (при эксплозии) создает газовую струю, в которой отдельные частицы одновременно псевдооживаются и покрываются каплями ювенильного расплава низкой вязкости, которые «налипают» и резко кристаллизуются на затравках, представленных обломками пород и/или ранее образованных минералов (Gernon et al., 2012). Процесс образования пеллетальных лапиллей схож с экспериментами по грануляции в псевдооживленном слое. Таким образом, пеллетальные лапилли являются ключевым источником информации об эволюции щелочно-силикатно-карбонатных расплавов.

6.1. Минеральный состав дамтьернитов и пеллетальных лапиллей

Чадобецкий комплекс является уникальной природной лабораторией проявления всех морфологических и петрографических разновидностей ультраосновных лампрофиров, включая исследуемые трубки взрыва дамтьернитов, содержащих большое количество пеллетальных лапиллей (рис. 59). Дамтьернитовые трубки взрыва имеют порфировую структуру, состоящую из макрокристов и фенокристов оливина и флогопита (20–50 об. %), расположенных в основной массе преимущественно флогопит-калишпат-доломитового состава с небольшим количеством клинопироксена, фторapatита, Cr-шпинели, титаномagnetита и ильменита (рис. 59a–c). Вторичные минералы: кварц, кальцит, рутил, серпентин, минералы группы эпидота и хлорита (рис. 59b–d). Дамтьерниты часто содержат ксенолиты ранее образовавшихся магматических фаз и обломки осадочных пород (рис. 59).

Пеллетальные лапилли дамтьернитов можно разделить на три типа по минеральному составу ядер (зародышевых минералов и/или обломков пород) (рис. 59d–i). Первый тип (PL-I) формируется вокруг крупных одиночных макрокристов (и/или фенокристов) оливина (?) или флогопита; размеры минералов ядра обычно составляют 1–8 мм (рис. 59a,d–f). Пеллетальные лапилли второго типа (PL-II) содержат несколько кристаллических зародышей в ядре сравнительно меньшего размера (100–500 мкм), «вросших» в ювенильную минеральную ассоциацию (рис. 59f). Третий тип пеллетальных лапиллей (PL-III) содержит в ядре обломки вмещающих пород или ранних магматических фаз чадобецкого комплекса (рис. 59g,h). Размеры затравочных фрагментов могут достигать нескольких см, а размеры минеральных фаз на краевых участках лапиллей-III на порядок больше размера минеральных фаз в кайме лапиллей-I и основной массе лапиллей-II (рис. 59).

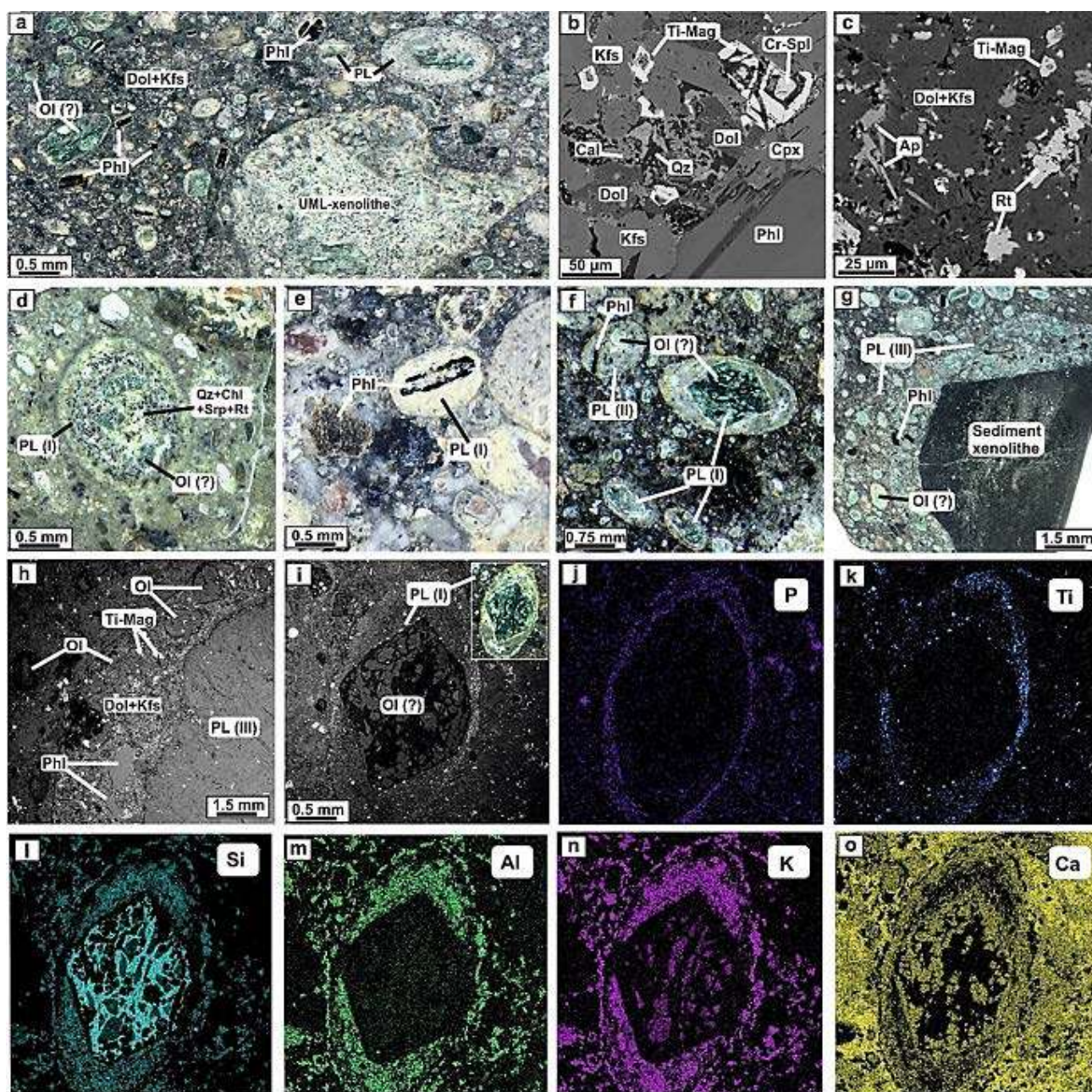


Рисунок 59. Микрофотографии (a, d–g) и BSE-изображения (b, c, h, i) минеральных ассоциаций дамтьернитов чадобецкого комплекса с ксенолитами ранее образовавшихся щелочных пород (UML-ксенолит) и вкрапленниками пеллетальных лапиллей (PL) включения (a). Минеральный состав дамтьернитов содержит макрокристы и фенокристы флогопита (Phl) и оливина (Ol), расположенных в основной массе, содержащей микровкрапленники флогопита, калиевого полевого шпата (Kfs) и доломита (Dol), а также клинопироксена (Cpx), фторапатита (Ap), кристаллы и зерна хромшпинелида (Cr-Spl), титаномagnetита (Ti-Mag) и рутила (Rt) (b, c). Пеллетальные лапилли I типа (PL-I) содержат в ядрах зерна оливина (Ol?) или флогопита, которые часто почти полностью замещены кварц (Qz)-хлорит (Chl)-серпентиновым (Srp) с кальцитом (Cal) и рутилом агрегатами (d–f). Пеллетальные лапилли второго типа (PL-II) содержат в центральной части два и более минералов флогопита и/или оливина (e). Центр пеллетальных лапилли III типа (PL-III) состоит из обломков вмещающих пород или более ранних щелочных пород (ксенолитов), тогда как кайма представлена минеральными ассоциациями дамтьернитов (g, h). Состав пеллетальной лапилли-I (i) исследован методом СЭМ и представлен на картах распределения химических элементов P, Ti, Si, Al, K и Ca (j–o).

Минеральный состав краевых зон пеллетальных лапиллей всех трех типов схож и представлен минеральными ассоциациями, соответствующим тем, что слагают дамтьерниты. Однако следует отметить, что минеральные фазы как самих затравок, так и краевых зон пеллетальных лапиллей подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям (окварцеванию, хлоритизации, серпентинизации, карбонатизации и др.), что существенно затрудняет диагностику их первичного состава. Тем не менее, разные типы пеллетальных лапиллей демонстрируют некоторую химическую неоднородность и зональность в составе краевых зон, что хорошо видно на элементных картах, полученных методами SEM-EPMA и рамановской спектроскопии (рис. 59, рис. 60). Сочетание этих методов позволило лучше охарактеризовать минеральный состав и закономерности распределения минеральных фаз внутри пеллетальных лапиллей дамтьернитов.

По химическому составу пеллетальные лапилли I и II типов отчетливо зональны (рис. 59, рис. 60), а пеллетальные лапилли-I ритмично зональны в краевых участках, где можно наблюдать несколько зональных полос (обычно 2–3) по химическим элементам: P, Ti, Al, K, Ca и Si (рис. 59i–o). С другой стороны, для пеллетальных лапиллей-II такой ритмичной зональности не наблюдается, хотя четко выраженная зональность очевидна (рис. 60a–h). Состав пеллетальных лапиллей, определенный методом рамановской спектроскопии, подтвердил структурное присутствие и распределение минеральных фаз в лапиллях (рис. 60i–k). Идентифицированные КР-спектры минеральных фаз пеллетальных лапиллей (PL-I и PL-II) показали наличие зерен флогопита в виде ядер и по краям пеллетальных лапиллей; наличие зерен рутила и фторапатита, зонально распределенных в матрице калишпат-доломитового состава; кроме того, на краевых участках лапиллей встречаются немногочисленные псевдоморфозы по оливину (?) (рис. 60i–k). Наблюдается также значительная проработка первично-магматических минералов в лапиллях кварц-хлоритовым агрегатом (рис. 60).

В то же время ювенильный край пеллетальных лапиллей III типа не имеет ярко выраженной химической зональности (рис. 61a–h). Минеральный состав каймы пеллетальных лапиллей-III соответствует составу первых двух типов (I и II) и представлен флогопитом и оливином (?), фторапатитом, рутилом (Nb), титаномагнетитом, шпинелидами (Cr), баритом, а также редкими фазами, такими как пироксеноид и редкоземельными минералами - монацитом-(Ce) и синхизитом-(Ce), - локализованные в матричной кайме калишпат-доломитового ювенильного состава (рис. 61i–o). Кварц, хлорит, кальцит, эпидот и некоторые оксиды и гидроксиды железа представляют собой вторичную гидротермально-метасоматическую минерализацию. Далее остановимся подробнее на химическом составе основных петрогенных минеральных фаз и ювенильных минералов пеллетальных лапиллей дамтьернитов чадобецкого комплекса.

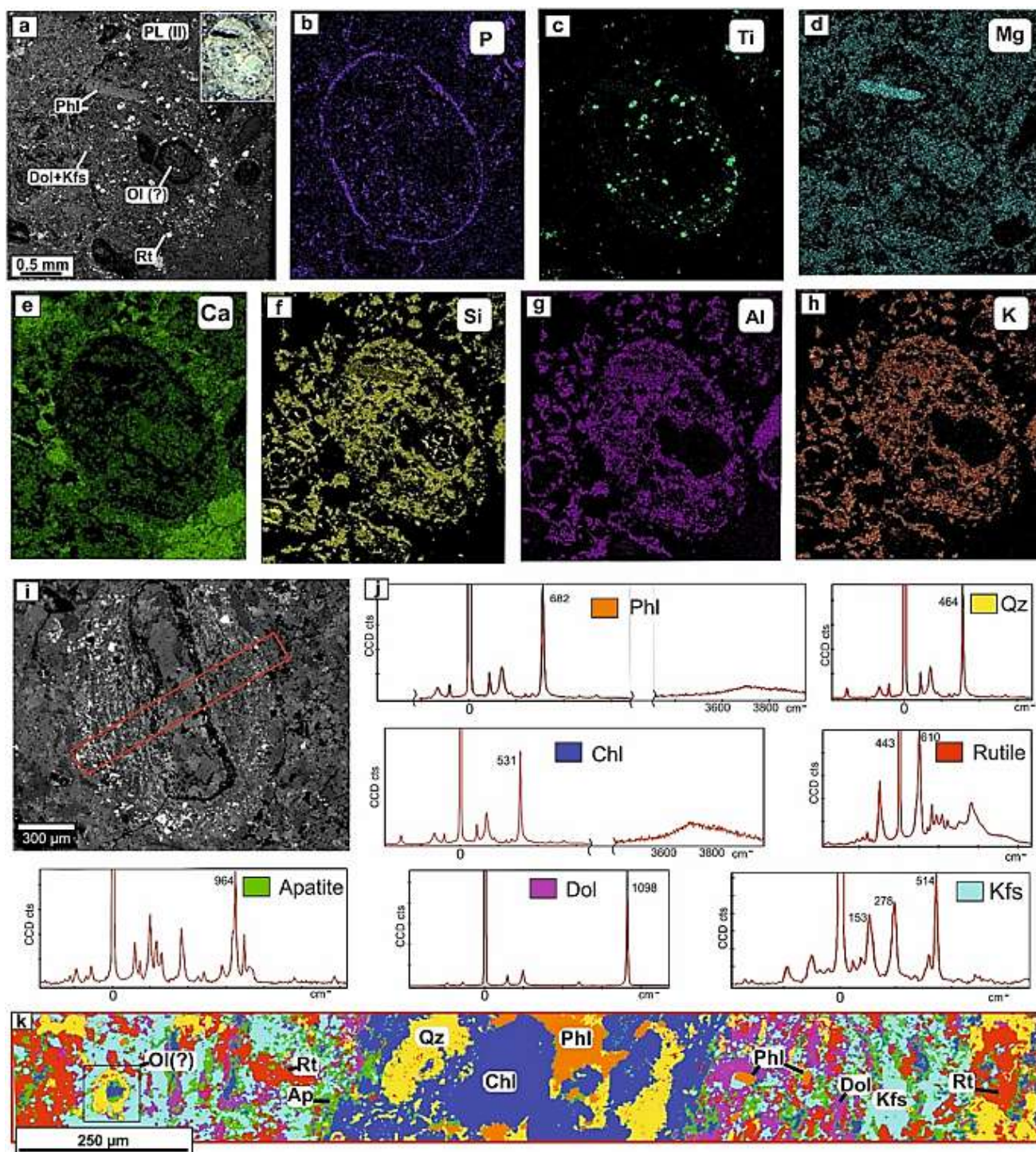


Рисунок 60. BSE-изображение со вставкой микрофотографии пеллетальной лапилли- II (PL-II) (a) и состав данной пеллетальной лапилли-II в виде карт распределения химических элементов: P, Ti, Mg, Ca, Si, Al и K (b – h), определенный методом SEM-EPMA. Результаты исследования образца пеллетальной лапилли-I (PL-I) методом рамановский спектроскопии: BSE-изображение PL-I (i); КР-спектры идентифицированных кристаллических фаз (j) и карта распределения этих минералов в PL-I (k), полученная площадным картированием методом КР-спектроскопии по области выделенной красной рамкой на BSE-изображении (i).

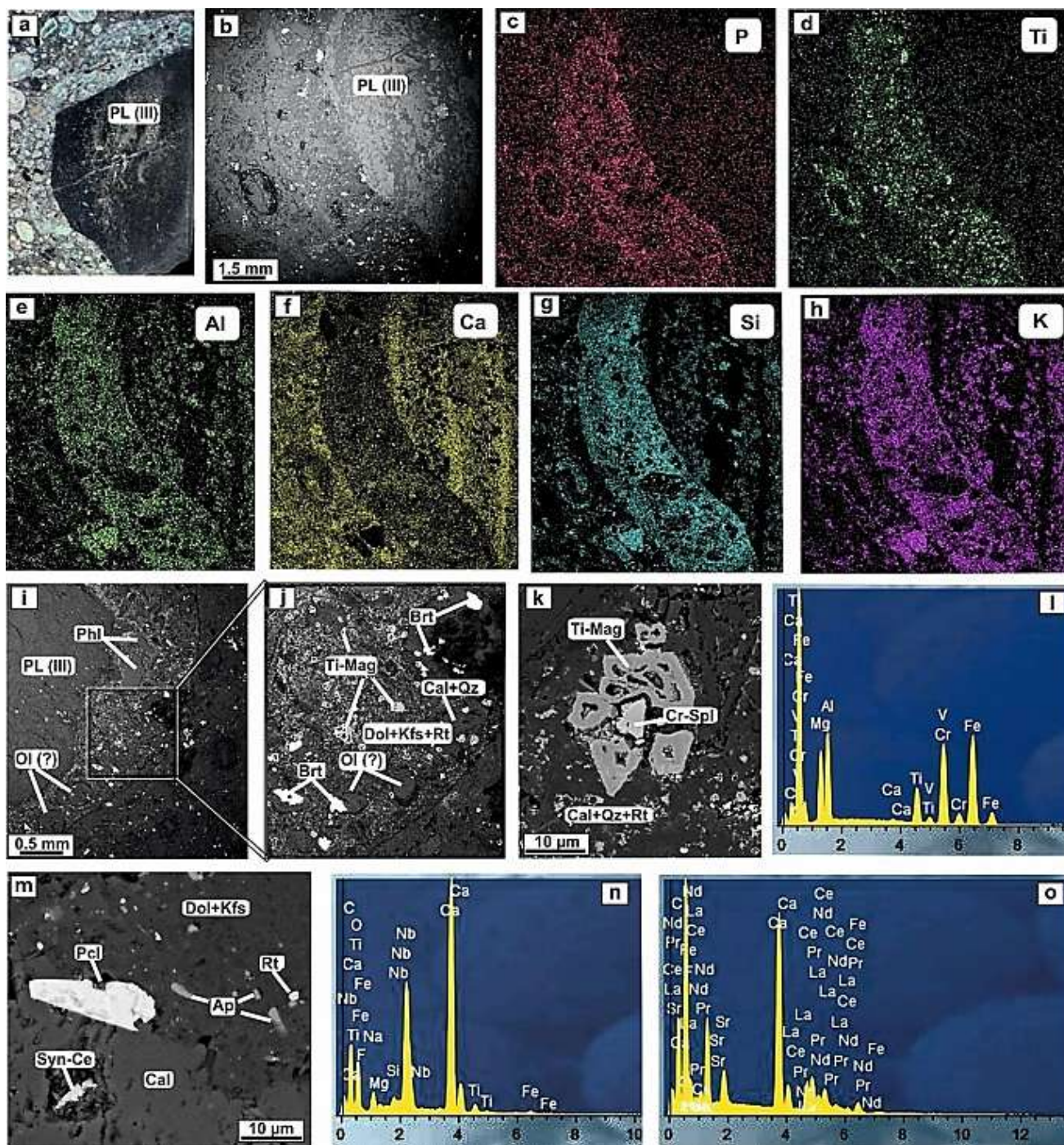


Рисунок 61. Микрофотография (а) и BSE-изображение пеллетальной лапилли-III (PL-III) (b), а также состав ее каймы по данным элементного картирования СЭМ-анализа, показывающий распределение P, Ti, Al, Ca, Si и K (с – h). BSE-изображения (i–k, m) и SEM-WDS-спектры минералов: хромшпинелида (Cr-Spl) (l), пироклора (Pcl) (n) и синхизита-(Ce) (Syn-Ce) (o), слагающих краевую минеральную ассоциацию пеллетальной лапилли-III. Другие идентифицируемые фазы включают первичные зерна оливина (?), флогопита, апатита и хромшпинелида-титаномагнетита, расположенные в матрице калишпат-доломитового состава со вторичными кальцитом, кварцем, рутилом, баритом и синхизитом-(Ce).

Изученные вкрапленники (макрокристы и фенокристы) *оливина* (Ol?) во всех типах пеллетальных лапиллей практически полностью замещены ассоциацией вторичных минералов - кварцем, хлоритом, кальцитом и серпентином с рутиловыми вкраплениями (рис. 59d–f,i; рис. 60, рис. 61). От первичного минерала оливина остались редкие реликты, химический состав которых диагностировать количественно не удалось.

Кристаллы *флогопита* во всех трех типах пеллетальных лапиллей были исследованы с помощью микронзондового анализа (табл. S1 в Приложении (Supplementary Table S1) к статье Prokopyev et al. (2023), таблицы содержат большое количество данных и находятся в открытом доступе по ссылке <https://www.nature.com/articles/s41598-023-32535-2#MOESM2>). Химический состав минеральных фаз флогопита пеллетальных лапиллей схож и содержит (мас.%): 4.22–6.56 TiO₂, до 0.79 BaO, до 0.06 MnO и 0.17–1.83 Cr₂O₃. Состав флогопита пеллетальных лапиллей аналогичен составу фенокритстов флогопитов в дамтьернитах, что указывает на ювенильную природу слюды в пеллетальных лапиллях; более того, минеральный состав исследованных флогопитов лежит в области полей составов слюд фенокритстов и дочерних фаз расплавных включений в айлликитах чадобецкого комплекса, а также совпадает с составом слюд ультраосновных лампрофиров интрузии Иьбокич (рис. 62a,b).

Минералы группы шпинели в дамтьернитах, как и в ультраосновных лампрофирах чадобецкого комплекса, встречаются в виде сложных идиоморфных зональных кристаллов, нередко октаэдрического сечения; в центральных участках присутствуют хромшпинелиды, которые обрастают титаномагнетитовыми каймами (рис. 59b,c). Аналогичные по составу зональные зерна для шпинели и титаномагнетита наблюдаются в пеллетальных лапиллях дамтьернитов (рис. 61k). Скелетные зерна Ti-магнетита имеют размер 10–20 мкм и содержат (мас.%): 11.46–13.5 TiO₂, до 0.84 MnO и 75.32–81.49 FeO_t. В то же время более мелкие кристаллы шпинели, размером около 5–15 мкм, содержат 1.41–30.99 мас.% Cr₂O₃, 44.05–67.43 мас.% FeO_t, 4.91–9.56 мас.% Al₂O₃ и 6.02–16.88 мас.% TiO₂, что сопоставимо с составом шпинелидов из ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2019; Prokopyev et al., 2020; Nugumanova et al., 2021).

Преобладающей карбонатной фазой в составе пеллетальных лапиллей дамтьернитов является *доломит*, тогда как *кальцит* занимает подчиненное количество (рис. 61m). В доломите содержится 5.66–12.04 мас.% FeO_t, 0.86–2.21 мас.% MnO, 0.12–0.52 мас.% SrO, до 0.08 мас.% Nd₂O₃ и до 0.06 мас.% Ce₂O₃ (табл. S2 (Supplementary Table S2) к статье Prokopyev et al. (2023c)). Состав кальцита характеризуется содержаниями (мас.%) MnO (0.07–0.47), FeO_t (0.12–0.4) и SrO (до 0.18). Состав доломита в пеллетальных лапиллях находится в начале эволюционного тренда карбонатов дамтьернитов чадобецкого комплекса (рис. 62c).

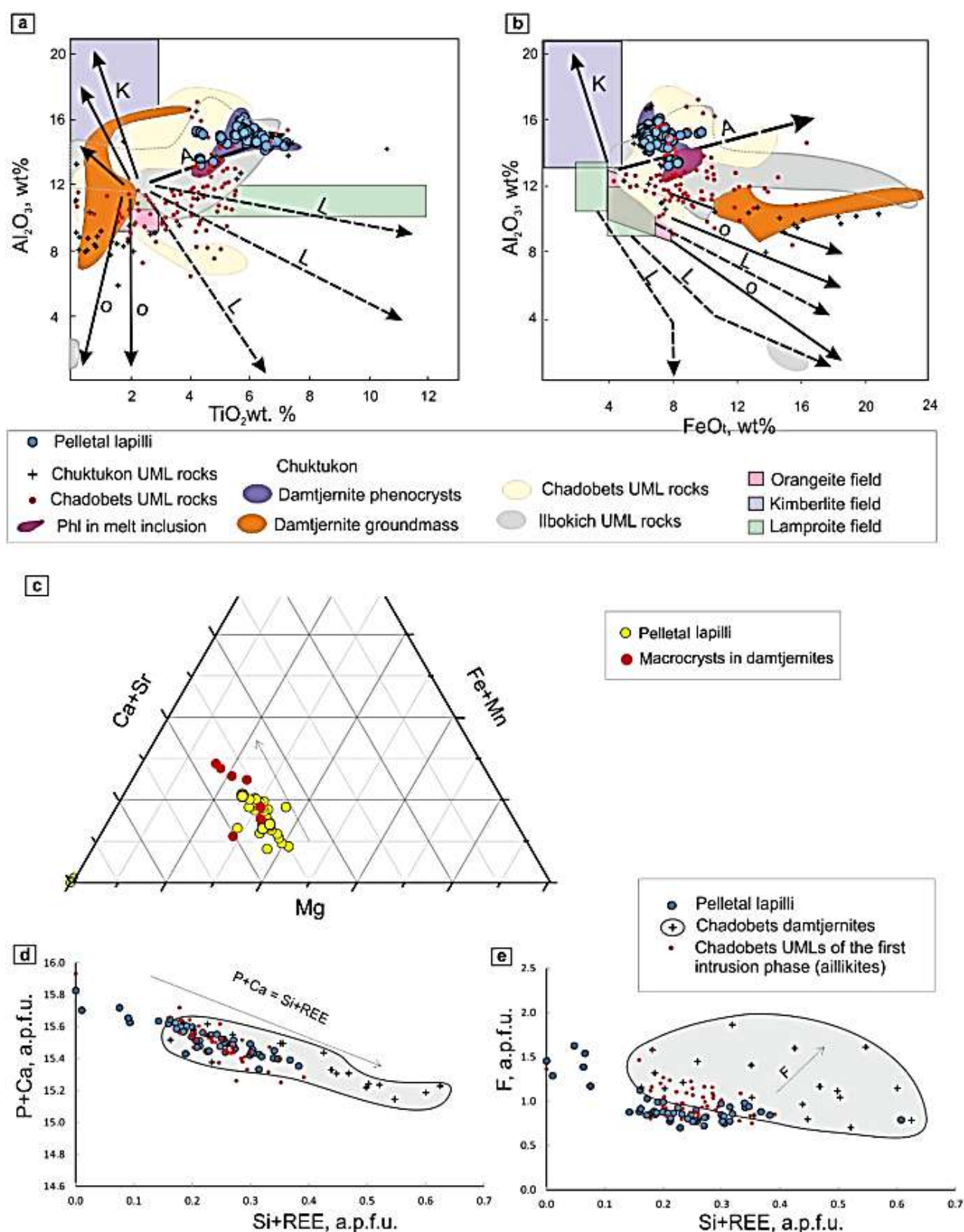


Рисунок 62. Тренды и поля состава флогопитов чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2019; Nosova et al., 2020; Prokopyev et al., 2020). Диаграммы зависимости Al_2O_3 vs. FeO_t (a) и TiO_2 (b); тренды К — кимберлитов, О — оранжейтов, L — лампрофиров, М — минетта (Mitchell, 1995). Эволюция состава карбонатов чадобецкого комплекса на тройной диаграмме Ca + Sr vs. Mg vs. Fe + Mn (c). Тренды изменения состава фторапатитов из пеллетальных лапилли, дамтьернитов и аиллицитов чадобецкого комплекса в вариациях P + Ca vs. Si + REE (d) и F vs Si + REE (e).

Доломит находится в сростании с калиевым полевым шпатом в основной массе пеллетальных лапиллей, аналогично матрице дамтьернитов (рис. 59b,c, рис. 60a, рис. 61j,m). Калиевый полевой шпат встречается в виде субидиоморфных зерен (5–15 мкм); по составу представлен преимущественно ортоклазом (Or_{77-100}) с содержанием Na_2O до 0.84 мас.%. и BaO ниже предела обнаружения. Состав КППШ в пеллетальных лапиллях аналогичен составу минерала из дамтьернитов чадобецкого комплекса (Prokopyev et al., 2023c).

Фторапатит образует идиоморфные зерна и призматические кристаллы, размером 5–25 мкм; минерал является менее распространенным первичным минералом в дамтьернитах и пеллетальных лапиллях и образовался на поздней магматической стадии (рис. 59c, рис. 61m). Фторапатит в пеллетальных лапиллях содержит (мас.%): до 1.87 SiO_2 , 0.05–1.09 Na_2O , 0.84–1.48 SrO , до 1.63 LREE_2O_3 и до 0.11 ThO_2 (табл. S3 (Supplementary Table S3) к статье Prokopyev et al. (2023c), <https://www.nature.com/articles/s41598-023-32535-2#MOESM2>). В составе фторапатитов пеллетальных лапиллей наблюдается тренд эволюции, при котором Si и PЗЭ заметно увеличиваются, заменяя изоморфно позиции Р и Са (рис. 62d). Кроме того, были построены графики составов фторапатитов из айллитов чадобецкого комплекса, а также фторапатитов из основной массы дамтьернитов (рис. 62d,e; табл. S4, <https://www.nature.com/articles/s41598-023-32535-2#MOESM2>). Отчетливо наблюдается сходство состава фторапатитов из пеллетальных лапиллий и лампрофиров ранней стадии, а также расположение составов апатита пеллетальных лапиллей в начале трендов (рис. 62d,e), что указывает на ювенильный состав фторапатита в пеллетальных лапиллях в процессе магматической эволюции чадобецкого щелочного комплекса. В составе дамтьернитовых фторапатитов показано устойчивое увеличение содержания фтора, что свидетельствует о том, что фторапатиты с меньшим содержанием фтора соответствуют более ранним минеральным фазам (рис. 62e).

Кварц, кальцит, серпентин, хлорит, рутил, пирохлор, барит, синхизит-(Ce) и монацит-(Ce) представляют собой вторичные минералы в пеллетальных лапиллях (рис. 59–61). Считается, что эти минеральные ассоциации связаны со стадией гидротермально-метасоматических изменений дамтьернитов и пеллетальных лапиллей, которые замещают первичные магматические минералы и образуют разнообразную сеть микропрожилков и микрозернистых агрегатов (микролитов).

Nb-содержащие минералы представлены *рутилом и пирохлором*. Рутил замещает титаномагнетит и железосодержащие минералы (например, флогопит), образуя вкрапленные зерна и агрегаты, а также содержится в псевдоморфозах по оливину. Кроме того, микрозернистые агрегаты рутила присутствуют в составе пеллетальных лапиллей в калишпат-доломитовой и кальцитовой матрице. Рутил содержит 0.56–2.35 мас.% Nb_2O_5 .

Пироклор встречается в виде редких идиоморфных зерен, размером около 5–25 мкм. В пеллетальных лапиллях в калишпат-карбонатной матрице он часто ассоциирует с апатитом и рутилом (рис. 61m). Зерна пироклора содержат (мас.%): 16.79–16.89 CaO, 6.71–7.55 Na₂O, 1.23–1.44 SrO, 64.19–65.38 Nb₂O₅ и 1.3–3.6 F.

Барит и *синхизит-(Ce)* в пеллетальных лапиллях состоят из аллотриоморфных зерен и микрозернистых агрегатов (рис. 61m). Барит содержит SrO до 1.28 мас.%. В то же время в синхизите-(Ce) присутствует 1.38–2.89 мас.% FeO, 7.28–11.12 мас.% CaO, при соотношениях La/Ce и La/Nd 0.48–0.55. и 1.77–1.85, соответственно. Присутствие этих фаз также отмечено в гидротермально-метасоматической минерализации дамтьернитов чадобецкого комплекса (Prokoryev et al., 2020). Кристаллизация синхизита-(Ce) на поздних стадиях эволюции гидротермально-магматической системы ультраосновных лампрофиров также подтверждает тенденцию эволюции, наблюдаемую во фторапатите (прогрессирующее обогащение фтором) (рис. 62d,e).

6.2. Генезис дамтьернитов и пеллетальных лапиллей

Мантийный источник ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса, определенный по изотопным значениям ϵHf - ϵNd , был неоднородным и характеризовался преобладанием изотопно умеренно деплетированного мантийного компонента (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova et al., 2018, 2020), о чем шла речь в предыдущих разделах. Первичные расплавы образовались в результате низкой степени частичного плавления карбонатизированного и флогопитизированного гранатового перидотита под термическим воздействием Сибирского плюма и в дальнейшем эти расплавы не подверглись значительному фракционированию (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova et al., 2018, 2020) (рис. 57, рис. 63). Первичные расплавы генерировались из богатого карбонатами источника, образованного флогопит-карбонатными метасомами в пределах литосферной мантии на глубине ~ 150–180 км (Doroshkevich et al., 2019, 2021; Nosova et al., 2018, 2020) (рис. 57, рис. 63). Щелочные расплавы айллицитов и карбонатитов чадобецкого комплекса внедрились в верхнюю кору из субконтинентальной литосферной мантии, тогда как поздние фазы дамтьернитовых интрузий прорывают ранее образовавшиеся щелочные породы, образуя трубки флюидно-эксплозивных брекчий, содержащих ксенолиты ранних фаз и вмещающих пород, а также обилие пеллетальных лапиллей. Дамтьерниты чадобецкого комплекса имеют U-Pb возраст 256.7 ± 1.1 млн л (Doroshkevich et al., 2021). Этот возраст хорошо согласуется с пермо-триасовыми событиями внедрения Сибирских траппов, меймечитов и щелочным магматизмом с участием кимберлитов, ультраосновных лампрофиров и карбонатитов на Сибирском кратоне.

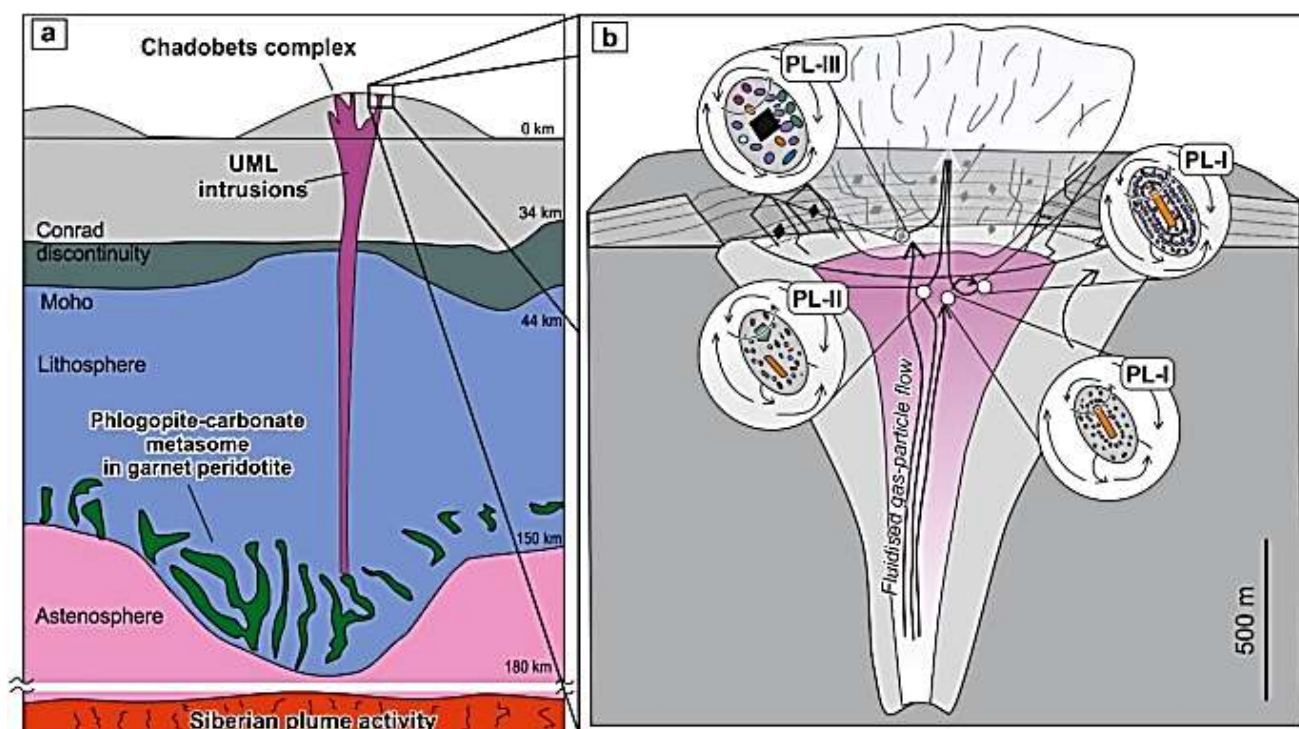


Рисунок 63. Схематическая модель, показывающая образование ультраосновных лампрофиров (дамтьернитов) чадобецкого комплекса из богатого карбонатами мантийного источника (a) и генезис пеллетальных лапиллей в дамтьернитах (b) (Prokopyev et al., 2023c). Пеллетальные лапилли-I (PL-I), имеющие ритмичную минеральную зональность краевых зон, формируются, скорее всего, в глубинных условиях на ранней стадии; их структура и текстура свидетельствуют о многократном «налипании» ювенильных капель расплава на затравку. Пеллетальные лапилли-II (PL-II) предположительно формировались на глубинах, аналогичных пеллетальным лапиллям-I, или даже глубже, что связано с размерностью минералов в пеллетальных лапиллях-II. Состав внешней зоны в пеллетальных лапиллях-III (PL-III), а также размеры минералов и состав самих ядер (обломков вмещающих осадочных пород) указывают на их близкоповерхностное происхождение.

РТ-параметры кристаллизации ультраосновных лампрофиров (айлликитов) чадобецкого комплекса, как было показано ранее, составляют $\sim 1000\text{--}1020\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 20 кбар и $1200\text{--}1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 60 кбар (Nosova et al., 2018; Prokopyev et al., 2020). Для расчета температуры кристаллизации фторапатита и флогопита пеллетальных лапиллей дамтьернитов мы применили биотит-апатитовый геотермометр (Ludington, 1978), как и в случае РТХ расчетов для айлликитов. Фторапатит в пеллетальных лапиллях кристаллизовался на поздней магматической стадии (см. минералогию и увеличение фтора в минерале в процессе эволюции исследуемой системы, рис. 62d,e), и наиболее вероятно во время кристаллизации относительно железистого флогопита, в соответствии с установленной тенденцией эволюции флогопитов для слюд айлликитов чадобецкого комплекса. Таким образом, оценка температуры солидуса

была оценена с использованием параметров железистого флогопита и наиболее низкофтористого фторапатита. Результаты показывают, что исходная температура солидуса минеральной пары колеблется от 815 до 992 °C (таблица S5 (Supplementary Table S5) к статье Prokopyev et al. (2023c), <https://www.nature.com/articles/s41598-023-32535-2#MOESM2>). Полученные данные отражают поздние этапы магматического минералообразования в пеллетальных лапиллях.

Комплексные минералогические, структурные и химические исследования пеллетальных лапиллей чадобецкого комплекса показали сходство их минерального состава с основными минеральными ассоциациями дамтьернитов. Химический состав флогопита, карбоната и фторапатита в пеллетальных лапиллях соответствует началу кристаллизационных трендов минералов чадобецкого комплекса (рис. 62), что убедительно указывает на ювенильный состав минералов пеллетальных лапиллей ультраосновных лампрофиров третьей фазы формирования чадобецкого комплекса. В то же время различие в размерах и составе ядер, а также наличие минеральной зональности в пеллетальных лапиллях из дамтьернитов позволяют оценить условия и глубину формирования различных типов пеллетальных лапиллей (рис. 63).

Пеллетальные лапилли I типа характеризуются отчетливой минеральной (и химической) зональностью и наличием нескольких зон по отдельным химическим элементам (рис. 59i–o), в отличие от второго и третьего типов. При этом размеры минеральных фаз лапиллей третьего типа на порядок больше, чем у двух других типов (рис. 60, рис. 61). Все это свидетельствует о различных параметрах кристаллизации ювенильного материала лапиллей в следствие различного генезиса. Например, пеллетальные лапилли-I, скорее всего, образовались на относительно ранних стадиях эволюции магматического комплекса в сравнительно глубоких горизонтах трубки, о чем свидетельствует сложная (зональная) структура. Они фиксируют несколько актов захвата ювенильного вещества при подъеме (взрывных событиях?) внутри канала диатремы (рис. 63). Из работы Sánchez et al. (2015) известно, что величина вертикального расположения (в разрезе) участков генерации пеллетальных лапиллей в трубке напрямую связана с размером самих ювенильных частиц и скоростью поднятия их на поверхность. Чем больше размер, тем медленнее поднимаются вверх ювенильные капли расплава или «расплавные включения», образующие пеллетальные лапилли. Пеллетальные лапилли-II, предположительно, возникли в сравнительно среднем интервале дамтьернитовой диатремы, на глубинах, аналогичных пеллетальным лапиллям I типа, или даже глубже, в связи с меньшим размером кристаллов в пеллетальных лапиллях-II по сравнению с лапиллями-I (рис. 63). Состав внешней зоны лапиллей-III, размеры зерен, а также состав затравок (осадочных пород) указывают на их сравнительно приповерхностный генезис (рис. 63).

Согласно определению: «расплавные включения представляют собой небольшие капли силикатного расплава (обычно размером менее 100 мкм), попавшие в минералы во время их роста в магме» (Roedder, 1984). Этот расплав может захватываться внутри минерала-хозяина различными механизмами. «Один из них — неровности поверхности, которые создают кристаллические дефекты, сравнимые с тем, когда прилипшее минеральное зерно или пузырь пара приводит к образованию залива, который в конечном итоге поглощается из-за последующего роста кристаллов» (Roedder, 1984). Другой распространенный механизм заключается в захвате расплава в ответ на периоды быстрого роста кристаллов, за которым следует более медленный рост, что приводит к захвату многочисленных мелких включений вдоль зон роста. В данном исследовании наблюдались явные доказательства несколько иного механизма, способного захватывать и сохранять небольшие порции (капли) ювенильного расплава за счет быстрой кристаллизации на зародышах лапиллей. Все приведенные результаты позволяют предположить, что пеллетальные лапилли следует рассматривать как одна из разновидностей «расплавных включений», существующих в ультраосновных лампрофирах и родственных им породах, таких как кимберлиты и лампроиты (Prokopyev et al., 2023c).

ГЛАВА 4. ПЕТРОГЕНЕЗИС КАРБОНАТИТОВ МАССИВА АРБАРАСТАХ

Раздел 1. Геологическое строение региона и объекта исследования

1.1. История геологического изучения массива

Ранние упоминания о геологии массива Арбарастах связаны с геологической съемкой масштаба 1:100 000 площади массива, которая проводилась в 1940-1941 гг. Отчеты о проведенных исследованиях можно найти в работах Шкляева П.Д., Матвеева А.К., Кузьмичева В.А. и др. (Глаголев и др., 1974). На площади массива авторами были выделены три этапа тектономагматических событий в регионе, представленные архейскими гнейсогранитами, гнейсосиенитами и диоритогнейсами, протерозойскими жильными габбродолеритами, долеритами, порфиритами и третичными сиенитами, сиенит-порфирами и андезитами. В 1954 г сотрудниками Археологической экспедиции в бассейне руч. Арбарастах была установлена крупная магнитная аномалия, которая была далее изучена геолого-геофизической партией под руководством Абрашева К.К. (Глаголев и др., 1974). Геологами было выявлено и подтверждено наличие выхода магнетитовых руд на поверхность (речь идет о магнетитовых рудах фоскоритов), что далее было указано в схематической карте рудопроявления масштаба 1:25 000 (Глаголев и др., 1974).

По материалам лабораторных исследований Абрашева К.К. образцов пород в пределах массива Арбарастах было установлено наличие радиоактивной минерализации, генезис и масштабы которой были впервые изучены в рамках геолого-поисковых работ на площади массива отрядом под руководством Стоялова С.П. в 1955 г. Начиная с этого периода в геологическом строении массива упоминаются щелочно-ультраосновные разновидности пород, а также рудоносные редкометалльные карбонатиты (Глаголев и др., 1974). В следующем году в пределах рудной минерализации с пироксеном проведены детальные геолого-поисковые работы на площади массива в масштабе 1:25 000. Данные работы были также направлены на изучение геологического строения массива, взаимоотношения магматических фаз интрузий и построения первых геологических схем (Глаголев и др., 1974).

В 1957 г. массив изучен геологами под руководством Бородина Л.С., а в 1959-1962 гг. проводились масштабные поисково-разведочные работы Тимптоно-Учурской партией и Южно-Якутской экспедицией (ЯГТУ). В результате было подтверждено, что массив Арбарастах относится к разновидности щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, в пределах которого имеются в промышленных масштабах титаномagnetитовое и редкометалльное оруденение (Глаголев и др., 1974). Геологами была составлена

геологическая карта масштаба 1:10 000 (Шапошников Д.П., Славутский Ю.А., Харченков А.Г., Супрунов Э.А. и др.). В разные годы изучением минералогии, петрологии и рудоносности массива занимались Глаголев А.А. (ИГЕМ РАН) с коллегами, Ициксон Г.В. и Лови Б.И. (Институт Карпинского), Жабин А.Г. и Харченков А.Г. (ИМГРЭ) (Глаголев и др., 1974).

Предшествующие петрологические исследования щелочных пород массива Арбарастан показали, что основные фазы представлены пироксенитами, секущими их телами карбонатитов, магнетит-апатитовых пород (фоскоритов) и ийолитов, а также по периферии массива отмечаются выходы отдельных тел более поздних щелочных сиенитов, ийолитуртитов и мельтейгитов (Глаголев и др., 1974). Первые данные по абсолютному возрасту пород массива показали интервал кристаллизации пироксенитов и карбонатитов – 690 ± 28 млн. л., фоскоритов – 720 ± 28 млн. л. (К-Ar, флогопит, Глаголев, 1974).

В 1998-1999 гг. на площади массива Арбарастан аэропартией ПГО Таежгеология была проведена АГСМ-съемка масштаба 1:50 000 с комплексом наземных поисково-заверочных работ (Глаголев и др., 1974). В результате было выявлено большое количество локальных аэроаномалий урановой и торий-урановой природы на территории массива (Глаголев и др., 1974; Горошко и др., 1994). В 2012 г. проводились экспедиционные поисковые и научно-исследовательские работы сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (Институт им. Карпинского, г. Санкт-Петербург), результаты которых приведены в отчете Института Карпинского № 25011 (2015 г). По результатам исследований коллегами были получены современные датировки цирконов из пироксенита U-Pb методом (SHRIMP-II), которые показали возраст – 630.5 ± 5.7 млн. л.

Массив Арбарастан на сегодняшний день является потенциальным рудным объектом на добычу комплексных U-Ta-Zr-Nb / Fe-P + Cu, Sr и REE руд (Горошко, Гурьянов, 2004). Согласно современным данным руды массива Арбарастан приурочены к телам карбонатитов и фоскоритов, а также локализованы в пределах метасоматических зон фенитизации и альбитизации. Содержание ниобия в рудных зонах варьирует от 0.2 до 1.2 %, тантала – от 0.002 до 0.1 %, урана – от 0.003 до 0.3 %, тория – 0.005-0.03 %, содержание P_2O_5 в апатит-магнетитовых рудах фоскоритов превышает 10 % (Горошко, Гурьянов, 2004). По оценкам авторов прогнозные ресурсы урана по массиву Арбарастан составляют 63 тыс. т., тантала – 140 тыс. т., ниобия – 4.2 млн. т., циркония – 350 тыс. т. (Горошко, Гурьянов, 2004)

В 2019 г автором были проведены экспедиционные работы в составе полевого отряда Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) (рис. 64). Была отобрана представительная коллекция образцов и проведен комплекс современных петрологических исследований, результаты которых представлены в цикле публикаций: Прокопьев и др. (2022,

2024), Нугуманова и др. (2023), Doroshkevich et al. (2022; 2024), Kruk et al. (2021; 2024), Prokoryev et al. (2021), а также изложены далее в тексте данной диссертационной работы.



Рисунок 64. Фотографии полевых работ на массиве Арбарастах (Алданский щит, 2019 г).

1.2. Тектоническая позиция объекта исследования

Современные данные по возрастному диапазону формирования пород щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового массива Арбарастах представлены в Разделе «Геохронологические исследования». Нужно отметить, что в неопротерозое на рубеже порядка 650-630 млн. л. вдоль южной окраины Сибирского кратона происходило внедрение целого ряда редкометалльных (Nb, Zr, Ta, U и REE) карбонатитовых массивов, таких как Белая Зима, Средняя Зима, Чапа, Большая Тагна, Жидой, Веселое, Пограничное, Арбарастах и Ингили (рис. 65), образование которых связывают с эпохой проявления крупномасштабного внутриплитного магматизма и геотектоническими событиями распада суперконтинента Родиния (Ярмолук и др., 2005; Кузьмин и др., 2014; Метелкин и др., 2007; Li et al., 2008; Врублевский и др., 2005, 2012; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Prokoryev et al., 2021; Прокопьев и др., 2022, 2024; Сальникова и др., 2018 и др.).

Во второй Главе диссертационной работы была приведена информация о составных тектонических блоках Алдано-Станового щита (рис. 13). Исследуемый щелочно-ультраосновной карбонатит-фоскоритовый массив Арбарастах расположен на территории Восточно-Алданского супертеррейна, в пределах Учурского сегмента или Учурского гранулит-парагнейсового террейна Алданского щита (рис. 65).

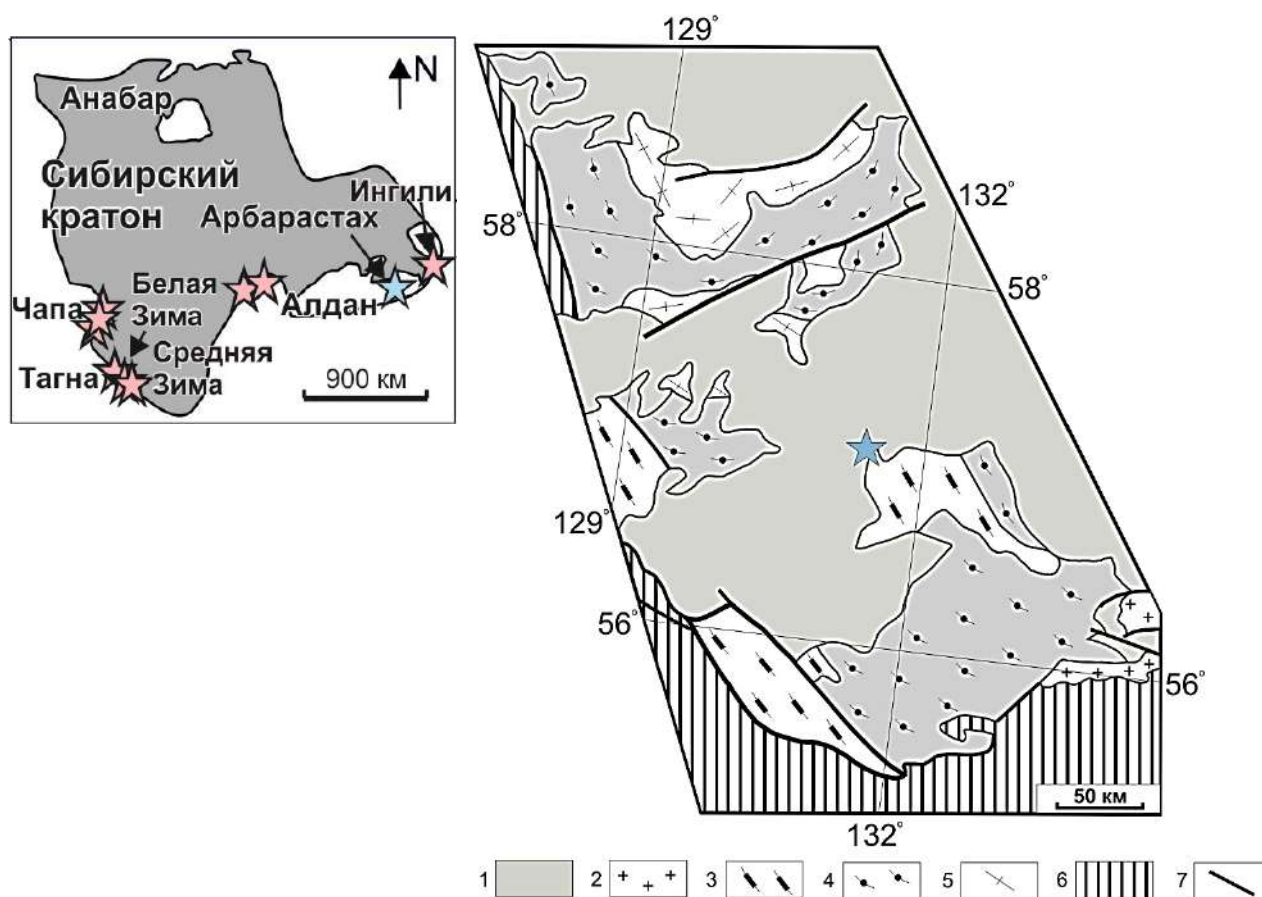


Рисунок 65. Геологическая схема расположения неопротерозойских редкометалльных щелочно-карбонатитовых комплексов (слева) и схематическая геологическая карта Учурского террейна (Парфенов, Кузьмин, 2001) (справа); «синей звездочкой» на рисунках показано расположение массива Арбарастах. Условные обозначения: 1 – чехол Сибирской платформы; 2 – сшивающие граниты и граносиениты конца раннего протерозоя; 3 – двупироксен-амфиболовые гнейсы, реже сланцы с линзами карбонатных и известково-силикатных пород; 4 – гранат-биотитовые, гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы с линзами кварцитов; 5 – гранито-гнейсы, чарнокито-гнейсы, эндербито-гнейсы с линзами двупироксеновых кристаллических сланцев; 6 – зоны тектонического меланжа; 7 – разрывные нарушения.

Учурский террейн перекрыт пологозалегающими слабоизмененными вулканогенно-осадочными образованиями Улканского прогиба с возрастом 1.85 млрд. л.; в структурном плане террейн представляет собой гранито-гнейсовые купола, ядра которых образованы гранито-гнейсами, чарнокито-гнейсами и эндербито-гнейсами (Парфенов, Кузьмин, 2001). По геохронологическим данным (Sm-Nd) источником парагнейсов являются породы с возрастов

2.6-2.1 млрд. л. (Парфенов, Кузьмин, 2001). Процесс метаморфизма начался после 2.1 млрд. л., а возраст окончания высокотемпературного метаморфизма по циркону (Pb-Pb) из чарнокитов массива Емеляли оценивается в 2.0-1.8 млрд. л. (Парфенов, Кузьмин, 2001) (рис. 65).

1.3. Геологическое строение массива

Щелочно-ультраосновной карбонатит-фоскоритовый массив Арбарастах расположен на юго-востоке России на территории Республики Саха (Якутия), в пределах бассейна руч. Арбарастах - левого притока реки Идюм (бассейн р. Лены) (рис. 66).

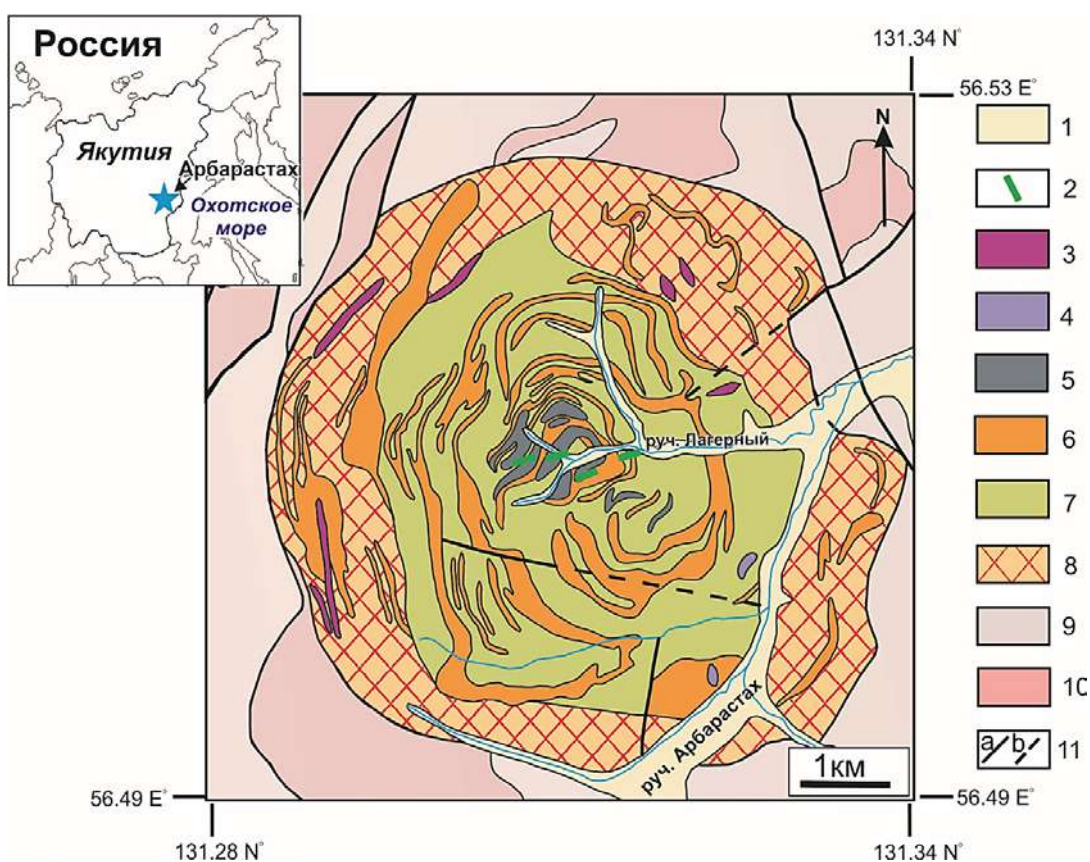


Рисунок 66. Схема расположения и схематическая геологическая карта щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового массива Арбарастах (по данным Глаголев, 1974; с дополнениями). Условные обозначения: 1 – аллювиальные отложения (галька, гравий, пески, суглинки); 2-8 – породы массива Арбарастах: 2 – дайки щелочно-ультраосновных лампрофиров (айллититы); 3 – щелочные сиениты (канкринитовые и нефелиновые сиениты); 4 – ийолит-уртиты, мельтейгиты; 5 – фоскориты (магнетит-апатитовые руды); 6 – карбонатиты (пироксеновые, флогопитовые, апатитовые, нефелиновые, флюоритовые, пироклор-содержащие и др. разновидности) и силикокарбонатиты; 7 – пироксениты; 8 – фениты (флогопитовые метасоматиты); 9 – гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы нижнего архея; 10 – раннеархейские гранитоиды (аляскитовые граниты, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранито-гнейсы, диориты); 11 – тектонические нарушения: разломы установленные (a) и предполагаемые (b).

В тектоническом плане массив приурочен к краевой части Идюмо-Хайканского сводового поднятия, в ядре которого обнажаются породы фундамента, а крылья перекрываются осадочным чехлом (Глаголев и др., 1974). Архейская толща фундамента состоит из биотитовых, диопсидовых, гиперстеновых и роговообманковых кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, гранатовых и графитовых гнейсов, мраморов и кальцифиров (тимптоно-желтулинская серия учурского террейна) (Парфенов и Кузьмин, 2001) (рис. 66).

В пределах массива Арбарастах широко распространены архейские биотит-амфиболовые гнейсо-граниты (обособленные массивы), аляскитовые граниты (мигматиты и межпластовые тела) и диориты, залегающие в пределах синклинойной зоны шириной около 20-22 км с общим северо-восточным простиранием (Глаголев и др., 1974). Внутри зоны породы смяты в серию узких изоклинальных складок, падающих в северо-восточном направлении под крутым углом. Ближе к массиву архейские породы меняют простирание - раздвигаются с двух сторон, огибая массив. Данная структура образовалась в архейское время и, скорее всего, предопределило появление массива именно в этом месте (Глаголев и др., 1974). Комплекс осадочных пород чехла представлен протерозойскими аркозовыми, доломитовыми и кварцевыми песчаниками с редкими горизонтами конгломератов и доломитов (Глаголев и др., 1974).

Массив Арбарастах представляет собой многофазную интрузию, занимающую площадь $\sim 38 \text{ км}^2$, которая имеет в плане концентрически-зональное строение, выраженное в закономерном чередовании пород с разным составом и разными условиями залегания (рис. 66). Основная фаза массива составляет штокообразное тело пироксеновых пород - пироксениты, имеющее в плане округло-эллипсоидное очертание, вытянутое в северо-западном направлении. Тело пироксенитов имеет грубо концентрическое строение и сложено чисто пироксеновыми, пироксен-слюдистыми, пироксен-роговообманковыми разновидностями (Глаголев и др., 1974). Пироксениты представлены мелко-среднезернистыми породами, нередко со шпировыми обособлениями флогопита, и сложены клинопироксеном (до 90 об.%) и переменным количеством фторапатита, магнетита, флогопита, нефелина, титанита, амфибола (магнезиогастингсита), ильменита и циркона (Прокопьев и др., 2022; Prokopyev et al., 2021; Doroshkevich et al., 2022; Kruk et al., 2024) (рис. 67a,b). Между пироксенитами и кольцевым разломом заключена зона контактово-метасоматических пород – фенитов, содержащих большое количество альбита (рис. 66). Мощность зоны составляет 0.5-1 км.

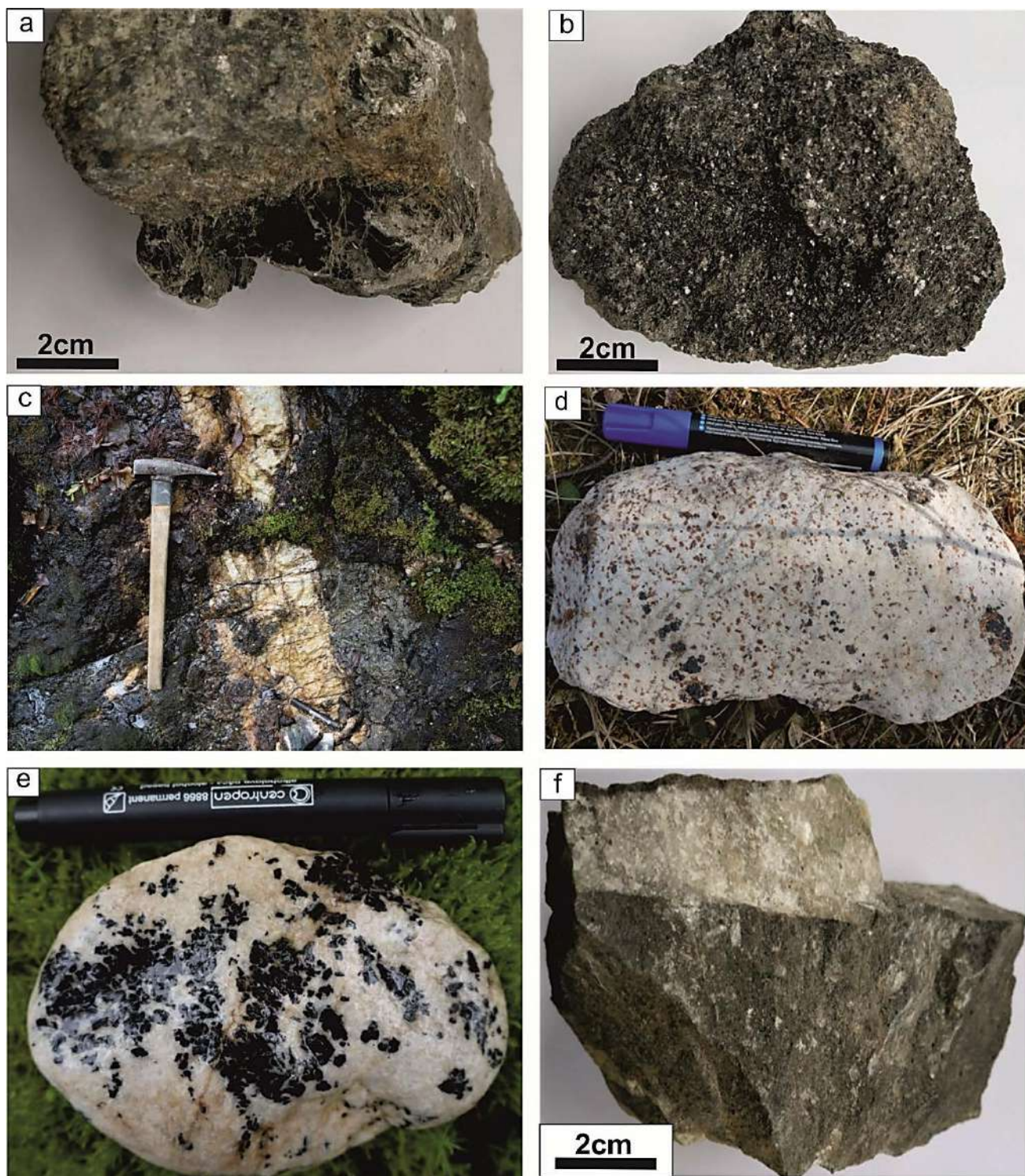


Рисунок 67. Фотографии щелочных пород массива Арбарастах (из публикации Prokopyev et al., (2021)). Флогопитизированные пироксениты (a, b), состоящие практически из мономинерального агрегата слюды; карбонатитовая дайка (c), секущая пироксениты в обнажении на берегу руч. Арбарастах; пироксено- (d) и флогопитсодержащие (e) карбонатиты; образец из контакта карбонатита (белый) с дайкой ультраосновного лампрофира (серый) (f).

Породы ийолит-уртитовой серии и нефелиновые сиениты образуют в пределах интрузии субвертикальные кольцевые дайки длиной до 1 км и мощностью до 50 м (Глаголев и др., 1974)

(рис. 66). Контакты между дайками ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов с пироксенитами резкие секущие. Ийолит-уртиты представляют собой массивные средне- и крупнозернистые породы, сложенные клинопироксеном (эгирин-геденбергитом) (10-50 об. %), нефелином (40–60 об. %), магнетитом, фторапатитом, титанитом, амфиболом и флогопитом. Основными породообразующими минералами в сиенитах являются калиевый полевой шпат (до 60 об. %), клинопироксен (10–30 об. %) и нефелин (10 об. %). Акцессорные минералы представлены кальцитом, бадделеитом, перовскитом и циконолитом. Пироксенол в щелочных сиенитах по составу может быть отнесен к группе уранпироксенола (Прокопьев и др., 2022; Prokopyev et al., 2021; Doroshkevich et al., 2022; Kruk et al., 2024).

Карбонатиты образуют кольцевые дайкообразные тела шириной от 10 до 400 м и длиной 0.1–6 км, сосредоточенные преимущественно в центре массива Арбарастах (рис. 66). Углы падения независимо от близости к центру массива составляют 60°–80° (Глаголев и др., 1974). Наиболее распространены кальцитовые разновидности карбонатитов с пироксеном, апатитом, флюоритом и флогопитом; значительно реже в пироксенитах встречаются жилы (до первых м) доломитовых и анкеритовых карбонатитов (рис. 67с–е).

Результаты наших исследований показали, что карбонатиты представлены флогопитовыми и клинопироксен-флогопитовыми кальцитовыми карбонатитами, а также доломитовыми, апатит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями (Prokopyev et al., 2021; Kruk et al., 2024). Карбонатиты представляют собой мелко- и среднезернистые породы с массивной или полосчатой текстурой. Флогопитовый и клинопироксен-флогопитовый типы содержат варьирующее количество флогопита, клинопироксена, кальцита, фторапатита, титанита и других минералов. В составе кальцитовых карбонатитов преобладает кальцит (до 65 об. %), а также содержатся клинопироксен, флогопит, фторапатит, амфибол, флюорит, калиевый полевой шпат и фельдшпатоидные минералы (Prokopyev et al., 2021). Основным акцессорным и рудным минералом в карбонатитах является пироксенол. Детальный минеральный состав кальцитовых карбонатитов, для которых проведены хронологические и термобарогеохимические исследования, приведены в следующем разделе диссертации.

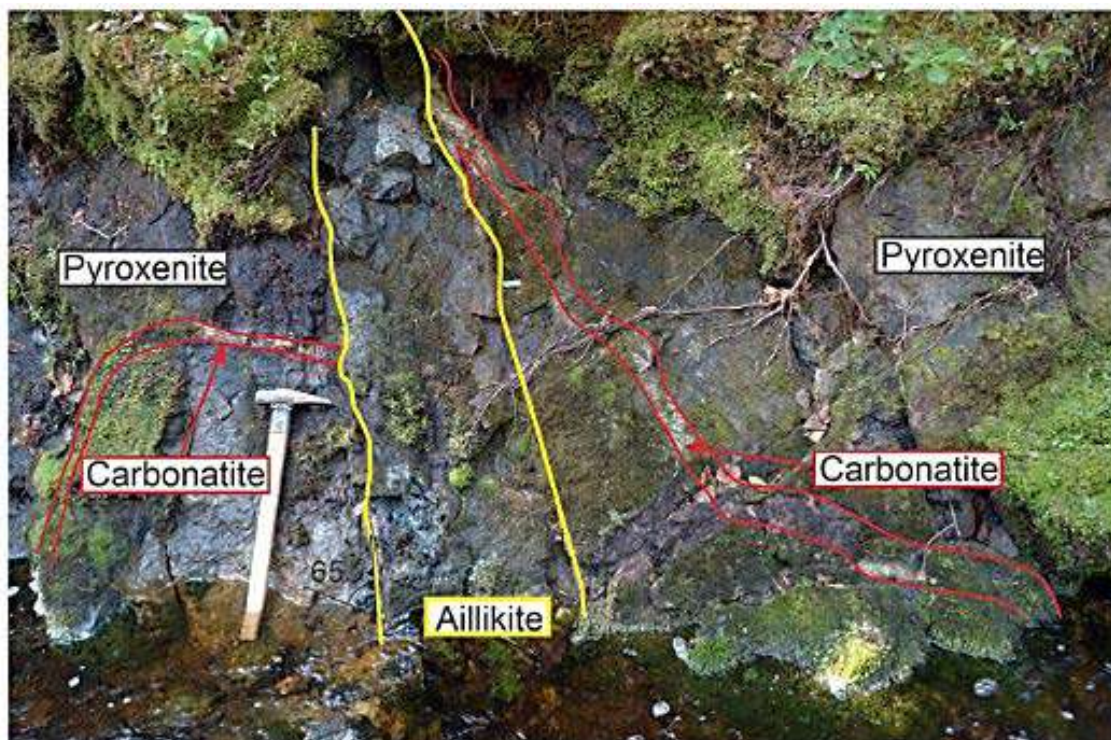
В самом центре массива Арбарастах расположены рудоносные тела магнетит-apatит-форстеритовых пород, имеющих секущие контакты с пироксенитами и карбонатитами (рис. 66). Мощность тел составляет от 30-70 до 200-400 м (Глаголев и др., 1974). Согласно минеральному составу и петрографической классификации породы отнесены к фоскоритам (Prokopyev et al., 2021; Kruk et al., 2021, 2024). Фоскориты представлены бадделеит- и пироксенолсодержащими разновидностями (Prokopyev et al., 2021). Бадделеитсодержащие фоскориты обычно представляют собой мелко- и среднезернистые породы, состоящие из фторапатита (35–40 об.%), оливина (25–30 об.%), магнетита (20–25 об.%), флогопита (5–15

об.%), бадделеита (до 1%) и др. минералов. Пироклорсодержащие фоскориты представляют собой средне-крупнозернистые пегматоидные породы с полосчатым строением, содержащие магнетит (45–50 об.%), фторапатит (40–45 об.%), флогопит (до 5 об.%), оливин (до 5 об.%), кальцит (до 3 об.%), пироклор (< 1 об.%) и др. (Prokoryev et al., 2021). Последние петрогенетические исследования фоскоритов позволили разделить их на три типа: форстерит-магнетитовый фоскорит, форстерит-апатит-магнетитовый фоскорит, а также апатит-магнетитовый фоскорит (Kruk et al., 2021, 2024). Минеральный состав и петрогенетические особенности айллитов, карбонатитов и фоскоритов, для которых проведены термобарогеохимические исследования в рамках диссертационной работы приведены в следующем разделе рукописи.

Раздел 2. Минералогические исследования пород массива

2.1. Петрография и состав ультраосновных лампрофиров массива Арбарастах

В ходе полевых работ 2019 г. автором было зафиксировано несколько даек ультраосновных лампрофиров в центральной части массива. Коренные выходы были встречены в обнажениях руч. Лагерный (рис. 68).



Риунок 68. Фотография взаимоотношения пироксенитов, даек карбонатитов и ультраосновных лампрофиров (айллитов) в коренном обнажении руч. Лагенрный, массив Арбарастах (из публикации Doroshkevich et al., 2022).

Обычно тела айллицитов имеют длину до 2 м, но реальная длина, вероятно, больше. Дайки секут пироксениты и доломитовые карбонатиты (рис. 68). Породы недеформированные, крутопадающие ($>70^\circ$), мощностью до 1 м, и имеют закаленные контакты со вмещающими пироксенитами и карбонатитами. Признаков множественных инъекций в дайках не наблюдалось. По минералогическому составу дайки отнесены к айлликитам (Tarpe et al., 2005). Подробная петрологическая характеристика айллицитов массива Арбарастах представлена в работах в соавторстве Doroshkevich et al. (2022, 2023), Kruk et al. (2024). Дайки, как было отмечено, имеют секущее отношения к основным фазам массива и по геохронологическим данным показали сравнительно молодую датировку 631.5 ± 8.5 млн лет (рис. 69).

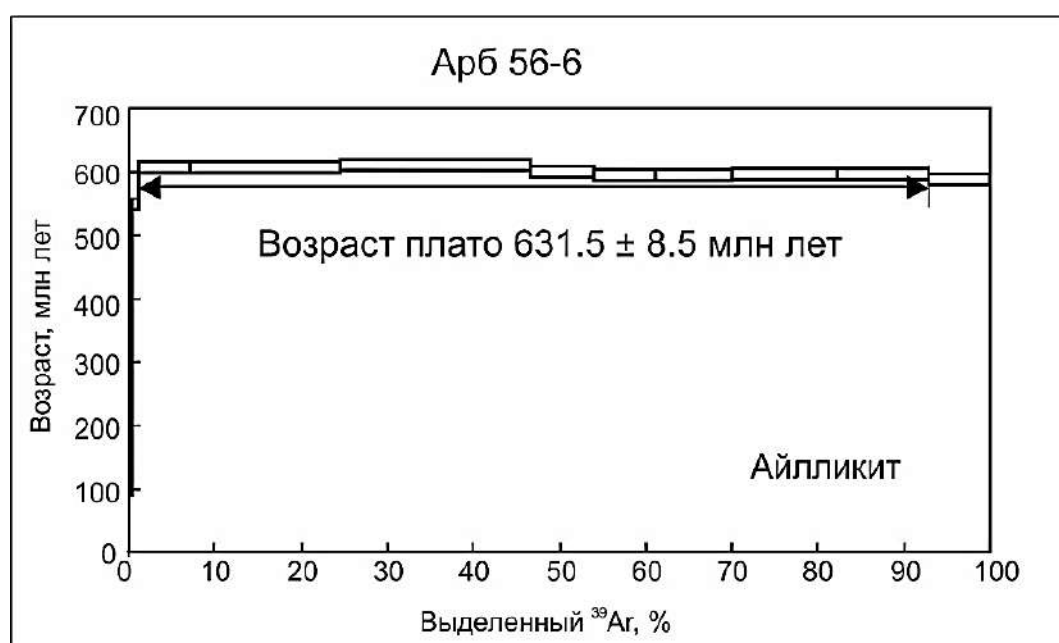


Рисунок 69. Ar-Ar спектр датированной дайки айллицитов из коренного обнажения руч. Лагенрый в массиве Арбарастах (из публикации Doroshkevich et al., 2022).

Исследования айллицитов массива Арбарастах показали, что породы имеют порфировую структуру с мелкозернистой основной массой (рис. 70). 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, пироксеном, минералами группы шпинели и титаномагнетитом (рис. 70). По петрографии и минеральному составу (химизму минералов) айллициты массива Арбарастах схожи с айлликитами чадобецкого комплекса (Doroshkevich et al., 2022).

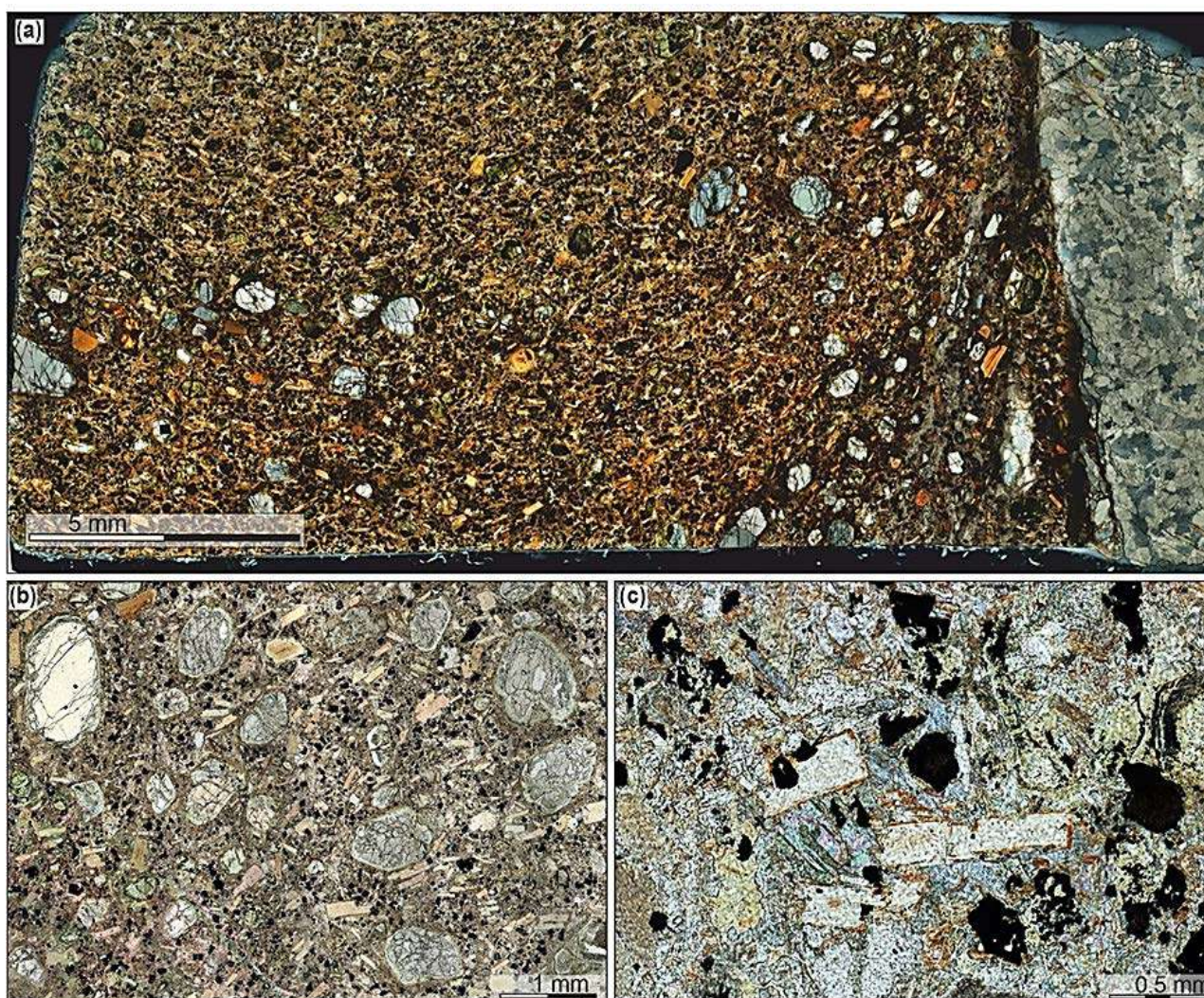


Рисунок 70. Микрофотографии айллицитов массива Арбарастах (из публикации Doroshkevich., et al. (2022)): (a) – контакт айллицитов (слева) с карбонатами; (b) – порфировые структуры айллицитов: вкрапленники оливина и флогопита в мелкозернистой флогопит-карбонатной матрице; (c) – тонкие каймы тетраферрифлогопита на зернах флогопита из основной массы.

Оливин распространен неравномерно, модальное содержание зерен оливина варьирует от 5 до 20% в центральных частях даек, а в закаленных контактах даек минерал редок. Большинство кристаллов оливина частично серпентинизировано по краям и микротрещинам. Некоторые макрокристы оливина содержат включения ильменита и шпинелидов внутри ростовых кайм оливина и по микротрещинам (рис. 71g–i). Петрогенетически установлено два типа макрокристов оливина: оливин I и II. Ядра оливина II на BSE-изображениях имеют «гладкую» резорбированную форму, тогда как ядра оливина I имеют гораздо более нарушенную форму (рис. 71a,b). Мелкозернистая основная масса айллицитов представляет собой агрегат флогопита, перовскита, фторапатита, оливина III и шпинелидов, сцементированных интерстициальными ксеноморфными пойкилитовыми карбонатами, такими как доломит и кальцит (рис. 71d,j).

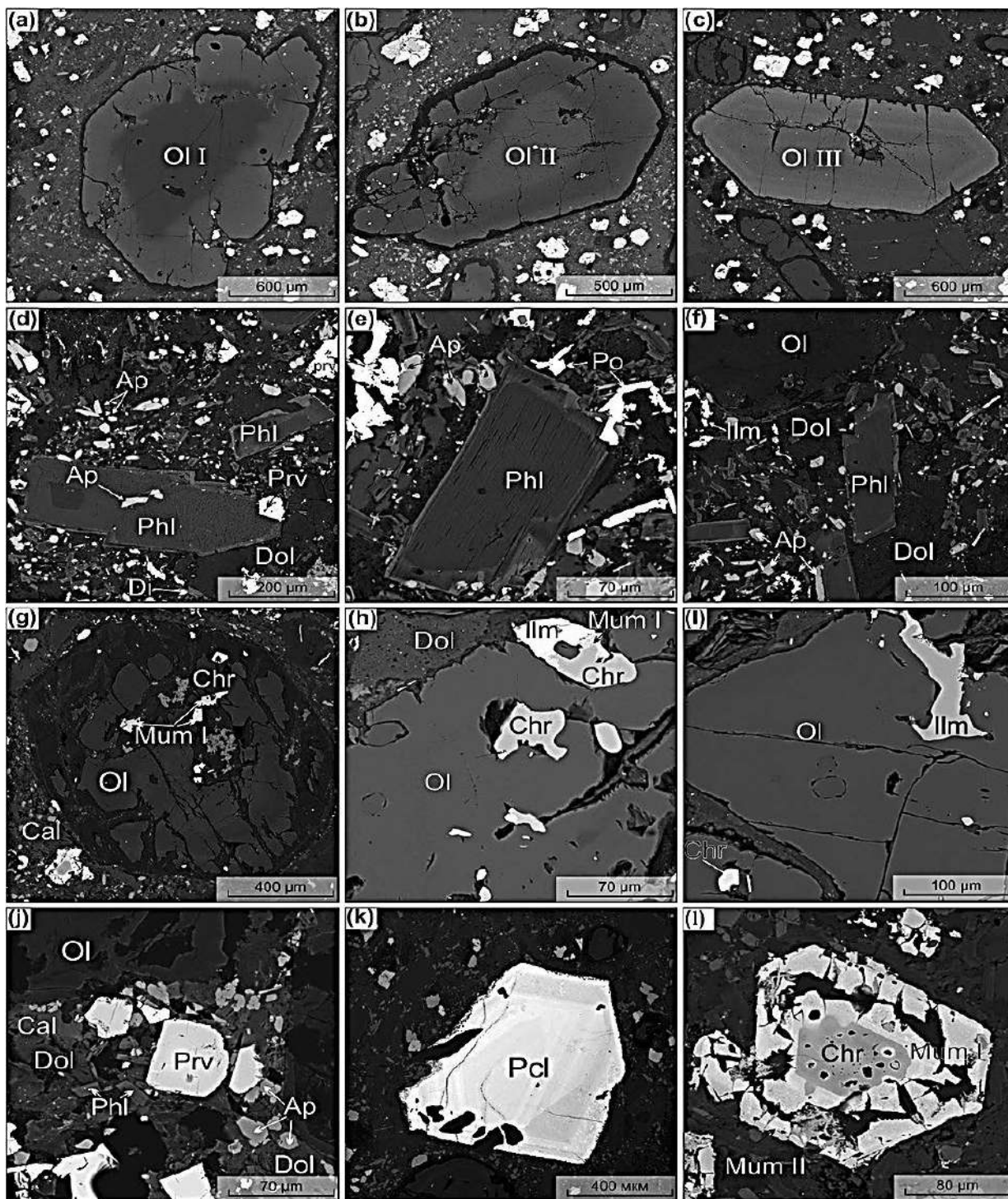


Рисунок 71. BSE-изображения минерального состава айллицитов массива (из публикации Doroshkevich., et al. (2022)): (a–c) – зональные макрокристы оливина; (d–f) – идиоморфные зональные вкрапленники флогопита и включения зерен апатита, сульфидов и перовскита в основной доломитовой массе; (g–i) – включения ильменита и шпинелидов в оливине; (j) – минеральная ассоциация длинных лейст зональной слюды (флогопита), перовскита, апатита, оливина II и шпинели, расположенных в матрице доломита и кальцита; (k) зональный пироксид в основной массе; (l) кристалл зональной шпинели. Ap – апатит; Cal – кальцит; Chr – хромит; Di – диопсид; Dol – доломит; Ilm – ильменит; Ol – оливин; Pcl – пироксид; Phl – флогопит; Po – пирротин; Prv – перовскит; MUM – магнезио-ульвошпинель-магнетит.

На BSE-изображениях кристаллы оливина III выглядят однородными или имеют слабовыраженную осцилляторную зональность (рис. 71с). Минерал содержит включения ильменита и шпинели по каймам и по микротрещинам. Флогопит основной массы образует удлиненные зональные лейсты (размером менее 0.25 мм) и иногда содержит включения фторапатита, магнетита и доломита (рис. 71i). На некоторых зернах флогопита наблюдаются тонкие каймы тетраферрифлогопита, которые отчетливо наблюдаются в шлифах и BSE-изображениях (см. рис. 70с, рис. 71d,e). Флогопит не хлоритизирован. Апатит образует идиоморфные вытянутые призмы, тогда как перовскит встречается в виде дискретных октаэдрических идиоморфных зональных кристаллов в основной массе (рис. 71d,j).

Шпинелиды образуют идиоморфные зерна и кристаллы в основной массе айлликита и встречаются в виде включений в каймах и микротрещинах оливина. Размер зерен варьирует от 10 до 300 мкм. Шпинелиды обычно зональны; в центральных участках образуется хромшпинель, которая обрастает каймами состава магнезио-ульвошпинель-магнетит (рис. 71l). Иногда в ядрах шпинели присутствуют включения флогопита. Выделено два типа ильменита. Первый из них обычно присутствует в основной массе, а второй образует неправильные зерна и их агрегаты (до 0.5 мм), часто обрастающие магнетитом и встречающиеся в виде округлых или амебоидных включений в каймах оливина (рис. 71h,i).

Для оливина в айлликитах массива Арбарастах характерно наличие богатых и бедных железом ксеногенных ядер ($Mg\#$ 83-86 и 92-93, соответственно), а также магматических кайм и наличие вкрапленников-фенокристов оливина в основной массе породы (Doroshkevich et al., 2022). Бедные железом ксеногенные ядра соответствуют типичным оливинам из мантийного перидотита. Богатые железом ксеногенные ядра (антикристы) связаны с процессом мантийного метасоматоза, обусловленного воздействием прото-айлликитового расплава, тогда как магматические каймы и фенокристы оливина образовались в результате кристаллизации айлликитового расплава (Doroshkevich et al., 2022). Химический состав фенокристов оливина контролируется содержанием флогопита и карбоната в исходном расплаве. Состав шпинели, кристаллизованной из айлликитового расплава, соответствует титаномagnetитовому тренду, а богатые кандилитом каймы магнезио-ульвошпинели кристаллизуются при окислении железа до Fe^{3+} . Составы флогопита и ильменита также отражают эволюцию богатого карбонатами айлликитового расплава. Более детальные минералогические исследования приведены в работе Doroshkevich., et al. (2022).

2.2. Петрография и состав карбонатитов и фоскоритов

Ранние исследования минерального состава щелочных пород массива Арбарастах описаны в работах Глаголев и др. (1974), Горошко и др. (1994), Горошко и Гурьянов (2004) и др., а также в списке производственных отчетов поисковых партий, о которых упоминалось в первом разделе геологической изученности объекта исследования. Результаты современных работ по петрологическому исследованию щелочных пород массива приведены в цикле наших публикаций: Prokoryev et al. (2021); Прокопьев и др. (2022, 2024), Нугуманова и др. (2023), Doroshkevich et al. (2022; 2024), Kruk et al. (2021; 2024). В данном разделе речь пойдет о минералогии карбонатитов и фоскоритов, которые были изучены также методами изотопной геохронологии и термобарогеохимии в рамках данной диссертационной работы, что в совокупности позволит показать особенности петрогенезиса пород, несущих в себе основную комплексную редкоземельно-редкометалльную металлогеническую нагрузку.

Карбонатиты массива Арбарастах представляют собой среднезернистые породы с массивной текстурой (рис. 72a). Как отмечено ранее, в пределах массива присутствует большое количество минералогических разновидностей карбонатитов: пироксен-, флогопит-, апатит-, пирохлорсодержащие и др. (рис. 72с–е). Разновидности карбонатитов с полевыми шпатами, нефелином и флюоритом также описаны в пределах массива (рис. 72). Далее речь пойдет об исследованных в рамках данной работы кальцитовых карбонатитах и пироксен-флогопитовых карбонатитах (или силикокарбонатитах с содержанием SiO_2 от 20 до 27 мас.%).

Минеральный состав карбонатитов представлен первичными минералами кальцитом и доломитом (10–20 %), которые составляют до 50–90% объема породы, а также флогопитом, клинопироксеном, фторапатитом, амфиболом, флюоритом и фельдшпатоидами (рис. 72a–h). Акцессорные и рудные минералы (2–8%) карбонатитов включают титаномагнетит, циркон, цирконолит, перовскит, пирохлор и бадделеит. Анкилит-(Ce), бастнезит-(Ce), бурбанкит, барит, стронцианит и редкие сульфиды, такие как халькопирит, пирит и галенит, представляют собой гидротермальную минерализацию (5–15%). Карбонатиты могут содержать до 5–10 % калиевого полевого шпата и/или нефелина и 5–15 % флюорита (рис. 72f,g).

Также были исследованы бадделеит- и пирохлорсодержащие разновидности фоскоритов (рис. 72i-p). Породы имеют среднезернистую структуру и массивную текстуру. Основные минералы представлены первичными оливином, титаномагнетитом, шпинелидами, фторапатитом, кальцитом и доломитом. Второстепенные минералы включают флогопит, барит, барито-целестин, стронцианит и баритокальцит с редкими халькопиритом, пиритом и висмутином. Акцессорные минералы представлены бадделеитом и пирохлором.

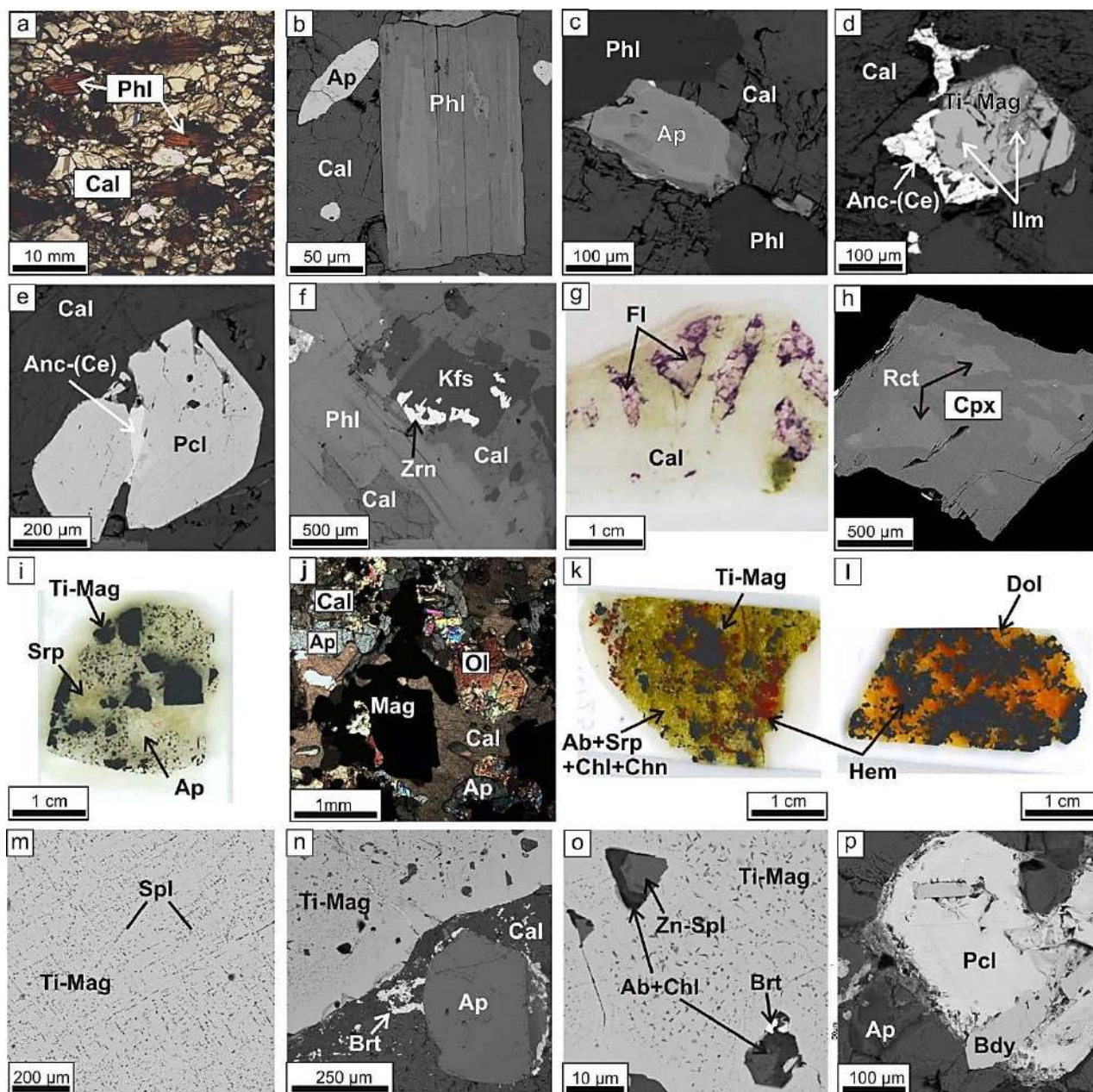


Рисунок 72. Минеральный состав исследуемых карбонатов (а–h) и фоскоритов (i–p) массива Арбарастах (Prokoryev et al., 2021): петрографические фотографии (a, g), BSE-изображения (b–f, h, m–p) и фотографии шлифов (i, k, l). Сокращения минералов взяты из работы Whitney and Evans (2010). Карбонаты состоят из кальцитово́й матрицы с зональными зёрнами флогопита и фторапатита (а–с). Кристаллы титаномагнетита редки и содержат включения ильменита; гидротермальная минерализация содержит карбонаты РЗЭ, такие как бастнезит-(Ce) и анкилит-(Ce) (d). Акцессорный пироксен с гидротермальным анкилитом-(Ce) в матрице кальцита (e). Карбонаты также содержат калишпат и/или нефелин (f) и флюорит (g); клинопироксен в силикокарбонатах замещается рихтеритом (h). Фоскориты состоят из кристаллов титаномагнетита и оливина в карбонатной (кальцитовой и доломитовой) матрице с зёрнами апатита (i, j). Гидротермально-метасоматические минералы представлены вторичными серпентином, альбитом, хлоритом, хондродитом, карбонатом (доломит и сидерит), баритом и гематитом (k, l). Титаномагнетит содержит минералы группы шпинели как продукт распада твёрдого раствора; включения шпинелидов подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям с образованием Zn-шпинели, хлорита и альбита; в гидротермальной ассоциации кристаллизуются барит, целестин и стронцианит (m–o). Акцессорные Nb-минералы образуют бадделеит-пироксеновые кристаллические агрегаты (p).

Согласно полученным минералогическим данным, рудоносные редкоземельно-редкометалльные карбонатиты и фоскориты массива Арбарастах сформировались на трех этапах (магматическом, гидротермальном и гипергенном), в результате нескольких стадий преобразования рудно-магматических систем (рис. 73).

	Сати	Минералы			
		Ранне-магматическая	Поздне-магматическая	Гидротермально-метасоматические	Гипергенная
Карбонатиты	Кальцит				
	Доломит				
	Клинопироксен				
	Амфибол				
	Флогопит				
	Тетраферрифлогопит		→	-----	
	Титаномагнетит				
	Фторапатит				
	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				
Фоскориты	Оливин				
	Шпинелиды и ильменит				
	Фторапатит				
	Титаномагнетит				
	Кальцит, доломит				
	Флогопит				
	Zr-Nb минерализация: пирохлор, бадделеит	-----			
	Ba-Sr-REE минерализация: барито-целестин, стронцианит, баритокальцит				
	Сульфиды: халькопирит, пирит, висмутин				
	Сидерит, гематит, окислы и гидроокислы Fe and Mn				
	Альбит, хлорит, серицит, серпентин, хондродит				

Рисунок 73. Парагенетическая схема формирования редкоземельно-редкометалльных карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастах (данные из публикации Prokoryev et al. (2021)).

Парагенетическая схема на рис. 73 отражает эволюцию минеральных ассоциаций и парагенезисов карбонатит-фоскоритовой системы, указывая на последовательную смену специфики металлоносности от редкометалльной Zr-Nb на магматическом этапе к Ba-Sr-REE гидротермально-метасоматической.

Слюда является одним из основных минералов карбонатитов; представлена флогопитом и тетраферрифлогопитом по составу (табл. 9.1 в Приложении 9). Тетраферрифлогопит характерен для метасоматически измененных карбонатитов, тогда как слюда фоскоритов отвечает преимущественно флогопиту (рис. 74).

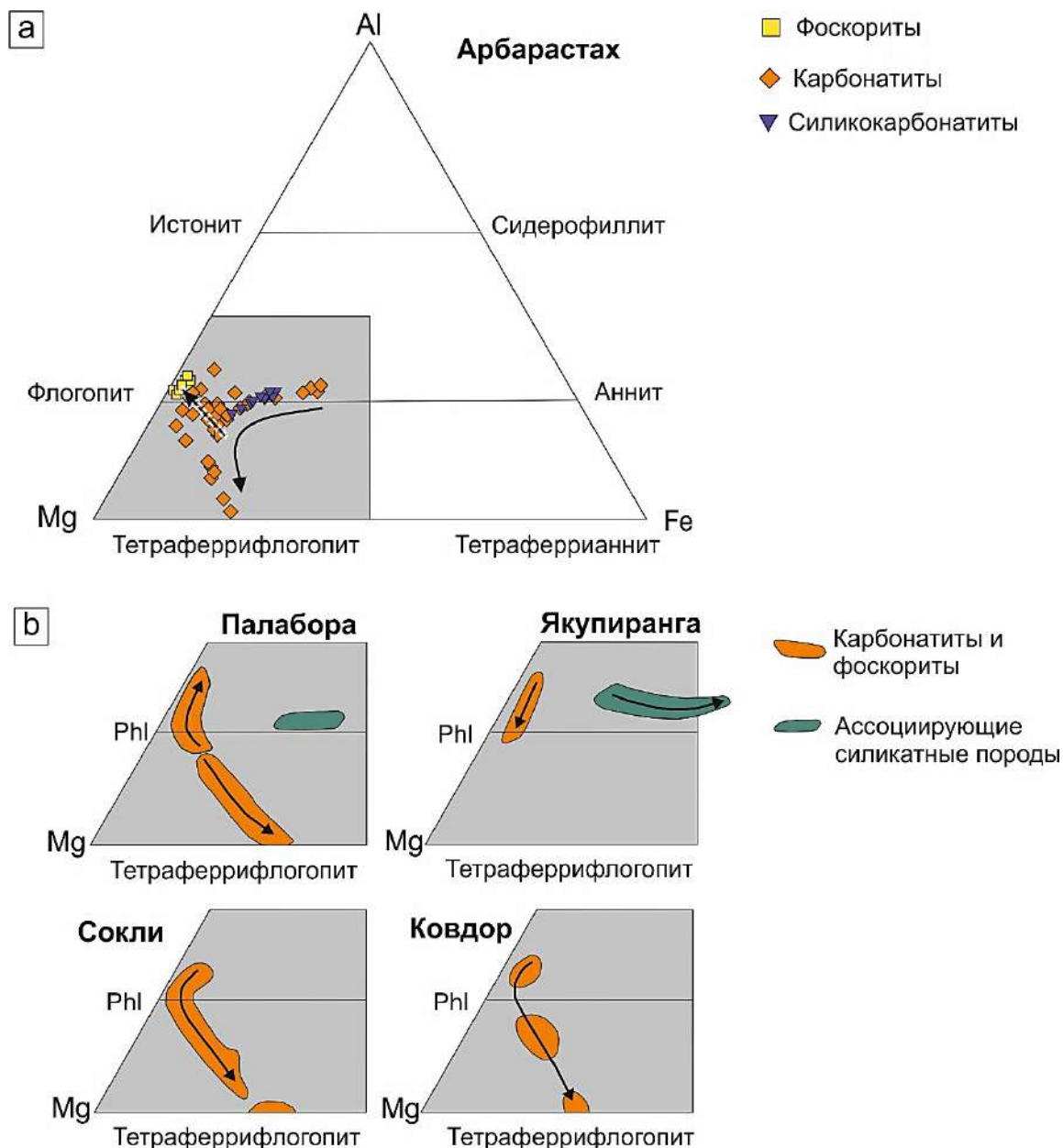


Рисунок 74. Состав слюды карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастан на диаграмме Mitchell (1995); стрелкой показан тренд эволюции (а). Композиционные диаграммы (с трендами) для слюд из карбонатит-фоскоритовых комплексов Палабора (Giebel et al., 2019), Якупиранга (Brod et al., 2001), Сокли (Lee et al., 2003) и Ковдор (Krasnova et al., 2004) (б).

Флогопит образует идиоморфные лейсты, размером до нескольких см; кристаллы флогопита зональные из-за изменений в вариациях $\text{BaO/K}_2\text{O}$ и FeO/MgO (рис. 72b). Химические характеристики показывают, что во время кристаллизации минерала концентрации FeO и Al_2O_3 имеют тенденцию к уменьшению при увеличении содержания MgO (табл. 9.1, рис. 74a). Такой тренд эволюции состава слюд аналогичен известным в мире фоскорит-карбонатитовым комплексам Палабора (Giebel et al., 2019), Якупиранга (Brod et al., 2001), Сокли (Lee et al., 2003) и Ковдор (Krasnova et al., 2004) (рис. 74b). Содержание BaO во флогопите достигает 3.44 мас.%, а содержание TiO_2 находится ниже пределов обнаружения (табл. 9.1, Приложение 9). Высокое содержание BaO в слюдах характерно для карбонатит-фоскоритовых комплексов Палабора (Giebel et al., 2019) и карбонатитов Белозимского комплекса (Doroshkevich et al., 2016), для кимберлитов (Mitchell, 1995) и щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов Маймеча-Котуйской провинции, например оливинитов Гулинской интрузии, метасоматизированных мантийных ксенолитов восточной Антарктиды (Kogarko et al., 2007, 2012), а также для ультраосновных лампрофиров (айлликитов) чадобецкого щелочно-карбонатитового комплекса (Prokoryev et al., 2020).

Apatit в породах представлен фторапатитом. Фторапатит образует идиоморфные призматические кристаллы и зерна в карбонатитах, размером от 0.1 до 1 см (рис. 72c). Фторапатит в фоскоритах представлен идиоморфными зернами, размером до нескольких см; минерал кристаллизуется в парагенезисе с оливином и титаномagnetитом (рис. 73). Фторапатит в карбонатитах и фоскоритах массива Арбарастах содержит (мас.%) до 2 % F, до 0.6% легких РЗЭ (LREE_2O_3), до 0.22 % Na_2O и до 0.84 % SrO (табл. 9.2 в Приложении 9). Минеральный состав типичен для карбонатитов (например, Hogarth, 1989; Chakhmouradian et al., 2017). Фторапатит в карбонатитах образует зональные по составу кристаллы: наблюдается увеличение содержания легких РЗЭ от центра к краю (рис. 72c; табл. 9.2).

Магнетит образует кристаллы октаэдрического габитуса в карбонатитах, размером до 1-5 мм, и относится к группе титаномagnetита (рис. 72d; рис. 73). Магнетит содержит включения ильменита. Титаномagnetит в фоскоритах встречается в виде идиоморфных зерен и кристаллов, а размер зернистых агрегатов магнетита может достигать 1-5 см и более (рис. 72i-o). В структуре минерала присутствуют включения минералов группы шпинели и ильменита. Включения шпинели имеют октаэдрическое и ромбоэдрическое сечение или эллипсоидную форму; они расположены вдоль кристаллографических направлений кристаллов магнетита, что указывает на то, что фазы шпинели образовались в результате распада твердого раствора (рис. 72m-o). Размер включений шпинелидов варьирует от 5 до 20 мкм. Минералы группы шпинели в карбонатитах представлены магнетитом и ульвошпинелью с содержанием якобсита (табл. 9.3). Фоскориты содержат алюмошпинели с небольшим

содержанием якобсита, магнетита, магнезиоферрита и ганита (табл. 9.3 в Приложении 9). Примесь Zn в шпинели может быть связана со вторичными метасоматическими процессами (например, Johan and Ohnenstetter, 2010). Схожая ситуация наблюдалась для магнетитов из магнезиокарбонатитов Центрального Алдана. Хлорит и альбит также располагаются во включениях шпинели, что подтверждает активность метасоматических процессов (рис. 72o). Минеральные фазы Zn-шпинелида и ильменита были также обнаружены в фоскоритах Ковдорского карбонатитового комплекса (Wall and Zaitsev, 2004).

Клинопироксен образует идиоморфные зерна размером до нескольких см; кристаллизуется преимущественно в пироксен-флогопитовых карбонатитах (рис. 72h; рис. 73). Минерал имеет диопсид-геденбергит-эгириновый состав с небольшим содержанием жадеитового и алюмо-чермакитового миналов (табл. 9.4, Приложение 9, рис. 75a). Состав исследуемых клинопироксенов незначительно отличается от состава клинопироксена карбонатитов Белозимского щелочно-карбонатитового комплекса (Doroshkevich et al., 2017) и соответствует буферу $\Delta FMQ = +1 \dots +2$, выступающему в роли качественного показателя фугитивности кислорода в минеральной системе (рис. 75a).

Минералы группы *пирохлора* являются основными концентраторами ниобия и урана в фоскоритах и карбонатитах (табл. 9.5, Приложение 9); они формируют октаэдрические кристаллы размером до 1 см (рис. 72e,p). В фоскоритах Nb-минералы образуют бадделеит-пирохлоровые полосчатые кристаллические агрегаты (рис. 72p; рис. 73).

Амфибол в пироксен-флогопитовых карбонатитах массива Арбарастах представлен в виде рихтерита (рис. 75b), замещающего кристаллы клинопироксена (рис. 72h; рис. 73).

Бадделеит и *циркон* довольно редки в карбонатитах (менее 1 об.%) и обычно встречаются в фоскоритах, образуя идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы; содержание HfO_2 в бадделеите составляет до 1.8 мас.% (рис. 73).

Оливин в фоскоритах образует идиоморфные кристаллы, размером до нескольких см (рис. 72j). Содержание Fo минала в исследованных оливинах составляет 96–99%. Оливин интенсивно замещается вторичным серпентином и хондродитом (рис. 73). Детальная минералогия оливинов в фоскоритах изучена в работах Kruk et al. (2021; 2024).

Полевые шпаты и *фельдшпатоиды* представлены калиевым полевым шпатом и нефелином, а также метасоматическим альбитом (рис. 72f,k; рис. 73). Минералы обычно образуют идиоморфные кристаллы в карбонатной матрице. Калиевый полевой шпат представляет собой ортоклаз (Or_{85-100}) с небольшим количеством CaO и Na_2O (до 0.5 мас.%). Альбит содержит до 1 мас.% CaO и небольшое количество K_2O – до 0.45 мас.%; нефелин, в свою очередь, интенсивно замещается скаполитом.

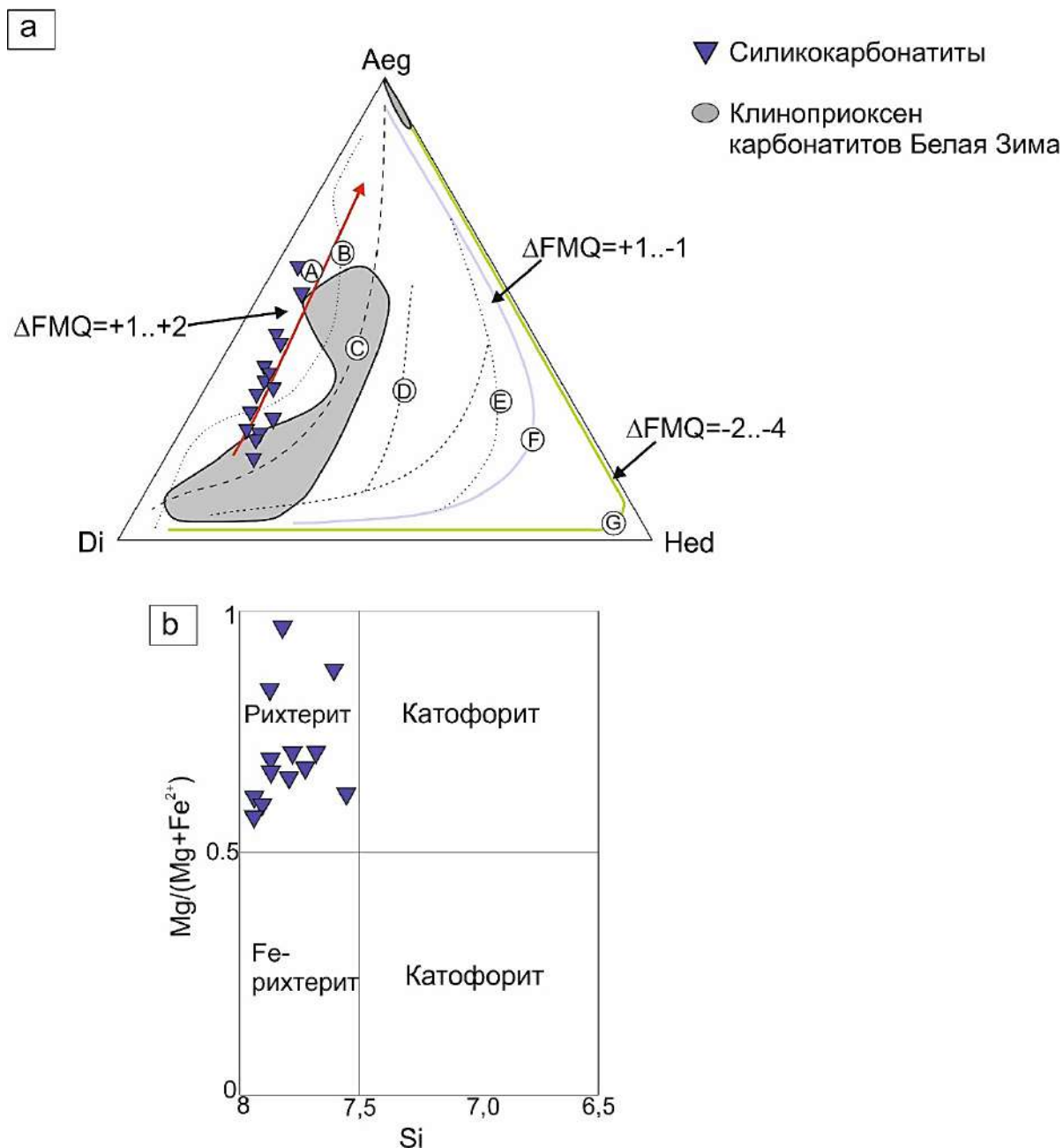


Рисунок 75. (а) Состав клинопироксенов в карбонатах массива Арбарастах (тренд эволюции показан красной стрелкой) и тренды эволюции состава клинопироксенов из различных щелочных комплексов мира на диаграмме диопсид-геденбергит-эгирин (данные Mann et al., 2006b) (а): Катценбакель, юго-запад Германии (А); Мурун, Россия (Б); Ловозеро, Россия (С); Ално, Швеция (D); нефелиновые сиениты Колдвелла, Канада (Е); Северный Курок, Южная Гренландия (F); Ильмауссак, Южная Гренландия (G). Состав клинопироксенов комплекса Белая Зима взят из публикации Doroshkevich et al. (2017). Количественные данные по фугитивности кислорода (выраженные в единицах ΔFMQ , где FMQ – фаялит-магнетит-кварцевый буфер) показывают, что химическая эволюция клинопироксена может быть использована как качественный индикатор фугитивности кислорода. (b) Состав амфибола карбонатов массива Арбарастах на классификационной диаграмме Si vs $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (apfu) (по Leake et al., 1997).

Флюорит в карбонатах образует кубические кристаллы и зернистые агрегаты, размером до несколько см и содержит в составе до 0.35 мас.% Y_2O_3 (рис. 72г; рис. 73).

Первичные карбонаты фоскоритов и карбонатитов представлены *кальцитом* и *доломитом* (рис. 72; рис. 73). Минералы образуют призматические кристаллы ромбического сечения, размером обычно от 0.1 до 5 мм и содержат до 1.6 мас.% SrO; BaO присутствует в доломите до 0.98 мас.% (табл. 9.6.1, Приложение 9). Гидротермальные карбонаты образуют жилы и микрозернистые агрегаты доломита, стронцианита и сидерита с гидротермально-метасоматической парагенетической ассоциацией (рис. 73). Содержание SrO в гидротермальных карбонатах ниже предела обнаружения элемента.

Гидротермальные минералы представлены микрозернистыми прожилками и агрегатами *барита*, *барито-целеститина*, *анкилита-(Ce)*, *бастнезита-(Ce)* и *бурбанкита*, образующиеся в карбонатах или кристаллизующиеся по периферии кристаллов апатита и магнетита (рис. 72д,п,о; рис. 73). Представительные анализы гидротермальных карбонатов РЗЭ, барита и стронцианита из карбонатитов представлены в табл. 9.7 (Приложение 9), а химический состав сульфатов Ba–Sr и стронцианита в фоскоритах приведен в табл. 9.8. В состав стронцианита входит до 1.89 мас.% BaO. Барито-целестин содержит 12.99-19.37 мас.% SrO (табл. 9.8). В бурбанките фиксируются незначительные вариации содержания Na, Sr, Ba и РЗЭ (табл. 9.7).

Изученные карбонатиты и фоскориты подверглись интенсивным воздействиям гидротермально-метасоматических процессов с образованием рудоносных метасоматитов с минеральными ассоциациями *хлорита*, *серицита*, *альбита*, *серпентина*, *хондродита*, вторичных карбонатов – *доломита* и *сидерита*, а также гипергенного воздействия с образованием *гематита*, *оксидов* и *гидроксидов Fe и Mn* (рис. 72; рис. 73). Гидротермальные минералы также содержат редкие микровкрапленники зерен и прожилки сульфидов, таких как халькопирит, пирит и галенит, которые локализованы в метасоматических породах (рис. 73).

Раздел 3. Геохронологические исследования

Ранние K-Ar датировки демонстрируют широкий диапазон времени кристаллизации пород массива – 690 ± 28 млн. л. для карбонатитов, и 720 ± 28 млн. л. для фоскориоов (Глаголев, 1974). Современное датирование цирконов из пироксенита U-Pb методом (SHRIMP-II) показало возраст пород – 630.5 ± 5.7 млн. л. (отчет Интсиута Карпинского, 2015). Полученные в рамках диссертационной работы геохронологические данные согласуются с предшествующими датировками, а также существенно дополняют и уточняют возраст образования различных щелочных фаз внедрения щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового массива Арбарастах (Прокопьев и др., 2022).

Ar-Ar датирование. В ходе полевых работ отобран пироксенит из центра массива и проведено датирование минеральной фракции флогопита (обр. 2-1/19, рис. 76а). Девять средне-высокотемпературных ступеней образуют возрастное плато, которое включает более 98% от общего количества ^{39}Ar , выделенного в ходе эксперимента, и характеризуют средневзвешенный возраст формирования флогопита из пироксенитов массива Арбарастах в 632.5 ± 6 млн. л. (рис. 76, табл. 10.1 в Приложении 10).

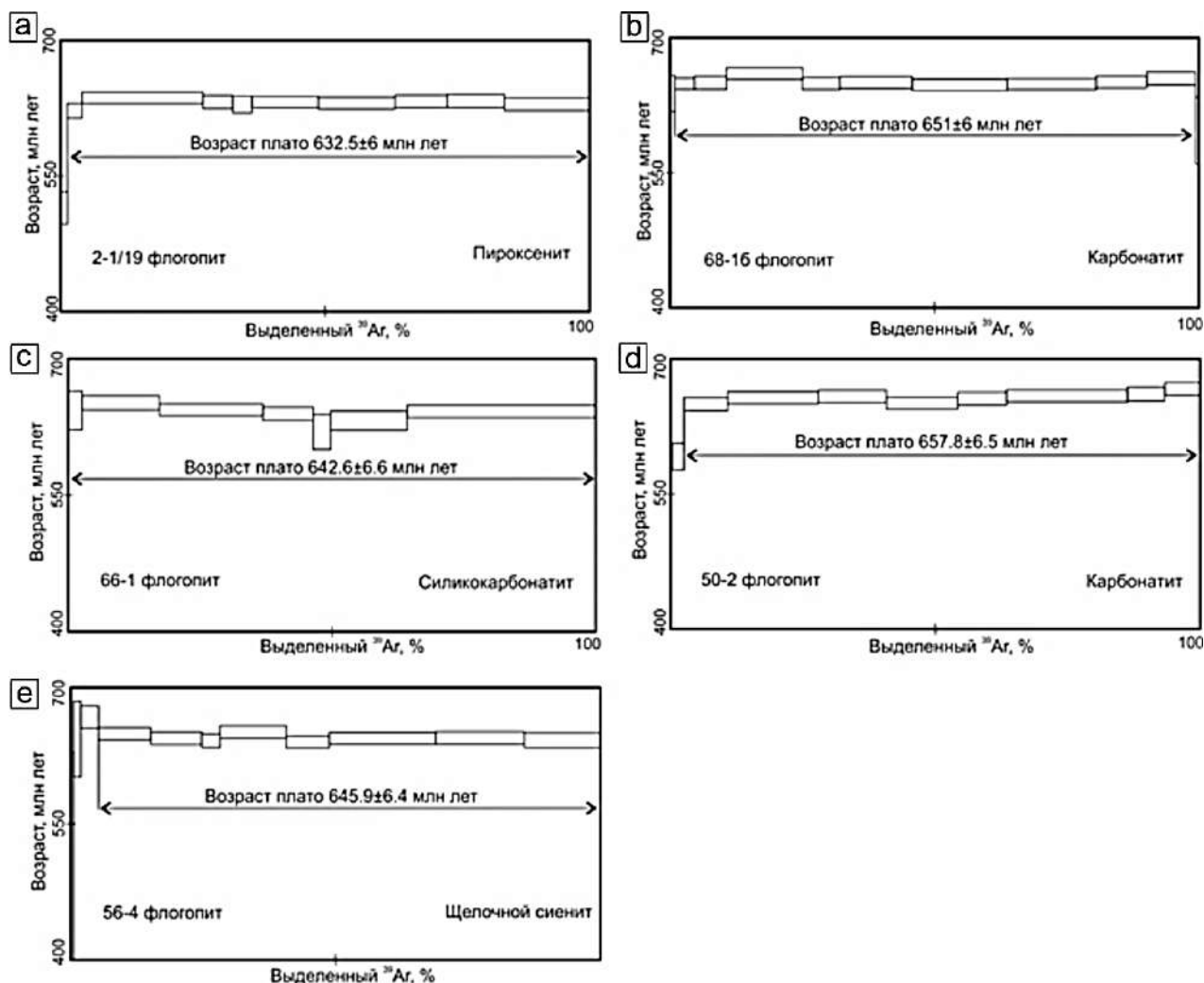


Рисунок 76. Результаты Ar-Ar датирования щелочных пород массива Арбарастах: возрастные спектры слюд (Прокопьев и др., 2022): (а) пироксенита (обр. 2-1/19); (b) карбонатита (обр. 68-16); (c) – силикокарбонатита (обр. 66-1); (d) – карбонатита (обр. 50-2); (e) – щелочного сиенита (обр. 56-4). Табличные данные для спектров приведены в табл. 10.1, Приложение 10.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом датирования был получен возрастной спектр флогопита образца карбонатита (обр. 68-16, центр массива), геохронологическое плато которого включает девять ступеней, соответствующих более 99% от выделенного ^{39}Ar , что образует надежное возрастное плато со средневзвешенным возрастом 651 ± 6 млн. л (рис. 76b, табл. 10.1).

Возрастной спектр флогопита из силикокарбонатита (обр. 66-1, краевая зона массива), состоит из восьми ступеней (рис. 76с, табл. 10.1). Возраста семи ступеней совпадают в интервале ошибок 1σ , и могут быть объединены в возрастное плато, в рамках которого выделено 99% ^{39}Ar от общего количества, полученного в ходе эксперимента. Средневзвешенный возраст плато, отвечающий возрасту кристаллизации силикокарбонатита, составляет 642.6 ± 6.6 млн. л. (рис. 76с, табл. 10.1 в Приложении 10).

Ar-Ar спектр флогопита карбонатита (обр. 50-2, краевая зона массива) образует возрастное плато из восьми ступеней, которые согласуются между собой в пределах погрешности 1σ и дают средневзвешенный возраст 657.8 ± 6.5 млн. л. (рис. 76d, табл. 10.1 в Приложении 10). Количество выделенного газа составляет 90% от общего количества ^{39}Ar .

Для монофракции флогопита из щелочного сиенита (обр. 56-4, край массива) получен возрастной спектр, включающий одиннадцать ступеней (рис. 76е, табл. 10.1). Восемь высокотемпературных ступеней могут быть объединены в возрастное плато, со средневзвешенным возрастом 645.9 ± 6.4 млн. л. Общее количество ^{39}Ar для включенных в плато ступеней достигает 85% от общего количества ^{39}Ar , выделенного в ходе измерения образца (рис. 76е, табл. 10.1 в Приложении 10).

U-Pb (SHRIMP II) исследования щелочных пород массива Арбарастах были проведены по цирконам из ранее датированных Ar-Ar методом образцов пироксенита (обр. 2-1/19), карбонатита (обр. 68-1б) и щелочного сиенита (обр. 56-4) (рис. 77).

Цирконы представлены кристаллами, размером 200-500 мкм; в катодолюминесцентных изображениях прослеживается магматическая зональность (рис. 77). U-Pb изотопные данные и характер распределения тория, урана и величины Th/U приведены в табл. 10.2-10.4 (Приложение 10). Согласно U-Pb результатам, время кристаллизации пироксенита составляет $638,2 \pm 3.1$ млн. л. ($n = 12$); возраст карбонатита показал интервал 650.3 ± 9.8 млн. л. ($n = 4$); и возраст щелочного сиенита составляет 641.7 ± 5.6 млн. л. ($n = 7$) (рис. 77).

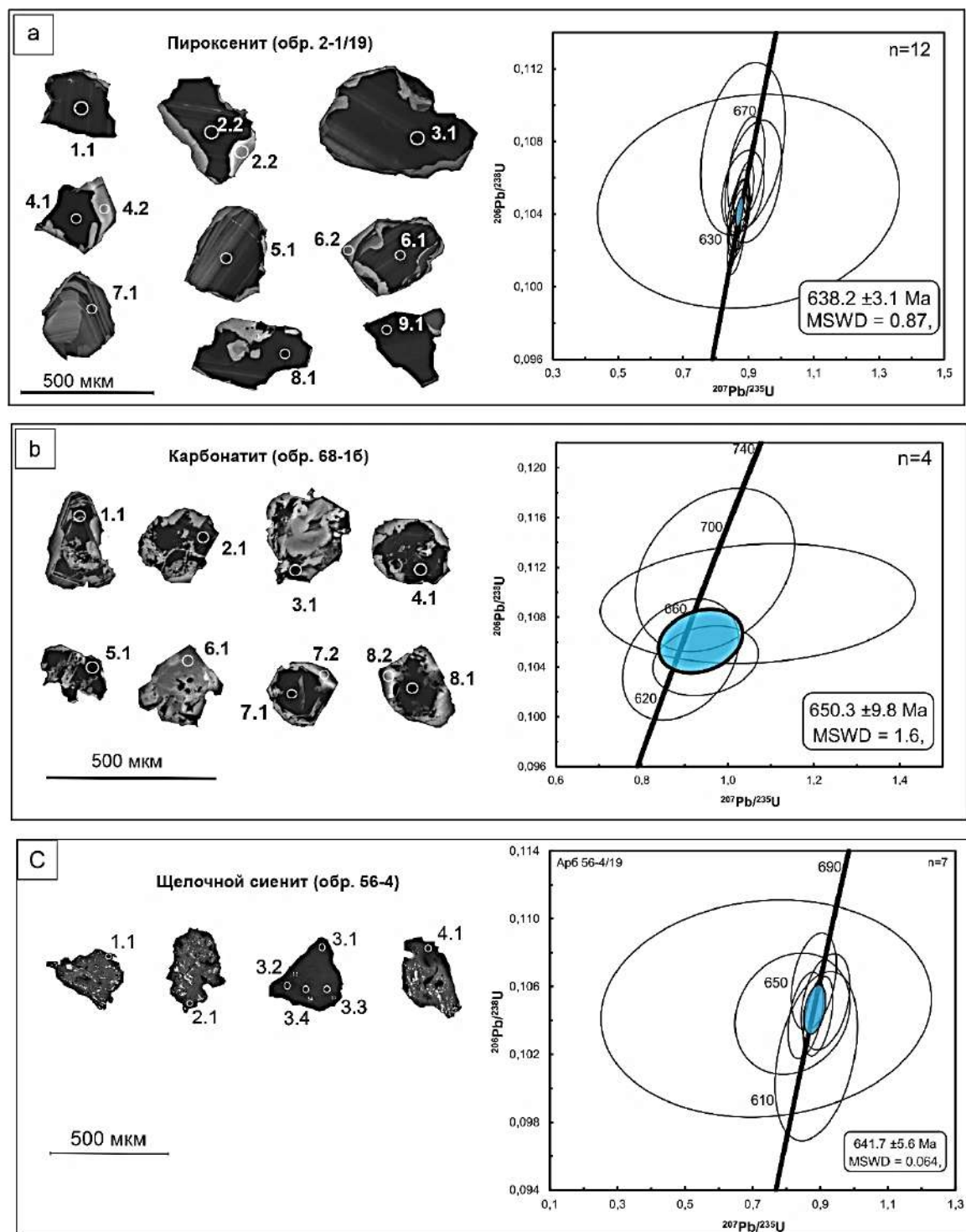


Рисунок 77. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования щелочных пород комплекса Арбарастах. Катодолюминисцентные фотографии исследуемых цирконов и диаграммы с конкордией для образцов: (а) – пироксенита (обр. 2-1/19); (б) карбонатита (обр. 68-16); (в) – щелочного сиенита (обр. 56-4) (из публикации Прокопьев и др., (2022)).

Раздел 4. Исследования расплавных и флюидных включений

4.2. Расплавные и минеральные включения в айлликитах массива Арбарастах

Расплавные и минеральные включения идентифицированы в макрокристаллах оливина из даек айлликитов массива Арбарастах (рис. 78).

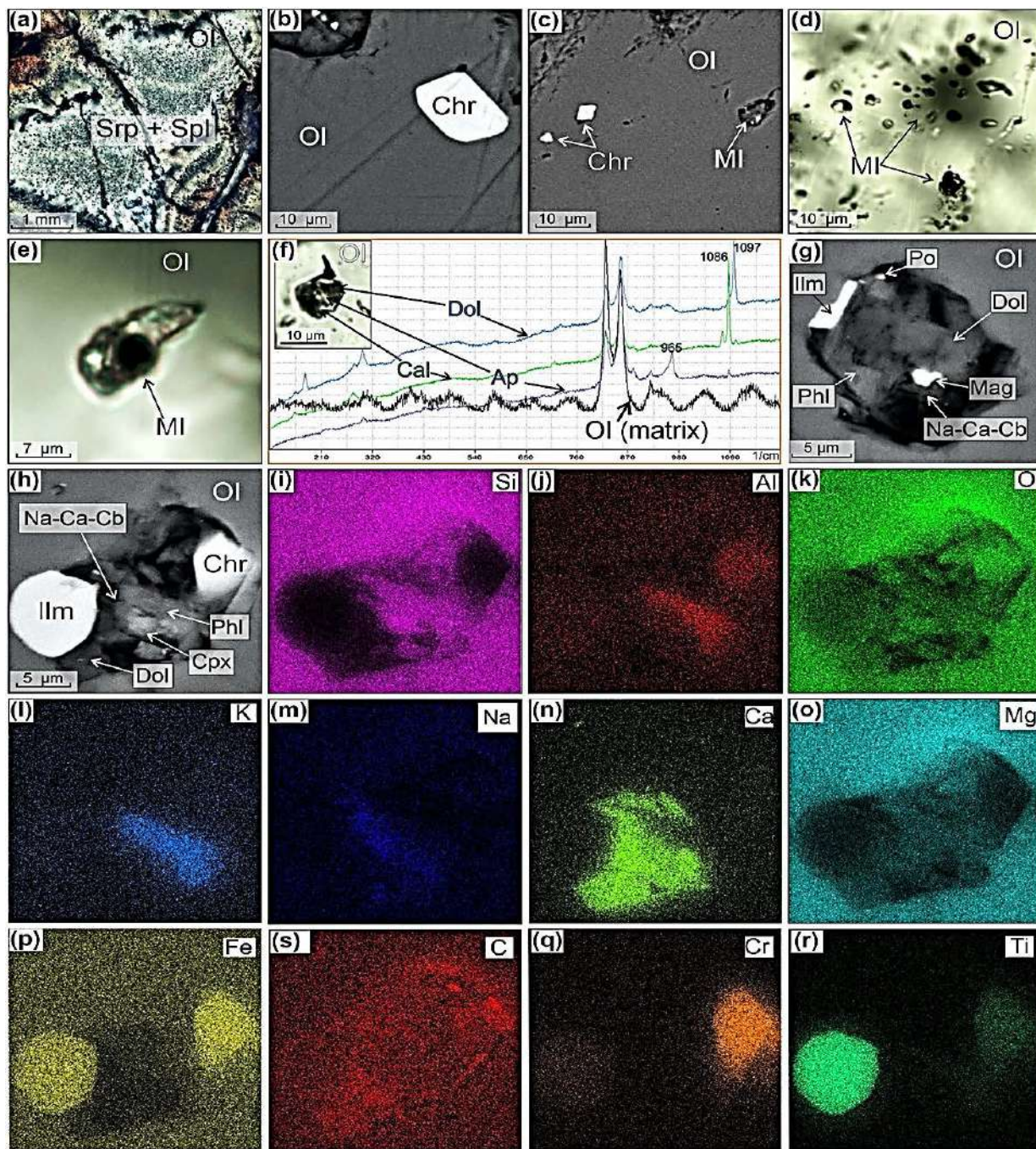


Рисунок 78. Включения в макрокристаллах оливина айлликитов массива Арбарастах (из Doroshkevich et al., 2022). (a) – Псевдоморфоза серпентина (Srp) по оливину (Ol); (b, c) – BSE-изображения минеральных включений хромита (Chr) и расплавного включения (MI); (d, e) – микрофотографии расплавных включений; (f) – КР-спектры дочерних фаз включения (на фото): кальцита (Cal), доломита (Dol) и апатита (Ap); (g, h) – BSE-изображение состава вскрытого расплавного включения, содержащего флогопит (Phl), доломит, Na-Ca-карбонат (Na-Ca-Cb), ильменит, магнетит (Mag) и пирротин (Po); (h) BSE-изображение и SEM EDS карты (i–r), показывающие химический состав вскрытого расплавного включения.

Макрокристы оливина участками замещены смесью вторичного серпентина, в котором присутствуют мелкие зерна магнетита и минералов группы шпинели (рис. 78a). В неизмененных участках, наряду с расплавленными включениями, диагностированы мономинеральные включения ильменита и хромита, расположенные в плоскостях локализации расплавленных включений в оливине (рис. 78b,c).

В мантийных (перидотитовых) ядрах оливинов айллитов массива Арбарастах установлены вторичные расплавленные включения, размером до 10-15 мкм (рис. 78d-r), схожие по составу со включениями в макрокристаллах оливина айллитов чадобецкого комплекса. SEM EDS анализ и КР-спектроскопия расплавленных включений определили присутствие фаз фторапатита, флогопита, диопсида (?), доломита, кальцита, щелочного Na-Ca-карбоната, а также магнетита, хромита и сульфидов (рис. 78d-r). Рамановская спектроскопия показала наличие жидкой углекислоты во флюидной фазе.

Расплавленные включения также диагностированы во вкрапленниках флогопита айллитов массива Арбарастах (рис. 79). Включения располагаются в центральных участках минерала-хозяина группами (рис. 79a-d). Размер включений варьирует от 10 до 15 мкм. Включения имеют округлую форму вакуоли, реже неправильную и отнесены к первичным.

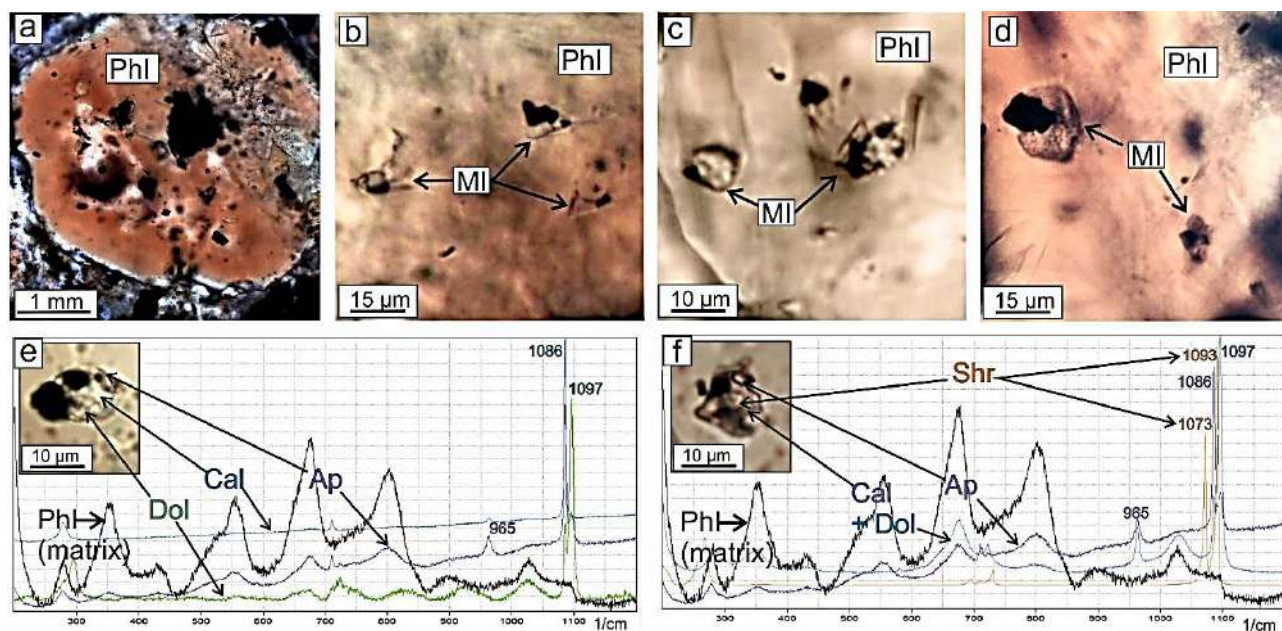


Рисунок 79. Расплавленные включения в кристаллах флогопита айллитов массива Арбарастах (из Doroshkevich et al., 2022). (a–d) – Микрофотографии расплавленных включений; (e, f) – результаты КР-спектроскопии диагностики дочерних фаз расплавленных включений установили присутствие кальцита, доломита, щелочного 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. 79е,ф). 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. 79е,ф).

4.1. Включения в карбонатах

Расплавные и флюидные включения идентифицированы во флогопите, клинопироксене и амфиболе карбонатитов массива Арбарастах (рис. 80). Исследования включений для щелочных пород массива Арбарастах проведены впервые (Prokopyev et al., 2021).

Расплавные поликристаллические включения во флогопите, размером 10-15 мкм, расположены одиночно в центральных частях минерала-хозяина, имеют форму отрицательного кристалла и являются первичными (рис. 80а). 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.

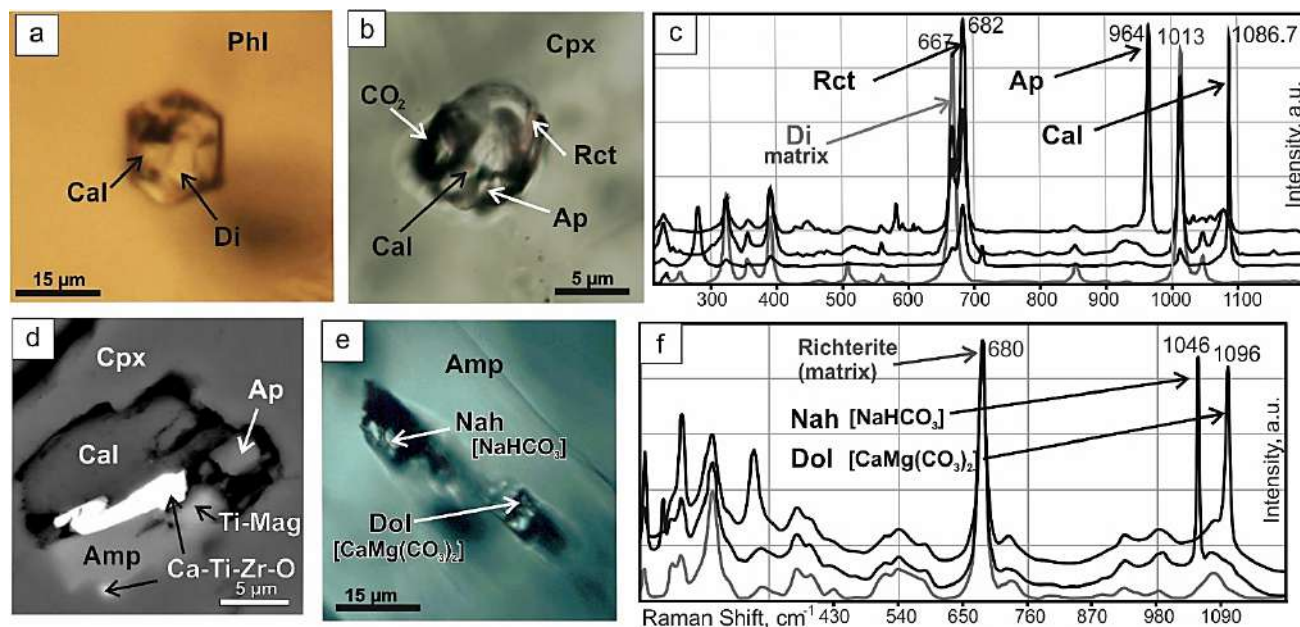


Рисунок 80. Включения в минералах карбонатитов массива Арбарастах. Фотография расплавного включения во флогопите (а); фотография расплавного включения в клинопироксене (б) и результаты КР-спектроскопии диагностики дочерних фаз (с); SEM EDS анализ вскрытого расплавного включения в клинопироксене (д); фотография флюидного включения в амфиболе (е) и результаты КР-спектроскопии диагностики дочерних фаз (ф).

В клинопироксене карбонатитов установлены первичные расплавные включения, расположенные в центральных частях минерала-хозяина (рис. 80b–d). Включения локализованы одиночно или группами по 2–3 объекта. Размер включений составляет 5–15 мкм. 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 REEE₂O₃ до 0.48 мас.%); рудные фазы включений представлены титаномagnetитом и сложными оксидами состава Ca–Ti–Zr–O (SEM EDS) (рис. 80d). В составе кальцита дочерней фазы присутствует примесь SrO – до 1.36 мас. % (табл. 9.6.2, Приложение 9). Газовая фаза включений содержит жидкую CO₂. Частичная гомогенизация включений (плавление 80–95 об.%) происходит при 540–575 °C; фазы магнетита являются ксеногенными, поскольку мономинеральные включения магнетита установлены в клинопироксене. LA-ICP-MS анализ расплавных включений в клинопироксене карбонатитов массива Арбарастах 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 (табл. 11, Приложение 11). За внутренний стандарт для расчетов концентрации микроэлементов во включениях принято содержание CaO в дочерней фазе кальцита по данным SEM EDS анализа.

Вторичные многофазные флюидные включения были обнаружены в амфиболе (рихтерите) карбонатитов (рис. 80e,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°C.

4.2. Включения в фоскоритах

Кристаллы оливина в фоскоритах содержат два типа (генерации) вторичных расплавных включений, которые различаются составом минеральных фаз включений (рис. 81a–e).

Расплавные включения I типа имеют округлую форму вакуоли, располагаются одиночно или группами (2–5 включений) вдоль трещин и плоскостей кристаллов оливина (рис. 81a,b); их размеры варьируют от 5 до 15 мкм, а дочерние фазы включений представлены апатитом и карбонатами – кальцитом и шортитом [Na₂Ca₂(CO₃)₃], по данным рамановской спектроскопии (рис. 81a,b). Расплавные включения I типа содержат пузырьки газа (2–5 об.%), а температуры их гомогенизации оцениваются в 680–720 °C (44 измерения, растворение кристаллических фаз начинается выше 320 °C, газовая фаза исчезает при 380–420 °C).

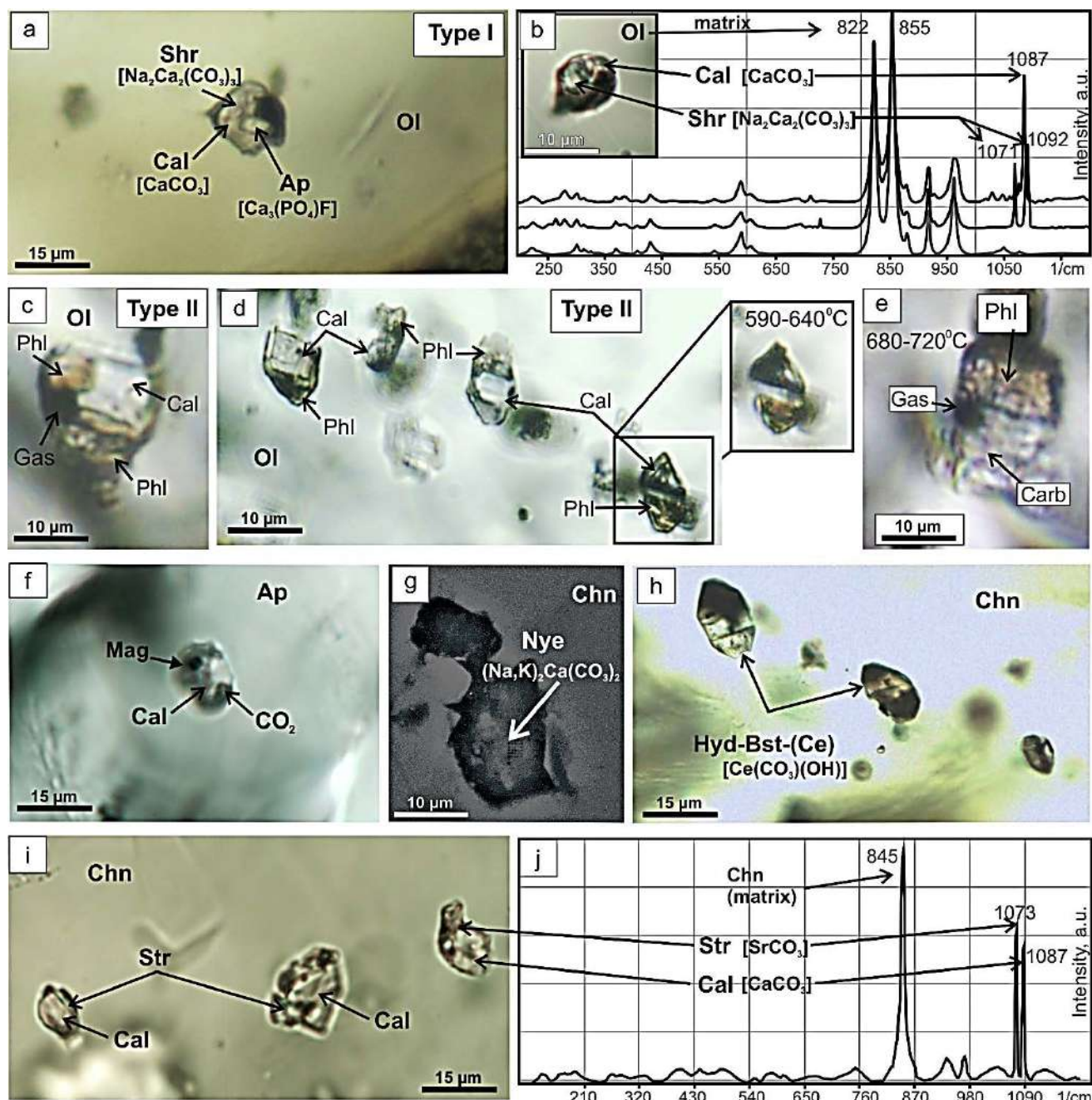


Рисунок 81. Включения в минералах фоскоритов массива Арбарастах (данные из публикации Prokoryev et al. (2021)). Микрофотография и состав вторичных расплавных включений (тип I) в оливине (a), КР-спектры дочерних фаз включения (тип I) (Ap – апатит, Shr – шортит) (b); микрофотография и состав вторичных расплавных включений (тип II) в оливине (c–e) с фотографиями нагретых включений в ходе термометрических экспериментов (d), (e) – прогретое включение. Фотография и состав первичного расплавного включения в апатите (f). BSE-изображение включения с минеральной фазой ньеререита (Nye) (g), а также микрофотографии и состав вторичных включений в хондродите (h,i) (Hyd-Bst-(Ce) – гидроксил-бастнезит-(Ce)) и КР-спектры (j) дочерних фаз включений (i).

Вторичные расплавные включения II типа в кристаллах оливина локализованы группами по несколько объектов в «залеченных» трещинах и центральных плоскостях минерала-хозяина (рис. 81с–е); включения обычно имеют «отрицательную» кристаллическую форму вакуоли, размер которой варьирует от 10 до 15 мкм. Расплавные включения состоят из поликристаллического агрегата дочерних фаз флогопита и кальцита, а также округлой темной газовой фазой, оптически видимой не во всех включениях (рис. 81с–е); объемное содержание силикатных и карбонатных расплавных включений примерно одинаково. При нагреве расплавных включений отчетливое плавление силикатной и карбонатной фаз происходило при 590–640 °С (рис. 81d), а в интервале температур 680–720 °С наблюдалось плавление преобладающего объема (> 80%) кристаллических фаз включений и далее при нагреве включения декрипитируют (рис. 81е).

Расплавные поликристаллические включения были выявлены также в зернах фторапатита фоскоритов (рис. 81f). Включения располагаются одиночно или группами в центральных частях минерала-хозяина и могут быть отнесены к первично-захваченным. Размер расплавленных включений составляет около 15 мкм; они состоят преимущественно из дочерних фаз кальцита с 81е). Температура гомогенизации расплавных включений аналогична температуре гомогенизации расплавных включений I типа в оливине и составляет 680–700 °С.

Хондродит (замещающий оливин) фоскоритов содержит минеральные, поликристаллические и кристалло-флюидные включения, размером порядка 10–15 мкм (рис. 81g–j). Минеральные включения встречаются единичными объектами, имеют неправильную форму и содержат в составе фазы щелочных карбонатов состава ньеререйта $[(Na,K)_2Ca(CO_3)_2]$, которые по данным СЭМ-анализа вскрытых включений содержит до 0.5 мас.% K_2O (рис. 81g). Поликристаллические и флюидные включения в хондродите располагаются по трещинам в минерале-хозяине (рис. 81h,i). Включения представляют две разновидности: (1) включения, содержащие кристаллические фазы гидроксилбастнезита-(Ce)[Ce(CO₃)(OH)] (рис. 81h), и флюидные вторичные включения с дочерними фазами стронцианита и кальцита, определенные методом рамановской спектроскопии (рис. 81i,j). Флюидные включения с фазами кальцита и стронцианита имеют температуры гомогенизации в диапазоне 480–500 °С, тогда как поликристаллические включения с фазами гидроксилбастнезита-(Ce) полностью плавилась при 430–450 °С (~ 48 замеров).

Раздел 5. Интерпретация и обсуждение полученных данных

5.1. Петрогенезис айлликтов и карбонатитов массива Арбарастах

На рисунке 82 приведены сравнительные мультиэлементные спектры пород и расплавных включений айлликтов и карбонатитов массива Арбарастах и айлликтов чадобецкого комплекса. Конфигурация спектра редких элементов айлликита массива Арбарастах (бордовый спектр с прямоугольниками, табл. 11.1, Приложение 11) схожа с конфигурацией спектров айлликтов чадобецкого комплекса (фиолетовое поле, см. также рис. 55 для чадобецкого комплекса, табл. 7.3 в Приложении 7) (есть вариации по Ba, Nb, Zr и Hf). Согласно петрографическим данным количество оливина в айлликите массива Арбарастах составляет ~ 10%, таким образом, по формуле Powell (1994) можно выйти на расчётный состав расплава айлликтов массива Арбарастах (пунктирная бордовая линия на рис. 82). Расчётный спектр попадает в область айлликтовых расплавов, полученных по результатам исследований включений в оливине айлликтов чадобецкого комплекса (розовое поле на рис. 82, см. также рис. 55 для чадобецкого комплекса, табл. 7.2), что может указывать на сходство состава расплавов айлликтов чадобецкого комплекса и массива Арбарастах, сформированных в разное время в отдаленных регионах Сибирского кратона.

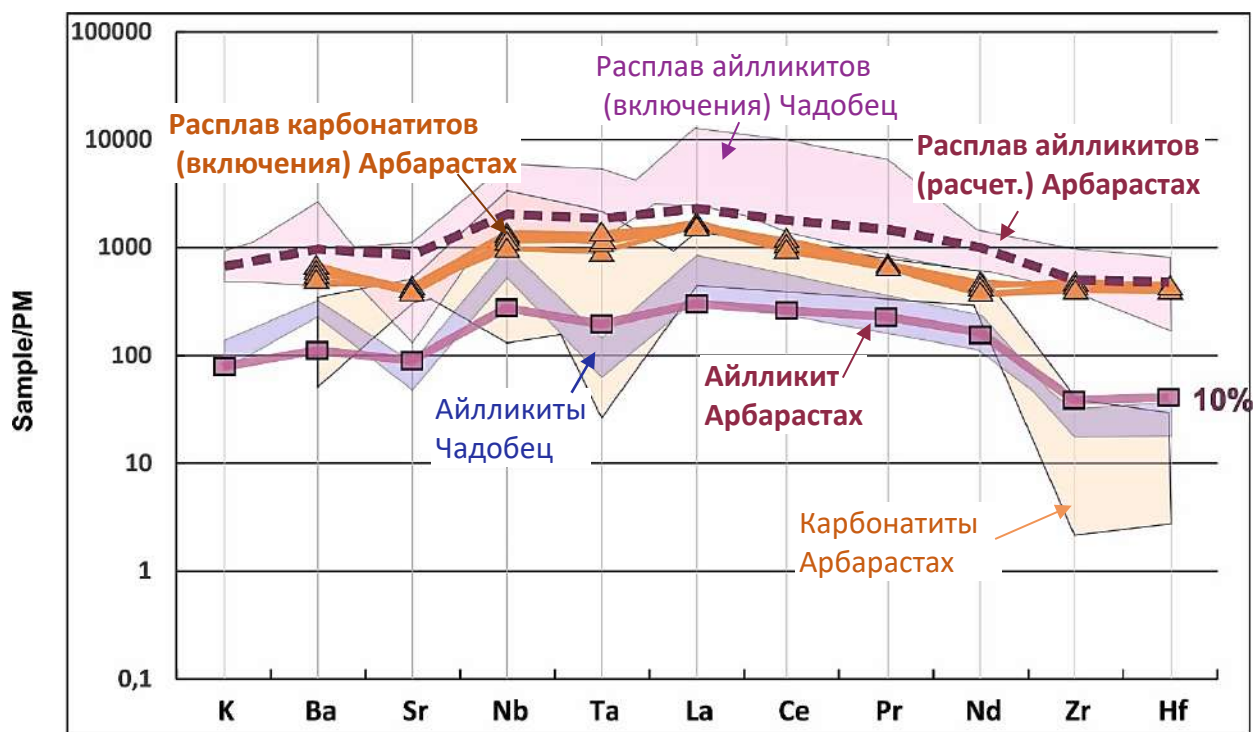


Рисунок 82. Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавов айлликтов и карбонатитов (LA-ICP-MS исследования) массива Арбарастах, и айлликтов чадобецкого комплекса (нормированные к PM по Sun, McDonough (1989); геохимия карбонатитов массива Арбарастах взята из Doroshkevich et al. (2024)).

Конфигурация и положение спектров редких элементов для расплавных включений (в клинопироксене) карбонатитов массива Арбарастах (оранжевые спектры с треугольниками на рис. 82, результаты LA-ICP-MS анализа включений, табл. 11.1 в Приложении 11) по сравнению со спектром для расплава (расчетного) айллицитов Арбарастах указывает на генетическое родство расплавов карбонатитов и айллицитов Арбарастах. Отметим также, что поле состава карбонатитов массива Арбарастах (светло-оранжевое поле на рис. 82) коррелирует с конфигурацией спектров айллицитовых расплавов и пород для Арбарастах (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).

Используя коэффициенты распределения между карбонатным и силикатным расплавом (согласно данным по Martin et al. (2012)), проведена оценка расчётного состава несмесимого карбонатитового расплава для массива Арбарастах (аналогично с чадобецким комплексом) (рис. 83 – темно-оранжевое поле). Сравнивая конфигурации спектров расплавных включений в карбонатитах и расчетного несмесимого карбонатного расплава на рис. 83, 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. Конфигурация поля фоскоритов на рис. 83 (зеленая область) показывает, что породы являются продуктом длительной эволюции щелочно-карбонатной системы (Doroshkevich et al., 2024), что коррелирует с составом расплавных включений, изученных в оливине фоскоритов.

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) генетического типа). На основании оливиновой термометрии и оливин-шпинелевой оксибарометрии для айллицитов Арбарастах были получены температуры кристаллизации 1169–1296°C (Doroshkevich et al., 2022), что коррелирует с данными для айллицитовых расплавов чадобецкого комплекса.

В составе клинопироксена карбонатитов массива Арбарастах наблюдается резкий переход от диопсида к эгирину, что подтверждает высокие значения fO_2 при кристаллизации минерала (близко к $\Delta FMQ = +1...+2$) (рис. 75a). Рассчитанные значения fO_2 для айллицитов (оливин-шпинель пара) массива Арбарастах составили +0.4...+1.03 ΔFMQ (Doroshkevich et al., 2022). Для флюидов, сопровождающих формирование пикритовых расплавов Маймеча-Котуйской щелочной провинции, значения ΔFMQ составляют от +2 до +2.5 (Ryabchikov et al.,

2002), а преобразование мантийных пород осуществляется щелочными карбонатсодержащими флюидами, характеризующимися значениями ΔFMQ от -0.76 до -0.06 (Kogarko 2005). Данные ΔFMQ для Арбарастаха находятся между расчетными значениями и незначительно отличаются от Белозимских карбонатитов (рис. 75a, Doroshkevich et al. (2017)).

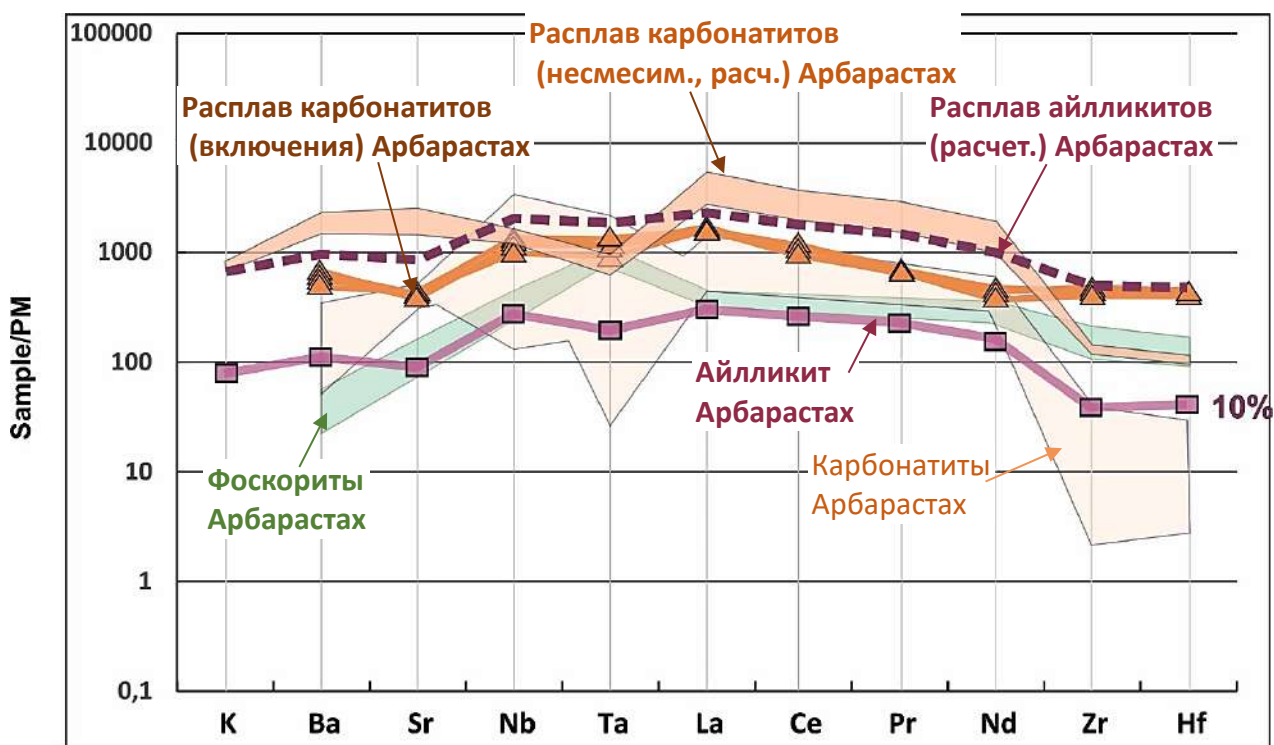


Рисунок 83. Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавов айллитов, карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастах (PM по Sun, McDonough (1989); геохимия пород карбонатитов и фоскоритов взята из Doroshkevich et al. (2024))

Условия образования расплавов карбонатитов массива Арбарастах можно сравнить с данными по исследованию расплавных включений в ийолитах и карбонатитах Белозиминского близковозрастного комплекса, согласно которым процессы кристаллизационной дифференциации и силикатно-карбонатной несмесимости участвовали в формировании карбонатитов Белой Зимы (Andreeva et al., 2007b; Andreeva 2014). Вместе с тем, петрологические исследования щелочных пород Белозиминского комплекса выявили постепенное увеличение концентраций Zr, Nb и РЗЭ в магме, что характерно главным образом для процессов фракционной кристаллизации (Doroshkevich et al., 2017).

Расплавы карбонатитов массива Арбарастах 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 гидротермальном этапе. Схожая двухэтапность в процессах петро- и рудогенеза наблюдается для фоскоритов массива Арбарастах, согласно полученным данным по включениям, минеральному составу и химизму минералов. Роль (или активность) карбонатитовых флюидов, как предполагаемых основных агентов рудоконцентрирования и рудогенеза на магматическом и гидротермальном этапах, является петрологическим фактором рудоносности для исследуемых щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов (2) генетического типа (см. постановку петрологической задачи во «Введении»).

Таким образом, согласно полученным данным можно сформулировать **третье защищаемое положение**: редкометалльная Ta-Zr-Nb минерализация карбонатитов массива Арбарастах (Алданский щит), продуктов эволюции айллититового 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.

5.2. Модель формирования пород массива Арбарастах

Формирование щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, как было отмечено ранее, связывают с мантийными процессами флогопит-карбонатного метасоматоза перидотита, который происходит на глубинах ~180–250 км под Сибирским кратоном (рис. 82а) (например, Kogarko and Zartman, 2011; Tappe et al., 2006; Foley et al., 2009, Doroshkevich et al., 2019, 2020, 2022, 2024; Nosova et al., 2018, 2020, 2021a,b; Prokopyev et al., 2021). Интерпретация аэромагнитных и гравиметрических данных позволяет рассматривать Арбарастахскую интрузию как трубообразное тело, имеющее расширение на глубине ~ 10 км (Горошко и Гурьянов, 2004), которое можно предположить как положение промежуточной камеры. Промежуточная камера является возможным местом эволюции первичного щелочно-силикатно-карбонатного расплава с формированием родительских расплавов для щелочно-силикатных и карбонатит-фоскоритовых пород (рис. 84).

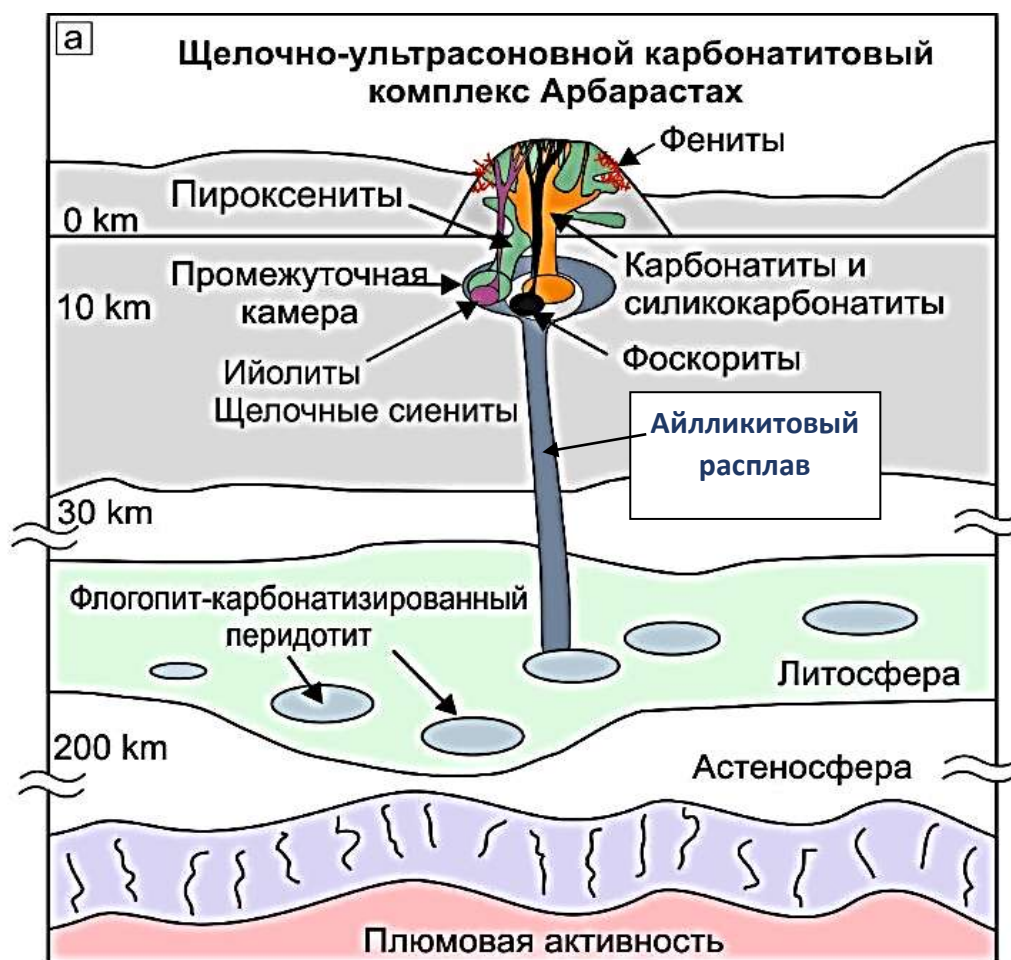


Рисунок 84. Схематическая модель формирования рудоносных карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастах (из публикации Prokopyev et al., 2021).

Геохронологические данные (Doroshkevich et al., 2022; Прокопьев и др., 2022), результаты изучения расплавных включений (Prokopyev et al., 2021; Doroshkevich et al., 2022) и петролого-геохимические и изотопные характеристики (Doroshkevich et al., 2022; 2024) свидетельствуют о тесной генетической связи между фоскоритами, карбонатитами и айлликитами массива Арбарастах. Хотя айлликитовые дайки являются самыми поздними по возрасту (631 ± 8.5 млн. л., Ar-Ar, флогопит, Doroshkevich et al., 2022), ультраосновные лампрофиры Арбарастаха являются наименее дифференцированной разновидностью щелочных пород комплекса и соответствуют критериям первичных расплавов в следствие высоких $\#MgO$, Cr и Ni, а также минералогических особенностей (Doroshkevich et al., 2022).

По составу айлликит Арбарастаха ($MgO/CaO=1.2$; $SiO_2/Al_2O_3=7.9$) близок к экспериментальным расплавам, которые генерировались значительно выше карбонатсодержащего солидуса вблизи 5 ГПа в экспериментах Gudfinnsson and Presnall (2005), экспериментах с флогопит- и карбонат-содержащим перидотитом (Foley et al., 2009) и лежит

в ареале генерации расплавов неопротерозойских ультраосновных лампрофиров Восточного Саяна (южная окраина Сибирского кратона) (Ashchepkov et al., 2020; Savelieva et al., 2020) и Айлик Бэй (Aillik Bay) (Tappe et al., 2006) (рис. 85)

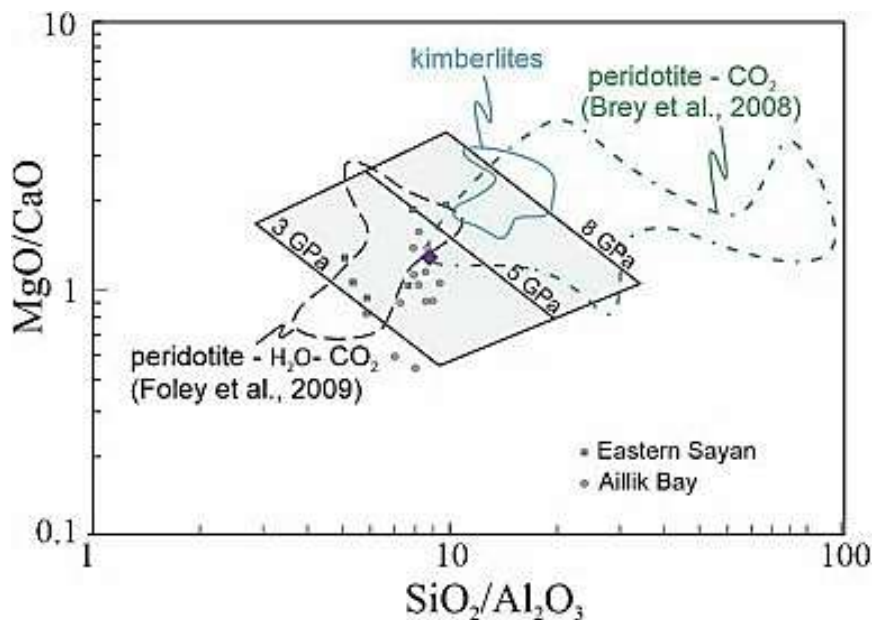


Рисунок 85. Расположение айликита массива Арбарастах на диаграмме MgO/CaO vs $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рисунок из статьи Doroshkevich et al., 2024). Серые поля эксперимента Gudfinnsson and Presnall (2005). Пунктирные линии показывают составы экспериментально полученных расплавов из карбонатитизированного перидотита (с флогопитом) (Foley et al., 2009) и (без флогопита) (Brey et al., 2008). Родительский кимберлитовый расплав взят из Tappe et al. (2014). Неопротерозойские ультраосновные лампрофиры Восточного Саяна (юг Сибирского кратона) (Ashchepkov et al., 2020; Savelieva et al., 2020) и Айлик Бэй (Aillik Bay) (Tappe et al., 2006).

Изотопные данные Sr-Nd-Pb для пород массива Арбарастах показывают, что в их источнике преобладает изотопно-деплементированный компонент, однако вариации Sr-Nd могут быть связаны либо с (1) коровой контаминацией или (2) участием обогащенного мантийного компонента (Doroshkevich et al., 2024). Представленная модель, объясняющая вариации изотопов Sr, Nd и Pb в породах Абарастарха с участием двух источников — нижней (астеносферной) и субконтинентальной литосферной мантии (Doroshkevich et al., 2024) вполне обоснована, при этом аналогичный механизм рассматривается для расплавов ильбокичского (~399 млн. л.) и чадобецкого щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, расположенных в юго-западной части Сибирского кратона (Nosova et al., 2020). Также данная модель может быть вполне применена для некоторых поздненеопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов юго-западной и южной окраин Сибирского

кратона (например, Morikiyo et al., 2000; Vladykin et al., 2005; Doroshkevich et al., 2011; Врублевский и др., 2012; Хромова и др., 2020).

Примечательно, что источником магматических пород Алдано-Станового щита, в том числе щелочных пород и карбонатитов, сформировавшихся в возрастных интервалах 2.7, 1.9–1.8, 0.72 и 0.14–0.12 млрд. л. назад, была литосферная мантия, метасоматизированная в архейское время (Mitchell et al., 1994; Vladykin et al., 2005; Davies et al., 2006; Doroshkevich et al., 2018, 2020; Гонгальский и др., 2008; Пономарев и др., 2021 и др.). Все эти породы имеют резко отрицательные значения ϵNd по сравнению с породами массива Арбарастах (рис. 86).

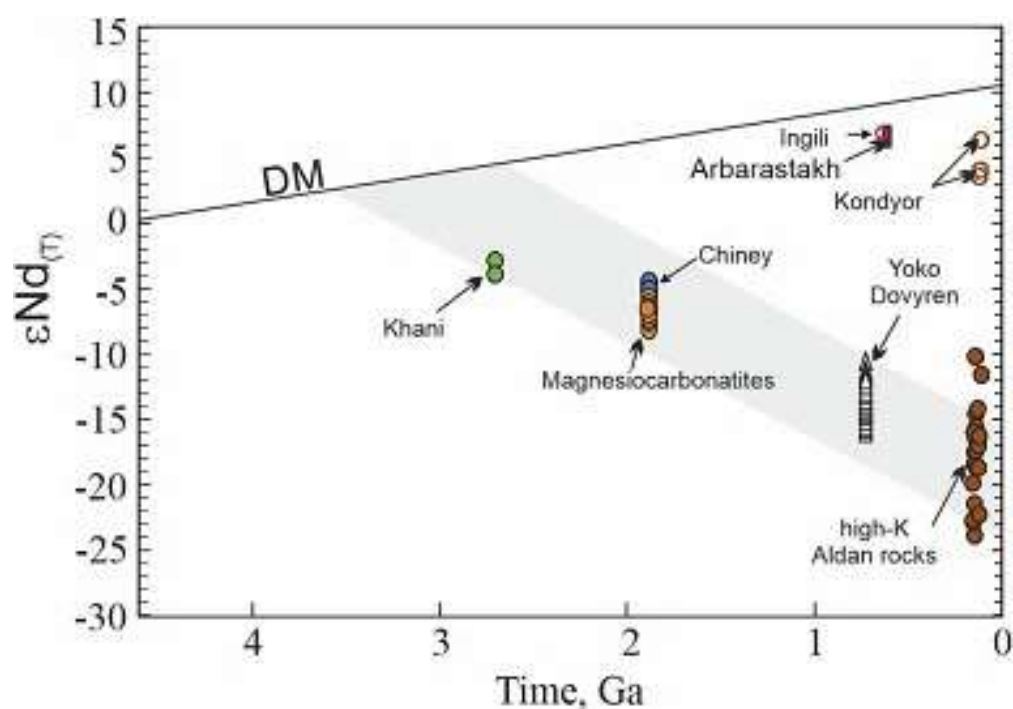


Рисунок 86. ϵNd vs. возрастная диаграмма пород массива Арбарастах и магматических пород Алдано-Станового щита (из публикации Doroshkevich et al., 2024): Чинейская расслоенная ультрамафит-мафитовая интрузия (Гонгальский и др., 2008), Ханинские лампроиты (Vladykin et al., 2005), позднемезозойские породы (Doroshkevich et al., 2020; Bogatkov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006), Йоко-Довыренский расслоенный плутон (Ariskin et al., 2015), Кондёрский ультраосновной комплекс (Саватенков и Мочалов, 2018), палеопротерозойские магнезиокарбонатиты (Doroshkevich et al., 2018; Пономарев и др., 2021) и поздненеопротерозойский карбонатитовый комплекс Ингили (Vladykin et al., 2005).

Породы поздненеопротерозойского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Ингили, расположенного в восточной части Алдано-Станового щита, имеют значения изотопов Sr-Nd, близкие к таковым для пород массива Арбарастах (Vladykin et al., 2005) (рис. 86). Можно предположить, что литосферная мантия под Алдано-Становым щитом была регионально неоднородной, причем ее восточная часть не была затронута древним

метасоматозом, в отличие от центральной и западной частей (Doroshkevich et al., 2024). Скорее всего, деламинация или, другими словами, разрушение древней литосферы до образования Арбарастаха произошло на восточной окраине Алдано-Станового щита. Породы мезозойского кольцевого ультраосновного комплекса Кондер, залегающие также в восточной части Алдано-Станового щита, не исключают возможность деламинации, о чем свидетельствуют положительные значения ϵNd для пород комплекса (Саватенков и Мочалов, 2018), по сравнению с другими мезозойскими магматическими породы западной и центральной частей Алдано-Станового щита, имеющих резко отрицательные значения ϵNd (рис. 86).

Щелочные породы массива Арбарастах образовались из обогащенного фосфором и карбонатами расплава айлликитового состава, сформированного при плавлении метасоматизированного мантийного источника (Doroshkevich et al., 2022, 2024). Некоторые порции этого расплава поднимались на поверхность без фракционирования и образовывали на поверхности дайки ультраосновных лампрофиров. Большая часть примитивного расплава айлликитов, в свою очередь, подверглась фракционной кристаллизации в пределах коры (возможно в промежуточной камере). Пироксениты, характеризующиеся низким содержанием Cr, Ni и магния по сравнению с айлликитом, кристаллизовались из магмы, в которой уже были фракционированы оливин и шпинель. Отсутствие полевого шпата во фракционирующей смеси привело к значительному обогащению Na, что привело к тому, что эволюционирующие расплавы оказались в поле несмесимости между силикатными и карбонатитовыми расплавами (Doroshkevich et al., 2024). Аналогичный процесс силикатно-карбонатной несмесимости наблюдается при фракционировании лампроитовых магм на Алдане (Chayka et al., 2018).

Дальнейшая кристаллизация силикатной магмы приводит к образованию ийолитов. Нефелиновые сиениты имеют отличающиеся значение изотопов Nd, концентрацию PЗЭ и микроэлементов по сравнению с другими разновидностями щелочно-силикатных пород, карбонатитами и фоскоритами (Doroshkevich et al., 2024). Кроме того, на петрохимических диаграммах они образуют отдельный кластер, отличающийся от других щелочно-силикатных пород. Это можно объяснить их образованием при смешении порции щелочно-силикатной магмы с коровым материалом, подплавленным над промежуточной камерой. Это часто наблюдается в щелочных комплексах мира (например, Foland et al., 1993; Jung et al., 2005; Kogarko and Zartman, 2011; Riishuus et al., 2008).

Образованная P-Fe-обогащенная карбонатитовая магма должна иметь высокую плотность, аналогичную плотности силикатной магмы (Arzamastsev et al., 2000). По данным Giebel et al. (2019) такая обогащенная P-Fe карбонатитовая магма теряет свою высокую плавучесть и достигает состояния левитации в гораздо большем объеме силикатной магмы. Авторы полагают, что чем дольше карбонатная магма остается в большем объеме силикатной

магмы, тем больше она обогащается Fe и P (Giebel et al., 2019). При этом подъем таких магм по ослабленным зонам (каналам) происходит после уже внедрившейся силикатной магмы.

Таким образом, можно предположить, что активизация разломных зон на Арбарастах не была одноактной, а внедрение карбонатитовых магм имело многоимпульсный характер, что согласуется с геохронологическими данными (Doroshkevich et al., 2022; Прокопьев и др., 2022). Вероятно, менее обогащенные Fe-P и, соответственно, менее вязкие и плотные карбонатитовые магмы быстрее поднимались на поверхность, внедряясь в уже закристаллизовавшиеся пироксениты, и в последствие метасоматизировали их, в той или иной степени. В результате, в зависимости от интенсивности метасоматических процессов, образовались клинопироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты с широкими вариациями составов между пироксенитами и кальцитовыми карбонатитами. Более поздние порции Fe-P-карбонатитовых магм кристаллизовали фоскориты и апатит-доломитовые карбонатиты. Кроме того, внедрение карбонатитов сопровождалось потерей щелочей, что подтверждается мощным фенитовым ореолом, а также наличием Na- и K-содержащих минералов как в карбонатитах, так и в фоскоритах, и в расплавных включениях (Prokopyev et al., 2021).

Полученные данные Ar-Ar и U-Pb датирования по основным фазам щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового массива Арбарастах подтверждают, как отмечено выше, многоимпульсный характер внедрения щелочных пород и определяют интервал их кристаллизации в период ~ 657 – 632 млн. л. (Прокопьев и др., 2022), с самой молодой фазой дайкой айллицитов – 631 ± 8.5 млн. л. (Ar-Ar, флогопит, Doroshkevich et al., 2022) (рис. 87). Сравнительно моложе выглядят геохронологические данные для массивов: Пограничного – 624 ± 3 и 625 ± 9 млн. л. (Ar-Ar), Веселого (U-Pb) – 593 ± 4 млн. л. (Рипп и др., 2009), Жидойского – 569-547 (Rb-Sr) (Morikiyo et al., 2000; Рассказов и др., 2007) и 632 ± 2 млн лет (U-Pb) (Ярмолук и др., 2005) (рис. 87b). Серия возрастов комплексов в значительной степени близка по геохронологическим данным к интервалу образования массива Арбарастах: комплексы Белая Зима – 643 ± 3 (U-Pb) (Ярмолук и др., 2005), 645 ± 6 млн л (Ar-Ar, Doroshkevich et al. (2016) и U-Pb, Salnikova et al. (2019)), 646 ± 6 млн. л. (U-Pb, гранат, Stifeeva et al., 2023); Большая Тагна – $646-644 \pm 9$ (Ar-Ar), 640 ± 11 (Sm-Nd) млн. л. (Савельева и др., 2022) и 632 ± 2 млн. л. (U-Pb, гранат, Stifeeva et al., 2023); Средняя Зима – 637 ± 4 млн. л. (U-Pb, циркон, Прокопьев и др., 2024) и 624 ± 5 млн. л. (U-Pb, гранат, Stifeeva et al., 2023); Чапинский комплекс – 650 ± 2 (Rb-Sr, Собаченко и др. (1986)), 657 ± 2 и 647 ± 1 млн. л. (U-Pb, Danilova et al. (2024)) (рис. 87b).

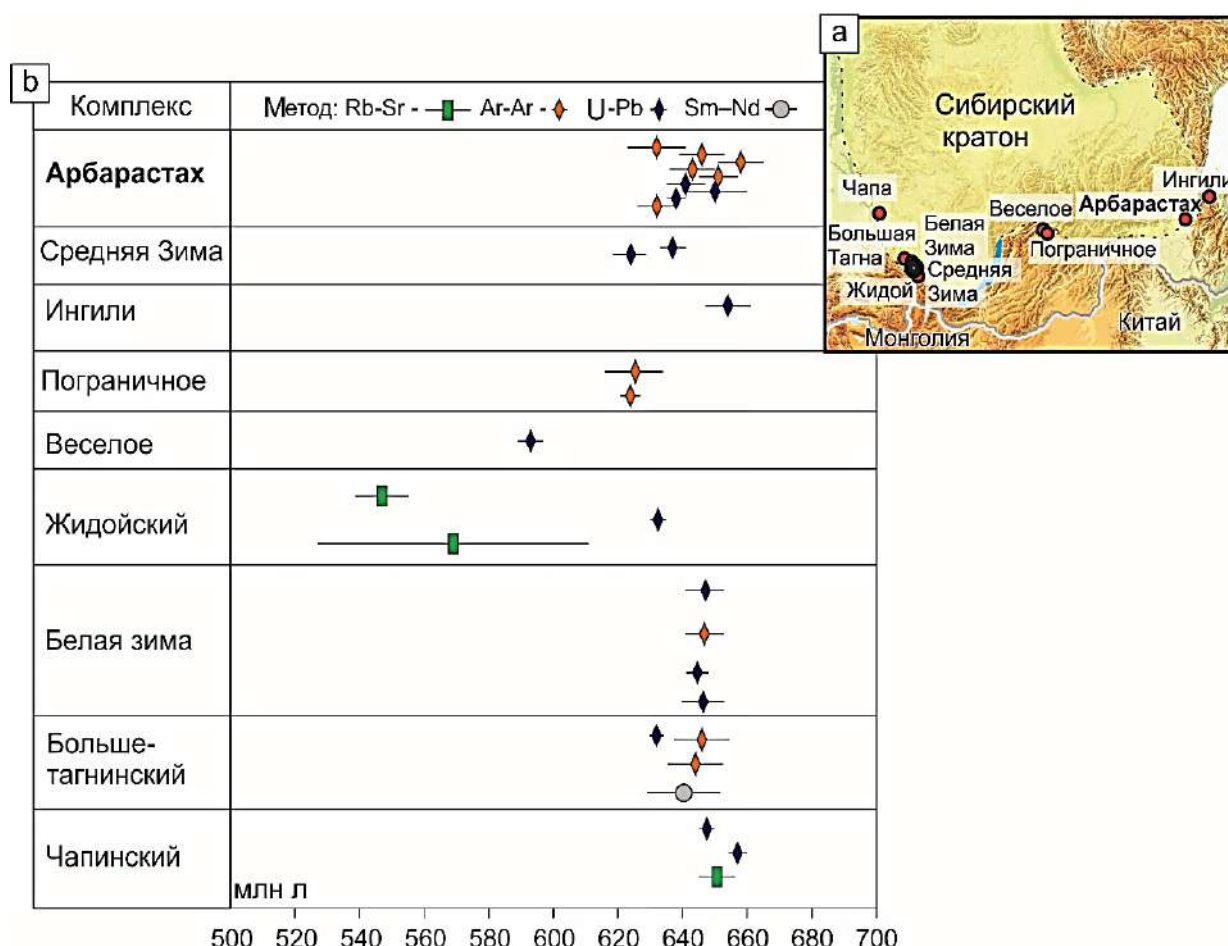


Рисунок 87. (а) Расположение объектов неопротерозойской Восточно-Саянской щелочно-карбонатитовой провинции на южной и южно-восточной окраине Сибирского кратона. (б) Геохронология неопротерозойских редкометалльных щелочно-карбонатитовых комплексов содержат данные по массивам: Ингили (Ярмолук и др., 2005), Арбарастан (Прокопьев и др., 2022; Doroshkevich et al., 2022), Пограничное, Веселое (Рипп и др., 2009), Жидой (Morikiyo et al., 2000; Ярмолук и др., 2005; Рассказов и др., 2007), Белая Зима (Ярмолук и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Stifeeva et al., 2023), Большая Тагна (Савельева и др., 2022; Stifeeva et al., 2023), Средняя Зима (Прокопьев и др., 2024; Stifeeva et al., 2023) и Чапа (Собаченко и др., 1986; Danilova et al., 2024).

По данным Ярмолук и др. (2005), Кузьмин и Ярмолук (2014) формирование неопротерозойских щелочных редкометалльных карбонатитовых комплексов вдоль южной окраины Сибирского кратона (рис. 87а) связано с плюмовыми процессами и распадом суперконтинента Родиния. Подобные события проявления близковозрастного щелочно-ультраосновного, карбонатитового и кимберлитового магматизма (трубки Ренард) на рубеже 680-540 млн. л. фиксируется для Гренландии и территории Северной Америки и объясняется рифтогенными событиями в следствие распада суперконтинента Родиния (Tarpe et al., 2014). Известно, что распад суперконтинента сопровождался образованием роев долеритовых даек,

расслоенных базит-ультрабазитовых комплексов и гранитоидов на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в период 780–725 млн. л. (Иркутская LIP), а также даек пояса Франклин в период 727–721 млн. л. в Лаврентии (Sklyarov et al., 2003; Ярмолюк и др., 2005; Ножкин и др., 2008; Эрнст, Гамильтон, 2009; Gladkochub et al., 2010, Marfin et al., 2021)

Разрыв между магматическими событиями 780–725 и 657–632 млн. л. значителен и, по-видимому, коррелирует с различными стадиями распада и эволюции суперконтинента Родиния (например, Метелкин и др., 2007; Li et al., 2008 и ссылки в ней). Нужно предполагать, что щелочной магматизм на рубеже 657–632 млн. л., вероятно, контролировался тектоническими процессами при распаде суперконтинента Родиния. Известно, что низкие степени частичного плавления метасоматизированного мантийного перидотита с формированием щелочно-ультраосновных карбонатитовых расплавов не требуют значительного тепла мантии (например, Foley et al. (2009)).

Ряд исследователей считают, что движение плит при распаде континентов может быть одним из наиболее важных факторов, инициирующих подъем кимберлитовых, лампрофировых, щелочных и карбонатитовых расплавов из конвектирующей верхней мантии, которые продуцируют близквозрастные щелочные комплексы (Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013; Tappe et al., 2017). В работе Tappe et al. (2006) была предложена многостадийная модель плавления мантии с образованием расплавов для неопротерозойского щелочного карбонатитового комплекса Айллик Бэй (Лабрадор) под зарождающейся рифтогенной областью Северо-Атлантического кратона. В результате раскола и рифтогенеза астеносфера поднимается на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в условиях присутствия CO₂ и сопровождается образованием карбонатитоподобной фракции расплава, формирующей при подъёме карбонат-флогопитовые жилы. Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавлять эти жилы (карбонат-флогопитовый метасоматоз в мантии), а образовавшиеся высококалийные силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его плавление и образование щелочного силикатного расплава, богатого карбонатами. Можно допустить, что подобный механизм мог быть проявлен при формировании первичных расплавов для неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов южной окраины Сибирского кратона, в т.ч. исследуемого щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового комплекса Арбарастах.

ГЛАВА 5. ПЕТРОГЕНЕЗИС КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Раздел 1. Центрально-Азиатская позднемезозойская карбонатитовая провинция

К позднемезозойским щелочно-карбонатитовым комплексам Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) относятся исследуемые в рамках диссертационной работы карбонатиты Западного Забайкалья (Южное, Халютинское, Аршанское и Улан-Удэнское проявления карбонатитов) и Центральной Тувы (Карасугские и Улатай-Чозские карбонатиты), а также Южной Монголии (щелочно-карбонатитовый комплекс Мушугай-Худук). По данным Nikiforov and Yarmolyuk (2019) в ареал распространения Центрально-Азиатской позднемезозойской карбонатитовой провинции также попадают объекты Алдана (Мурунский щелочной массив), Северо-Китайского кратона (Ордос-Шаньдунское карбонатитовое поле) и щелочные комплексы Южной Монголии (Хотогор, Улугей и др.).

Петрологическими исследованиями щелочно-карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатской щелочной провинции в разное время занимались научные сотрудники институтов ИГЕМ РАН, ТувИКОПР СО РАН, ГИН СО РАН, ИГМ СО РАН и др. По изучаемым карбонатитовым объектам защищена не одна кандидатская и докторские диссертации, включая кандидатскую диссертацию соискателя. Результаты петрологических исследований изложены в широком списке публикаций (Самойлов, Коваленко, 1983; Ярмолук, Иванов, 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003; Андреева и др., 1998, 1999; Никифоров, Ярмолук, 2004; Никифоров и др., 2000, 2005, 2006; Коваленко и др., 2006; Инф. Отч. /Лебедев и др., 2006, 2008, 2010; Рипп и др., 2000, 2002, 2019; Дорошкевич и др., 2003; Дорошкевич, Рипп, 2004; Владыкин, 2009, 2013; Doroshkevich et al., 2008, 2010; Prokopyev et al., 2016, 2023a; Nikolenko et al., 2018; Redina et al., 2021; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019 и мн. др.).

В рамках данной диссертационной работы проводится обобщение как авторских, так и опубликованных другими авторами результатов исследований физико-химических условий образования специфичных редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья, Южной Тувы и Монголии, а также проводится сравнение особенностей петрогенезиса карбонатитов ЦАСП с однотипными карбонатитами на Центральном Таймыре. Автор выражает глубокую благодарность за научные консультации и полевые экспедиционные работы: Борисенко А.С., Наумову Е.А., Павловой Г.Г., Избродину И.А., Кужугету Р.В., а также Боровикову А.А., Сугораковой А.М., Лебедеву В.И., Риппу Г.С. и Владыкину Н.В. (рис. 88).



Рисунок 88. Фотографии полевых работ на карбонатитовых массивах в Центральной Туве (Улатай-Чоза) и Южной Монголии (Мушугай-Худук) и (2012 ... 2022 гг).

1.1. Геологическая позиция и состав карбонатитовых комплексов

Исследуемые карбонатитовые комплексы Сибири и Монголии локализованы в пределах Центрально-Азиатской рифтовой структуры, формирование которой сопровождалось интенсивными тектономагматическими процессами, связанными с плюмовой деятельностью (Ярмолук, Иванов, 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003; Никифоров, Ярмолук, 2004; Никифоров и др., 2000, 2005, 2006; Коваленко и др., 2006; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019 и др.) (рис. 89а). Согласно изотопно-геохронологическим данным установлено, что развитие внутриплитного магматизма и формирование щелочно-карбонатитовых комплексов калиевой спецификации в Центрально-Азиатской складчатой области происходило в середине раннего мела в период порядка 145–120 млн лет назад (Рипп и др., 2000; Никифоров и др., 2006; Владыкин 2009;

Prokopyev et al., 2016; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019). Ареал распространения карбонатитовых тел характеризуется присутствием разнообразных комагматичных щелочно-силикатных пород, например, щелочных и субщелочных габброидов, шонкинитов, монцонитов и сиенитов, а также немногочисленных даек лампрофиров (спессартитов и керсантитов). Еще одной важной особенностью позднемезозойской карбонатитовой провинции Центральной Азии являются ее потенциальная рудоносность, большинство проявлений карбонатитов относятся к комплексному Fe-P-F-(Ba)-(Sr)-REE типу и представлены рудным проявлениям и месторождениями. К примеру, общие прогнозные ресурсы (P₂) Карасугского месторождения редких земель на 2019 г. оценены в 3700 тыс. т при среднем содержании 1% (www.rosnedra.gov.ru).

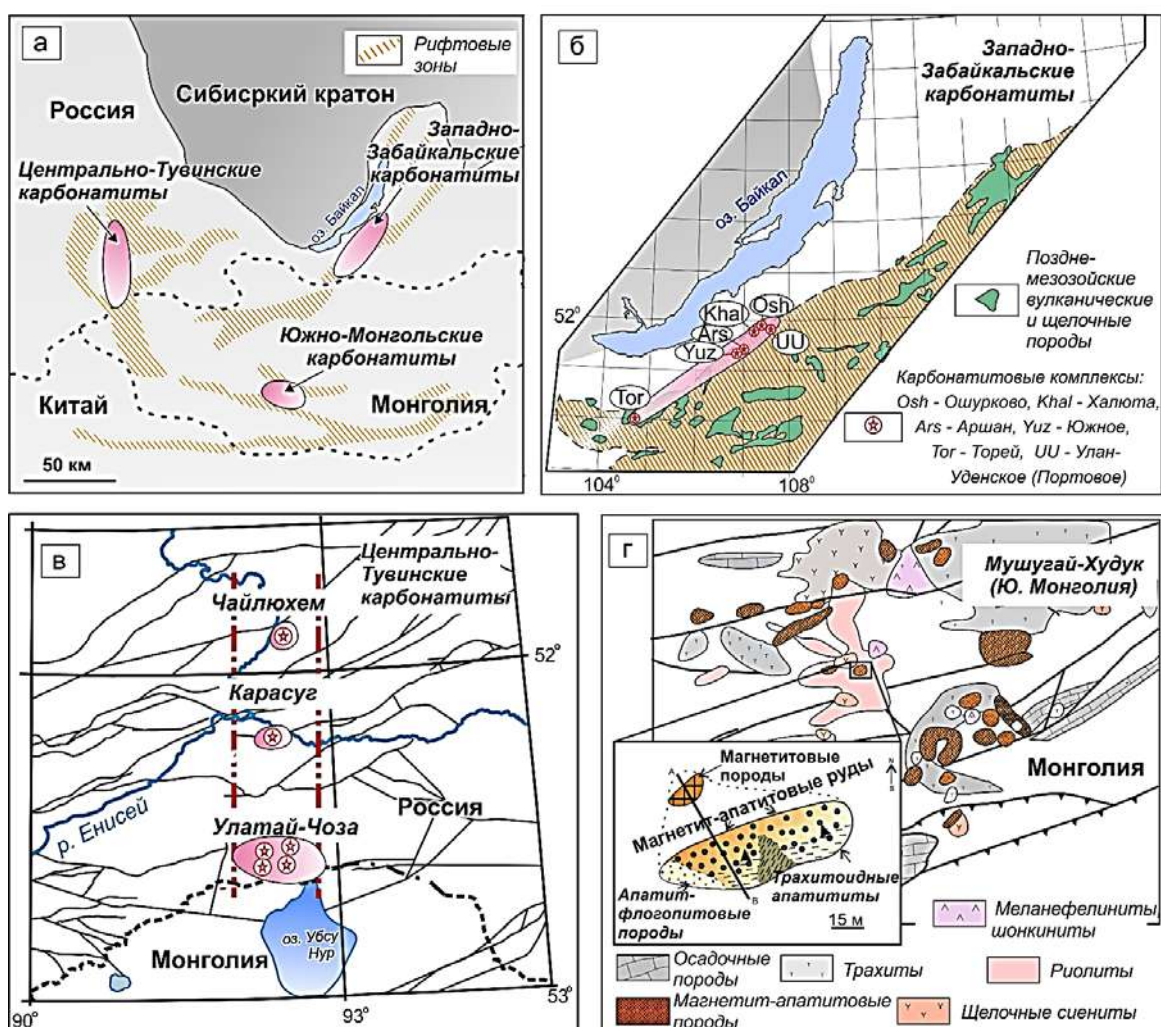


Рисунок 89. Геологические схемы расположения щелочно-карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатской провинции. Расположение карбонатитовых комплексов в пределах позднемезозойской рифтовой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса (а) (Kuzmin, Yarmolyuk, 2014); упрощенные геологические схемы карбонатитов Западного Забайкалья (б) (Рипп и др., 2019), Центральной Тувы (в) (Prokopyev et al., 2016) и щелочно-карбонатитового комплекса Мушугай-Худаг (Южная Монголия) (г) (Nikolenko et al., 2018).

В пределах палеорифтовой зоны Западного Забайкалья выделена одноименная карбонатитовая провинция, включающая Халютинский, Южный, Аршанский, Торейский, Ошурковский и Улан-Удэнский (Портовый) карбонатитовые массивы, содержащие F-Ba-Sr-REE оруденение в кальцитовых и доломит-кальцитовых карбонатитах (Рипп и др., 2000 ... Рипп и др., 2019) (рис. 89б). Карбонатитовые комплексы расположены по окраинам позднемезозойских рифтовых долин, образуя диатремы, плащеобразные и дайковые тела. Они генетически и пространственно связаны с интрузиями шонкинитов и щелочных сиенитов. Основными вмещающими породами карбонатитов являются гранитогнейсы и кварцевые сиениты (палеозойского возраста), вдоль зон их контакта развиваются фениты. Щелочные комплексы образовались в период 130–122 млн лет (Рипп и др., 2000). Подробные сведения о геологии, геохимии и минералогии карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья представлены в следующих работах (Рипп и др., 2000...2019; Дорошкевич и др., 2003; Doroshkevich et al., 2008, 2010; Никифоров и др., 2000; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019 и др.)

Центрально-Тувинские карбонатитовые комплексы Южной Сибири имеют Fe-F-(Ba)-(Sr)-REE металлогеническую специфику и локализованы в трех рудных узлах, расположенных в пределах субмеридиональной рифтовой структуры: Чайлюхемском, Карасугском и Улатай-Чозском (рис. 89в). Карбонатиты прорывают ранне-среднепалеозойские песчаники, алевролиты, известняки, туфы, конгломераты и сланцы; приурочены преимущественно к зонам разломов и образуют линзы, штоки, трубки взрыва и тела сложной формы. Карбонатиты были сформированы в два импульса: анкерит-кальцитовые карбонатиты (первая фаза внедрения) и рудоносные Fe-F-REE сидеритовые карбонатиты (вторая фаза). Геологические наблюдения показали пространственную ассоциацию карбонатитов с магматическими породами граносиенитового состава (штоки), редким дайкам долеритов, а также дайками лампрофиров (керсантитов, спессартитов), сиенитов и сиенит-порфиров (Онтеев, 1984). Рудоносные сидеритовые карбонатитовые брекчии содержат обломки вмещающих пород, магматических фаз и ранее образованных анкерит-кальцитовых карбонатитов, однако вопрос парагенетической связи силикатных пород и карбонатитов остается открытым. Возраст карбонатитов Тувы оценен в пределах 119 – 117 млн лет; строение и морфология карбонатитовых тел, а также минеральный состав пород описаны в работах (Никифоров и др., 2005, 2006; Прокопьев, 2014; Prokopyev et al., 2016; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019 и др.).

Южно-Монгольская область ЦАСП расположена в пустыне Гоби и содержит щелочно-карбонатитовый комплекс Мушугай-Худук (рис. 89г). Комплекс представлен нефелинитами и щелочно-полевошпатовыми трахитами, которые пересечены штоками и дайками щелочных сиенитов, шонкинитов и магнетит-апатитовых пород (руд), а также несколькими небольшими дайками мелкозернистых карбонатитов (с флюоритом) (Самойлов, Коваленко, 1983;

Самойлов и др., 1998; Владыкин, 2009; 2013; Nikolenko et al., 2018 и др.). Вмещающие породы комплекса представлены палеозойскими осадочно-вулканогенными прослоями известняков, песчаников, глинистых сланцев и основных эффузивных пород, а также некоторыми гранитоидами каменноугольного периода. Комплекс расположен внутри грабена и приурочен к крупной рифтовой системе (рис. 89а). Флюорит-кальцитовые карбонатиты образуют жилы и дайки, а некоторые штоковидные тела встречаются в виде почти чистых флюоритовых пород мощностью до 30 м. Между тем широко распространены флюоритовые гидротермальные жилы и тела, состоящие из флюорит-кальцитовых, флюорит-баритовых, флюорит-кварцевых и флюорит-целеститовых разновидностей. В пределах комплекса установлено два рудоносных тела апатитовых и магнетит-апатитовых пород (рис. 89г). Возраст щелочных пород комплекса оценивается в пределах 138–121 млн лет (Самойлов, Коваленко, 1983... Nikolenko et al., 2020).

1.2. Исследования включений в минералах Западно-Забайкальских комплексов

Первые исследования расплавных и флюидных включений в минералах карбонатитов Западного Забайкалья были выполнены для редкоземельных массивов Южного и Аршанского (Дорошкевич, Рипп, 2004). Авторами показано, что бастнезит-(Ce) в карбонатитах образовывался при температуре свыше 520 °С. Кроме того, было установлено наличие во включениях солевых дочерних фаз, включающих сульфаты Na, K и Ca, а также фторсодержащие минералы. Температура образования флюорита для карбонатитов Аршан и Южное оценивалась в пределах 370–400 °С (Дорошкевич, Рипп, 2004). Полученные данные о флюоритовой минерализации согласуются и дополняют современные авторские исследования флюидного режима формирования флюоритов Южного и Аршанского карбонатитовых массивов. В ходе исследования были установлены расплавные (или рассол-расплавные) включения с концентрацией порядка 55–68 мас.%, содержащие преимущественно сульфаты Na-Ca-Sr и карбонаты Na-Ca, с температурами гомогенизации порядка 420–560 °С (Redina et al., 2021). В данной работе представлены новые данные по результатам исследования состава минеральных, расплавных и флюидных включений, а также дан обзор условий формирования расплавных и флюидных включений в карбонатитах и связанных с ними щелочных магматических породах Западно-Забайкальских комплексов: Халюта, Аршан, Южное и Улан-Удэ (Портовое). Необходимо отметить, что представленные далее данные по петрогенезису и флюидному режиму формирования исследуемых автором карбонатитов ЦАСП обобщены в работе Prokopyev, I.R.; Doroshkevich, A.G.; Redina, A.A. (2023) 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.

Современные исследования включений в минералах шонкинитов и щелочных сиенитов халютинского комплекса показали наличие двух основных типов включений: силикатных (минеральных) и полифазных (расплавных) карбонатно-сульфатно-силикатных (рис. 90a–h). Титанит в шонкинците содержит включения клинопироксена (диопсида), а также полифазные включения с кристаллами калиевого полевого шпата и флогопита, ангидрита, кальцита, баритоцелестина и сульфида состава Fe-Ni-S (mss?) (рис. 89a–d).

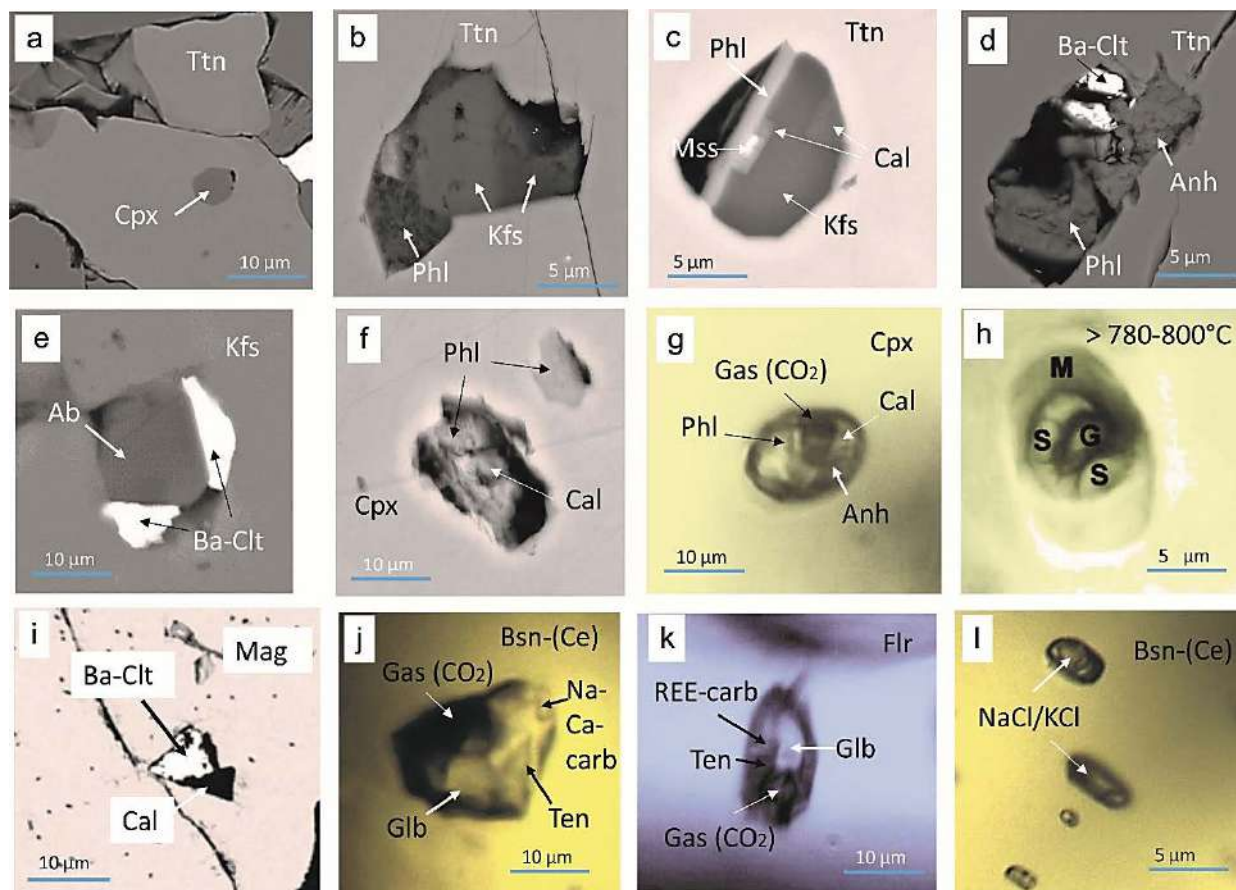


Рисунок 90. Включения в минералах карбонатитов и комагматичных щелочных пород карбонатитов Западного Забайкалья: (a–d) – минеральные (с клинопироксеном) и полифазные карбонатно-сульфатно-силикатные включения в титаните из шонкинитов; (e) – сульфатно-силикатные включения в калиевом полевоом шпате щелочных сиенитов; а также (f) – карбонатно-сульфатно-силикатные полифазные включения в клинопироксене из шонкинитов халютинского комплекса (результаты SEM EDS анализа); (g) – микрофотография расплавного включения и (h) – результаты термометрических исследований расплавного включения в клинопироксене шонкинитов Халюты (из Doroshkevich et al., 2010); (i) BSE изображение полиминерального включения в магнетите из карбонатитов Южного. Микрофотографии и состав рассол-расплавных включений в бастнезите-(Ce) (j) и флюорите (k), а также микрофотография газовой-жидких флюидных включений в бастнезите-(Ce) из карбонатитов Улан-Удэнского проявления (данные из работы Рипп, Прокопьев и др., 2019). Здесь и далее аббревиатуры минералов кристаллических фаз даны по Watt (2021).

В калиевом полевоом шпате щелочных сиенитов Халюты присутствуют сульфатно-силикатные полифазные включения с альбитом и барито-целестином (рис. 90е). Детальный анализ состава первично-вторичных карбонатно-сульфатно-силикатных включений в клинопироксене из шонкинитов карбонатитов Халюты выявил наличие дочерних фаз флогопита, кальцита и ангидрита (SEM EDS), а также газовой фазы CO_2 (КР-спектроскопия, рис. 90г). Термометрические эксперименты над однотипными включениями халютинского комплекса показали присутствие сосуществующих фаз силикатного расплава (М) и солевого состава (S), а также газовой фазы (G) при температурах порядка 780–800 °С, которые далее при нагреве декрипитируют несмешиваясь (рис. 90h). Признаки силикатно-солевой трехфазной несмесимости во включениях в минералах силикатных щелочных пород халютинского комплекса были ранее описаны в работе Doroshkevich et al. (2010) и согласуются с авторскими данными (табл. 12.1 в Приложении 12).

Отдельно необходимо остановиться на результатах исследования расплавных и флюидных включений в минералах специфичных карбонатитов Улан-Удэнского проявления. Эти результаты опубликованы в статье Рипп Г.С., Прокопьев И.Р. и др. (2019). Эти породы представляют собой уникальное подтверждение существования рудоносной (F-REE) производной (или фракции) щелочно-карбонатитового расплава. По минеральному составу они сложены преимущественно флюоритом и бастнезитом-(Се) (по 30-55 об.% каждый). В числе типоморфного минерала присутствует тетраферрифлогопит (до 5-10%), а среди второстепенных и акцессорных установлены калиевый полевой шпат, альбит, циркон, манганильменит, Nb-рутил; характерными карбонатитовыми минералами являются также сульфатные фазы глауберита, плюмбоярозита и др. (Рипп, Прокопьев и др., 2019).

Во флюорите и бастнезите Улан-Удэнского (Портового) проявления при комнатной температуре установлено три типа флюидных включений (рис. 90 j–l; рис. 91a–г). Первая группа представлена первичными рассол-расплавными включениями (рис. 90j–l; рис. 91a–г), которые располагаются одиночно либо группами по 2-3 включения в центральных областях кристаллов и по зонам роста раннего бастнезита и флюорита. Форма вакуоли рассол-расплавных включений округлая, изометричная, нередко представлена в виде отрицательных форм кристалла. Рассол-расплавные включения состоят из минеральной, жидкой и газовой фаз (рис. 90j–l; рис. 91a–г). Минеральная фаза, количество которой достигает 80-90 об.%, представлена микрозернистым агрегатом тесно соприкасающихся зерен кристаллических фаз. Газовый пузырек нередко деформирован, а его форма определяется свободным пространством. Количество газовой фазы находится в пределах 5-10 об. %, остальное пространство занято жидкостью. Размеры рассол-расплавных включений могут достигать 50 мкм, а в среднем – 15-20 мкм. На самом деле, оптическое описание рассол-расплавных

включений Улан-Удэнских карбонатитов можно применить в большинстве случаев для описания рассол-расплавных включений в минералах карбонатитов ЦАСП (Prokopyev et al., 2016, 2023a; Nikolenko et al., 2018; Redina et al., 2020, 2021).

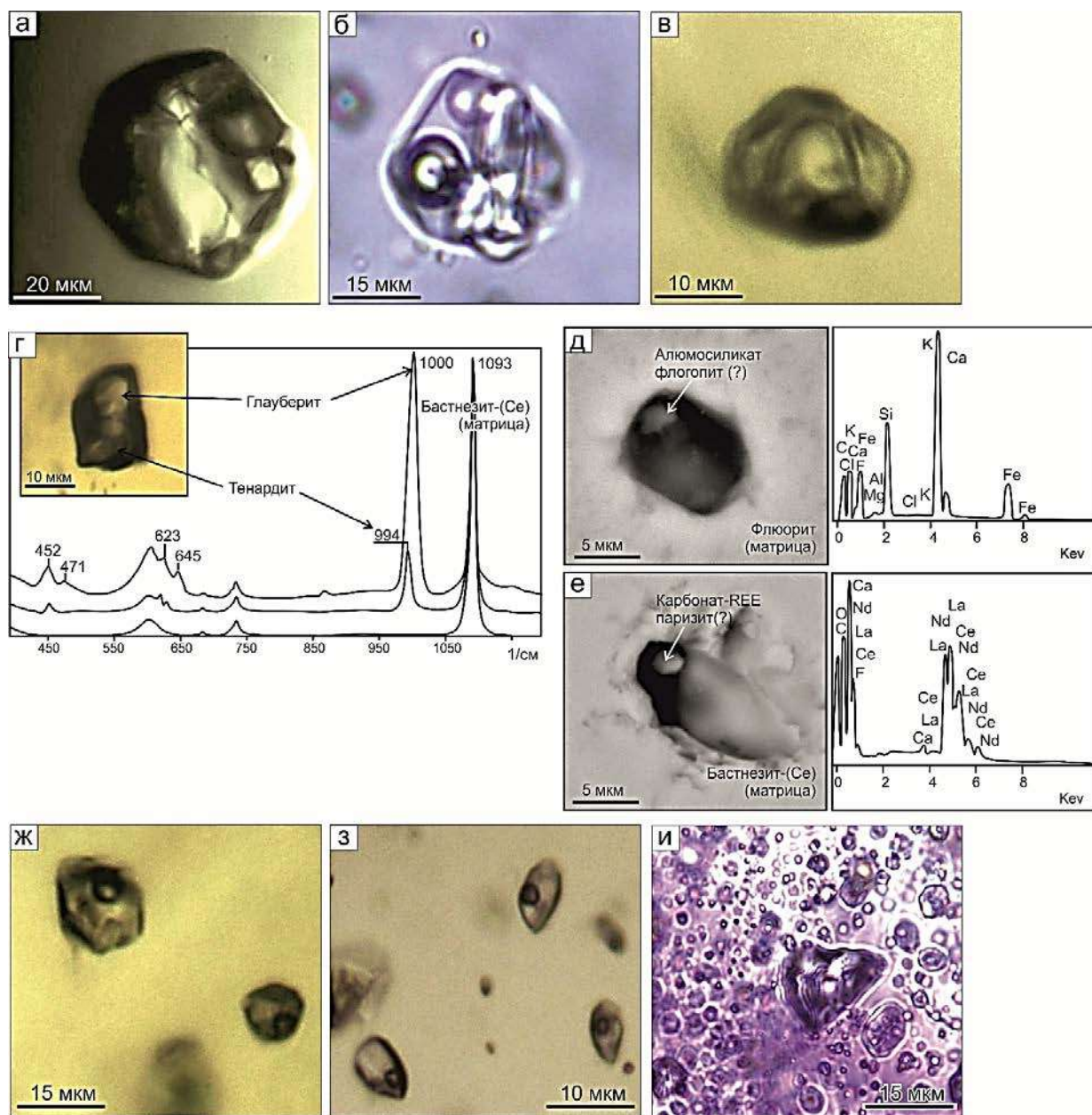


Рисунок 91. Включения в карбонатитах Улан-Удэнского проявления (Рипп, Прокопьев и др., 2019). Фотографии рассол-расплавных включений в бастнезите (а, в) и флюорите (б). Результаты исследования состава рассол-расплавных включений: (г) – фотография включения и КР-спектры дочерних фаз глауберита и тенардита во включении в бастнезите; (д, е) – результаты диагностики кристаллических фаз во вскрытых включениях на сканирующем электронном микроскопе (фото и спектр исследуемых фаз): алюмосиликатная фаза флогопита (?) во включении во флюорите (б) и карбонат-REE паризит (?) во включении в бастнезите (спектры фаз содержат элементы матрицы включений). Фотографии многофазных флюидных включений в бастнезите (ж) и газовой-жидких включений в бастнезите (з) и флюорите (и).

Второй тип включений представлен многофазными флюидными включениями, количество минеральной фазы в которых снижается до 30-50 об.%. (рис. 91ж) и возрастает содержание раствора во включении (до 40 об.%). Многофазные флюидные включения являются псевдовторичными, поскольку располагаются группами вдоль залеченных трещин и плоскостей в кристаллах бастнезита и флюорита магматической генерации (Рипп, Прокопьев и др., 2019). Форма вакуоли включений округлая, изометричная, реже удлиненная или в виде отрицательного кристалла, размер включений составляет в среднем 10-15 мкм (рис. 91ж). Твердая фаза образует кристаллики кубической, прямоугольной и изометричной форм. Газовый пузырек занимает до 10-20 об.%.

Третий тип включений – это вторичные и псевдовторичные многофазные и газожидкие флюидные включения (рис. 91з,и), которые могут также содержать одну-две кристаллические фазы (до 5-10 об. %). Включения располагаются по трещинам и плоскостям, формируют шлейфы со следами «шнурования» в гидротермальных минералах. Форма вакуоли обычно удлиненная, реже изометричная, неправильная, а их размер не превышает 15 мкм. Флюиды различных генераций, где газовый пузырек занимает от 10 до 90 об. %, а остальное пространство занято жидкостью, отвечают за поздние гидротермальные процессы (табл. 12.1).

Результаты диагностики дочерних кристаллических фаз рассол-расплавных включений в бастнезите и флюорите карбонатитов Улан-Удэнского проявления установили преобладание сульфатов Na и Ca – глауберита и тенардита - в составе включений (рис. 90j,k; рис. 91г). Кроме сульфатов, в рассол-расплавных включениях присутствуют фазы алюмосиликатных минералов – флогопита (?), а также карбонатов и F-REE-карбонатов – кальцита (с примесью SrO 0.5-2.3 мас.%), паризита/синхизита (рис. 91д,е; табл. 10.1). По данным КР-спектроскопии, газовая фаза рассол-расплавных включений содержит жидкую уголекислоту. Содержание солевых компонентов рассол-расплавных включений оценено в 80-90 об.%, при этом сульфаты по объему практически вдвое преобладают над карбонатами и силикатными фазами. Температуры гомогенизации включений небольших размеров составляют 490-520 °С.

Таким образом, флюорит-бастнезитовые породы Улан-Удэнского проявления представляют собой специфическую рудоносную ортомагматическую карбонатитовую фракцию, сформированную из солевых расплавов (или рассол-расплавов), зафиксированную во всех исследованных карбонатитовых комплексах Западного Забайкалья (табл. 12.1, Приложение 12; Prokoryev et al., 2023a). К примеру, в магнетите и флюорите из карбонатитов проявлений Южное и Аршан встречаются полиминеральные и рассол-расплавные включения сульфатно-карбонатного состава, содержащие кристаллические фазы кальцита, стронцианита, щелочных (Na-Ca) карбонатов и сульфатов – баритоцелестина, ангидрита, тенардита и мн. др. (рис. 90i, табл. 12.1; Prokoryev et al., 2023a).

Необходимо отметить, значительную роль сульфатной составляющей рассол-расплавов карбонатитов Западного Забайкалья. Например, для рассол-расплавов Южного и Аршана оценки общей концентрации солей составляют ~ 50-74 мас.%, из которых сульфаты образуют ~ 46-68 мас.% (табл. 12.1, Prokoryev et al., 2023a). Таким образом, первичные рассол-расплавные включения карбонатитов Западного Забайкалья по солевому составу содержат Na-/Ca-/Ba-Sr-содержащие сульфатные фазы (преобладающие), алюмосиликатную фазу (флогопит), щелочные Na-K- и Ca-карбонаты и F-REE-карбонаты (паризит?), зафиксированные во включениях карбонатитов Южного (бастнезит), Халюты, Аршанского (флюориты) и Улан-Удэнского (бастнезит, флюорит) комплексов (табл. 12.1, Prokoryev et al., 2023a). Газовая фаза включений содержит CO₂. Температуры гомогенизации включений образуют общий диапазон 480–560 °С (Дорошкевич, Рипп, 2004; Doroshkevich et al., 2010; Redina et al., 2021; Prokoryev et al., 2023a; табл. 12.1, Приложение 12).

Диагностика состава многофазных флюидных включений, содержащих до 30-50 об.% солевых фаз, показала наличие карбонатов и сульфатов Ca, Na и Sr, карбонатов Ca-Na- и F-REE и хлоридов Na/K в минералах карбонатитов Улан-Удэнского проявления (Рипп и др., 2019). Интервал температур гомогенизации солевых флюидных растворов составляет 430-450 и 370-400 °С. Во флюорите поздних генераций установлены первично-вторичные флюидные включения, содержащие одиночные изотропные кристаллики кубической формы – хлориды Na и/или K. Температуры гомогенизации хлоридных флюидных включений соответствуют диапазону 135-250 °С, газовая фаза флюидных включений содержит CO₂ ± N₂ ± H₂ (табл. 12.1).

Согласно данным по флюидному режиму формирования карбонатитов Южного, Аршанского и Халютинского проявлений для карбонатитов Забайкалья установлен следующий тренд эволюции флюидов. По мере перехода ортомагматического флюида в гидротермальную (карботермальную) стадию РТХ-параметры минералообразования в системе изменяются. При 520–440 °С хлоридно-карбонатно-сульфатный (63-52 мас.%) рассол эволюционирует в хлоридно-сульфатно-карбонатный (42-38 мас.%) раствор. Этот раствор позже разбавляется метеорными водами со снижением температур до 400–370 °С (табл. 10.1), что подтверждено изотопно-геохимическими данными (Doroshkevich et al., 2008). При 250–110 °С гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный раствор (16-15 мас.%) переходит в гидрокарбонатно-хлоридный раствор (упрощенного состава - (Ca, Mg, Fe³⁺, Na, K)-CO₂ ± N₂ ± H₂) низкой концентрации. (<<15 мас.% NaCl-экв.) (см. табл. 12.1, Приложение 12).

1.3. Исследования включений в минералах Центрально-Тувинских карбонатитов

По результатам изучения петрогенезиса карбонатитов Тувы автором защищена кандидатская диссертация в 2014 г на тему «Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов Центральной Тувы». По результатам диссертационной работы была опубликована статья: Prokopyev, I.R.; Borisenko, A.S.; Borovikov, A.A., et al. (2016) Origin of REE-rich ferrocarbonatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // *Mineralogy and Petrology*, 110, 6, 845-859. В работе для характеристики солевых расплавов карбонатитов используется термин «рассол-расплав», который является вполне осознанным для современных исследователей щелочно-карбонатитовых комплексов в мире (например, Moore et al., 2015; Elliott et al., 2018; Broom-Fendley et al., 2016, 2017; Chakhmouradian et al., 2017; Anenburg et al., 2020a,b; 2021; Xie et al. 2015; Walter et al. 2021 и мн. др.). Также термин «расплав-рассол» широко встречается в работах исследователей включений в отечественной литературе, например, в работе Симонова В.А. (1981) он применялся для описания минералообразующих процессов пегматитов.

Исследования включений в минералах карбонатитов Центральной и Южной Тувы проводятся автором по настоящее время. В данной работе представляется обобщение новых данных в сочетании с результатами предыдущих исследований. В данном аспекте в работе приводится интерпретация петрологических данных согласно актуальным понятиям процессов минерало- и рудообразования в карбонатитовых системах. Кроме того, автором используются данные, полученные на основе современных методов и установок для термобарогеохимических и минералогических исследований (Raman, LA-ICP MS и др.).

В апатите и флогопите анкерит-кальцитовых карбонатитов Карасутского проявления были установлены расплавные включения (рис. 92). Включения во флогопите первичные, размером 10-15 мкм; содержат микрозернистый агрегат минеральных фаз карбонатного и силикатного состава, а также газовую фазу 2-5 об.%), представленную CO₂ (по данным КР-спектроскопии) (рис. 92а). Состав карбонатов отвечает кальцит-анкеритовому; по данным SEM EDS в составе карбонатной фазы присутствует примесь SrO до 3.2 мас.%. В силикатной фазе присутствуют Si, Al, Ca, Na, K, Fe, Mg, Ti, O, Cl и OH (табл. 12.1). Термометрические эксперименты по нагреву первичных расплавных включений в апатите показали, что плавление кристаллических фаз наступает при температурах выше 350°C, а в интервале температур 790-820 °C наблюдается растворение всех кристаллических фаз с образованием расплава и флюидной фазы (рис. 92с). Дальнейший нагрев приводит к гомогенизации включений при 840-850 °C. Сгомогенизировать такие включения удалось в порядке 25 проведенных экспериментов.

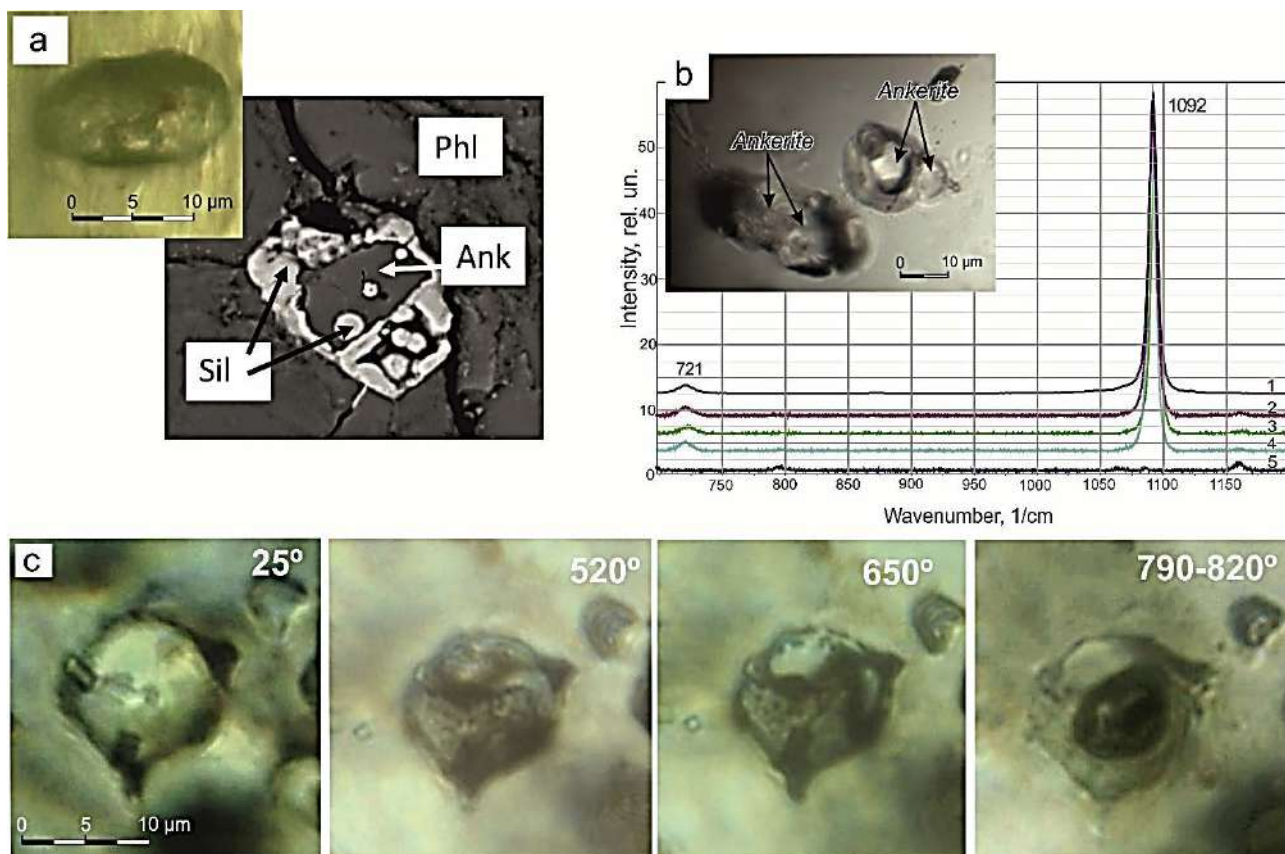


Рисунок 92. Расплавные включения анкерит-кальцитовых карбонатитов Центральной Тувы: (а) – микрофотография включения и BSE-изображение вскрытого силикатно-карбонатного включения во флогопите; (б) – микрофотография включений и результаты диагностики карбонатной фазы методом КР-спектроскопии; (с) – микрофотографии с эксперимента по нагреву расплавного включения в апатите.

Рассол-расплавные включения установлены в кристаллах апатита, флюорита и кварца анкерит-кальцитовых и сидеритовых карбонатитов Карасугского и Улатай-Чозского проявлений (рис. 93; табл. 12.1). Рассол-расплавные включения являются первичными для зерен раннего (магматического) флюорита и первично-вторичными для кристаллов кварца сидеритовых карбонатитов (рис. 93h, i). Включения локализованы группами по 4-6 индивидов в центральных частях и по зонам роста кристаллов флюорита, а также заполняют залеченные трещины в кристаллах кварца. Включения состоят из минеральных фаз (до 85–95 об.% вакуоли включения), газовой фазы (5-10 об.%) и раствора. Количество кристаллических фаз во включении может достигать 5–7 и более штук (рис. 93). Кристаллические фазы имеют округлую, изометричную, либо вытянутую или неправильную форму, присутствуют изотропные и анизотропные фазы (рис. 93). Средний размер рассол-расплавных включений составляет 15–20 мкм, отдельные индивиды достигают 80-100 мкм. Форма вакуоли рассол-расплавных включений - округлая или прямоугольная, местами изометричная, либо удлинённая (для первичных включений), нередко неправильная (для вторичных включений).

Диагностика газовой фазы рассол-расплавных включений показала присутствие жидкой углекислоты (табл. 12.1; Prokoryev et al., 2016).

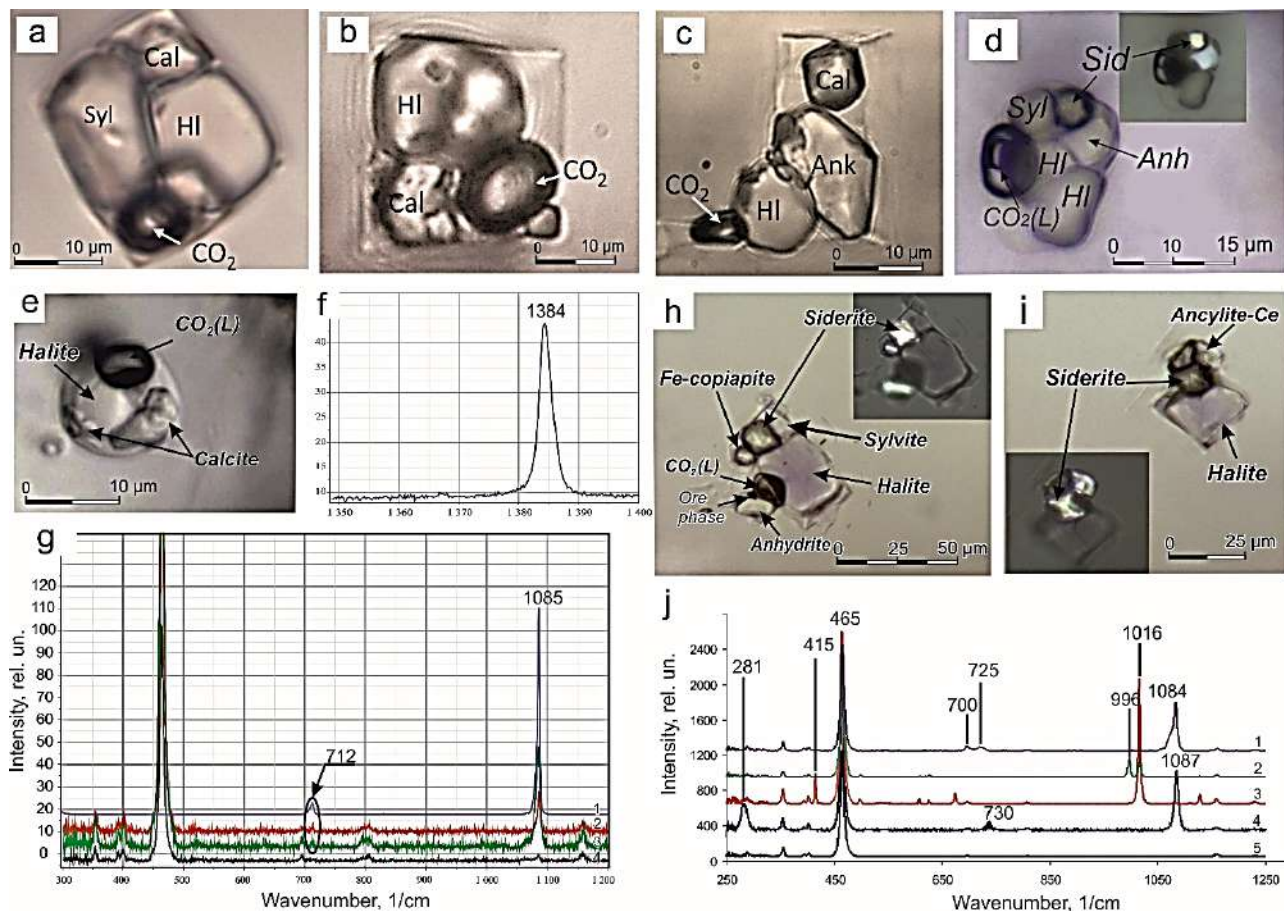


Рисунок 93. Фотографии рассол-расплавных включений в кварце и флюорите анкерит-кальцитовых (а–с, е) и сидеритовых (d, h, i) карбонатитов Центрально-Тувинского региона; (f, g, h, j) – результаты диагностики фаз включений: спектр CO₂ (f) и дочерней фазы кальцита (g) для включения (е); (j) – КР-спектры дочерних фаз для включений (h, i): 1 – анкилита-(Ce) (Ancylite-Ce: $\text{Sr}(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{La})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$), 2 – феррикопиапита (Fe-copiapite: $\text{Fe}^{3+}_{2/3}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$), 3 – ангидрита (anhydrite), 4 – сидерита (calcite), 5 – кварца (quartz) (спектр минерала-хозяина). Взяты из публикаций Prokoryev et al. (2016, 2023a).

Диагностика состава дочерних фаз рассол-расплавных включений в минералах анкерит-кальцитовых карбонатитов показала присутствие изотропных хлоридов Na и K – галита и сильвина, а также кристаллических фаз карбонатов – кальцита и анкерита (рис. 93а–с, е–g). Температуры гомогенизации включений оставляют 610–650 °C; согласно объемным оценкам концентрация рассол-расплавов составляет ~ 87.5–95 мас.%, из которых карбонаты – 10–50 и хлориды – 40–75 мас.% (табл. 12.1; Прокопьев, 2014; Prokoryev et al., 2023a). Исследования вскрытых включений во флюорите анкерит-кальцитовых карбонатитов Улатай-Чозы показали наличие в них алюмосиликатов, сульфатов Ca-Na-Ba, а также фторкарбонатов REE – баснезита (?), содержание которых не превышает первые мас. % (табл. 12.1 в Приложении 12).

Рудоносные рассол-расплавы сидеритовых карбонатитов имеют сульфатно-карбонатно-хлоридный состав (рис. 93d, h–j). Среди кристаллических фаз резко преобладают хлориды – галит и сильвин, а также карбонатная фаза, представленная сидеритом. По оценкам из работы Прокопьев (2014) концентрация включений составляет ~ 87 – 92 мас.%, из которых NaCl - 45-48 мас.%, KCl - 32-30 мас.% и сидерит - 10-15 мас. % (табл. 12.1). В рассол-расплавных включениях сидеритовых карбонатитов присутствуют сульфаты (ангидрит, барито-целестин), концентрация которых может достигать первых мас.%. Кроме того, в сравнительно меньших объемах во включениях присутствуют редкие рудные фазы гидрокарбонатов REE и гидросульфатов, таких как анкилит-(Ce) $(\text{Sr}(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{La})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O})$ и феррикопиапит $(\text{Fe}^{3+}_{2/3}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O})$ (рис. 93h–j, табл. 12.1., Prokopyev et al., 2016, 2023a). Температуры гомогенизации рассол-расплавных включений в минералах сидеритовых карбонатитов составляют 580-640 °C; гомогенизируются включения мелких размеров.

Следующие генерации включений (аналогично Забайкальским карбонатитам) представлены первичными и вторичными многофазным флюидными и газовой-жидкими флюидными включениями в гидротермальных кварце и флюорите карбонатитов Тувы (рис. 94, детально разобраны в диссертации Прокопьев (2014)). Первичные многофазные флюидные включения высокой концентрации в минералах анкерит-кальцитовых и сидеритовых карбонатитов имеют карбонатно-сульфатно-хлоридный состав и температуры гомогенизации 420–480 и 300–380 °C (см. табл. 12.1 в Приложении 12). Суммарная концентрация солей в этих включениях достигает 30–60 мас.%. Дочерние фазы представлены кубическими кристаллами галита и сильвита (резко преобладают), мелкими кристаллами кальцита, гидрокарбоната Na-Ca (гейлюссита) и бастнезита-(Ce) (первые мас.%), а также сульфатами Ca-Na-Ba-Sr – тенардитом, ангидритом, барито-целестином (рис. 94a,b, табл. 12.1, Prokopyev et al., 2016, 2023a). Газовая фаза представлена жидкой углекислотой или смесью CO₂-N₂ (N₂ ~30–87 мол.%) (Prokopyev et al., 2016).

Вторичные многофазные флюидные флюидные включения (рис. 94c,d) имеют концентрацию солей 15-30 и 1-15 мас.% NaCl-экв. Гомогенизация многофазных включений происходит при 250–300 °C (табл. 12.1). Газовой-жидкие включения гомогенизируются при 150–250 °C. Таким образом, схема эволюции ортмагматического и гидротермального флюидов карбонатитов Тувы схожа с Забайкальскими объектами. Необходимо отметить наличие уникальных рудоносных рассол-расплавов сидеритовых карбонатитов, которые имеют преимущественно хлоридный состав солей, сохраняющий данное преобладание на всех стадиях эволюции флюида в системе.

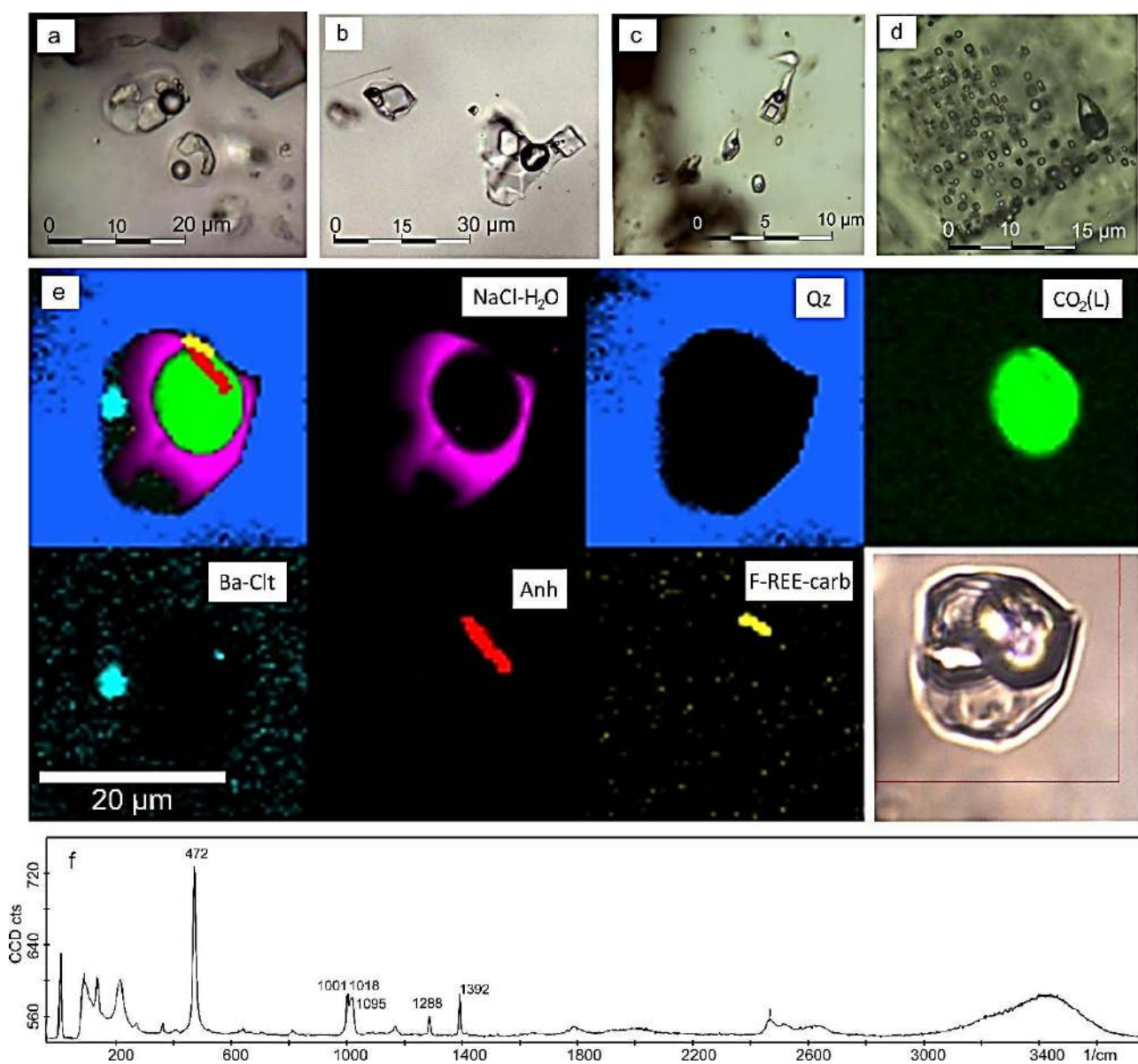


Рисунок 94. Фотографии многофазных (а–с) и газовой-жидких (d) флюидных включений в минералах карбонатитов Центральной Тувы (Prokoryev et al., 2016; 2023a). Результаты рамановской спектроскопии (e, f) показывают карты распределения составных фаз кристалло-флюидного включения в кварце из сидеритовых карбонатитов и суммарный спектр.

1.4. Исследования включений в минералах комплекса Мушугай-Худук

В ряде исследований расплавных включений установлено, что процессы фракционной кристаллизации и жидкостной силикатно-карбонатно-солевой несмесиности участвовали в формировании щелочных пород комплекса Мушугай-Худук (Andreeva, Kovalenko, 2003; Andreeva et al., 2007). Установлено, что породообразующие минералы меланефелинитов, лейцитовых фонолитов, шонкинитов, тералитов, кварцевых сиенитов, риолитов, магнетит-апатитовых и целестит-флюоритовых пород кристаллизовались из силикатных, силикатно-солевых и солевых расплавов в диапазоне температур 850–1220 °C (Andreeva, Kovalenko, 2003; Andreeva et al., 2007). Считается, что за генезис карбонатитов и рудоносных магнетит-апатитовых пород ответственны рассол-расплавы карбонатно-фосфатного, фосфатно-сульфатного, фторидно-сульфатного и хлоридно-сульфатного составов (Andreeva, Kovalenko, 2003). Кроме того, исследования последних лет подтверждают, что апатит-магнетитовые породы образовались в результате кристаллизационной дифференциации из силикатно-солевого расплава с высоким содержанием фосфатов и сульфатов при температурах, превышающих 830–850 °C (Nikolenko et al., 2018). Чтобы показать особенности флюида, участвовавшего в образовании флюорит-карбонатных и магнетит-апатитовых пород (руд), были использованы результаты наших предыдущих исследований (Nikolenko et al., 2018; Redina et al., 2020), также автором расширена информация о металлоносности флюида за счет анализа расплавных включений во фторапатите и флюорите пород с использованием метода LA-ICP-MS (табл. 12.2 в Приложении 12, Prokopyev et al., 2023a).

Включения расплавов и рассол-расплавов во фторапатите из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук характеризуются высокими концентрациями (89–97 мас.%) силикатных и силикатно-фосфатно-сульфатных фаз, в газовой фазе содержится жидкая CO₂ (рис. 95); гомогенизируются расплавные и рассол-расплавные включения при 830–850 и 500–580 °C, соответственно (табл. 12.1 в Приложении 12; Nikolenko et al., 2018; Redina et al., 2020). Многофазные флюидные включения в апатите имеют фосфатно-сульфатно-хлоридный состав с концентрацией флюидов от 60–45 до 20–10 мас.%; температуры гомогенизации включений лежат в двух диапазонах: 480–380 и 250–150 °C (табл. 12.1). В то же время рассол-расплавные включения во флюорите из кальцит-флюоритовых пород комплекса Мушугай-Худук содержат флюиды карбонатно-хлоридно-сульфатного (+CO₂(ж)) состава (52–64 мас.%), которые гомогенизируются при температурах 500–530 °C (рис. 95g-j; табл. 12.1). Формирование кварц-карбонат-целестин-флюоритовых пород поздней стадии происходило с участием флюидов карбонат-сульфат-хлоридных растворов, концентрация которых варьируется от 46–38 до 13.9–6. мас.%, а температуры гомогенизации составляют 470–390 и 295–250 °C (табл. 12.1).

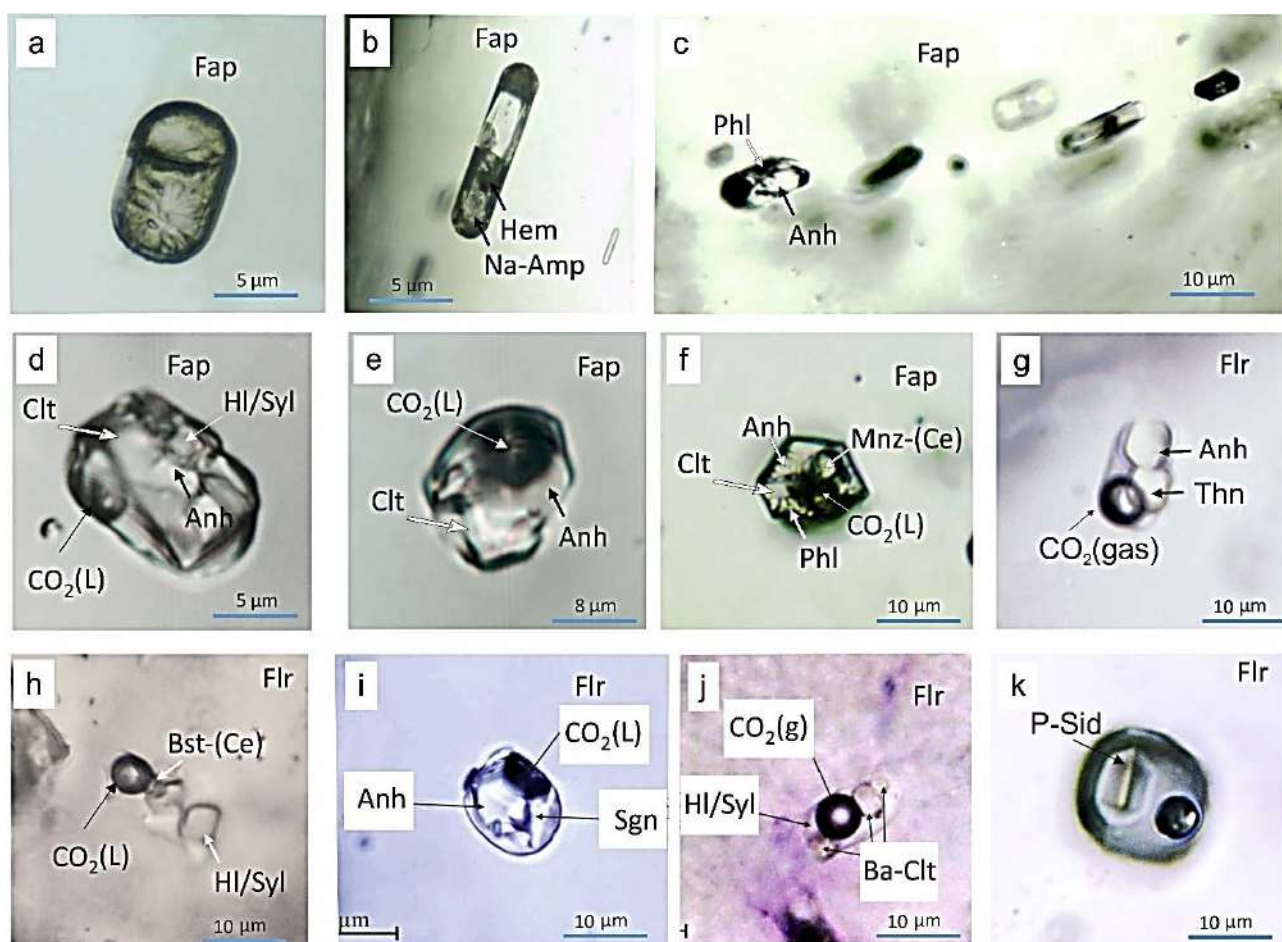


Рисунок 95. Расплавные включения в минералах щелочных пород комплекса Мушугай-Худук: расплавы Ca-P-K-Na-силикатного состава (a) и силикатно-фосфатно-сульфатно-CO₂(L) рассол-расплавные включения, а также многофазные флюидные включения во фторапатите из магнетит-апатитовых пород (b–f). На рисунке показаны рассол-расплавные включения карбонатно-хлоридно-сульфатного состава и многофазные флюидные включения карбонатно-сульфатно-хлоридного состава во флюорите из кальцит-флюоритовых пород (g–i), а также кристалло-флюидные включения во флюорите из поздних прожилков кварц-карбонат-целестин-флюоритовых пород (j, k) (Nikolenko et al., 2018; Redina et al., 2020; Prokopyev et al., 2023a). Аббревиатуры минералов кристаллических фаз даны по Watt (2021).

1.5. Рудоносность рассол-расплавов ЦАСП

Проведено исследование металлоносных особенностей рудоносных рассол-расплавов карбонатитов методом LA-ICP MS (табл. 12.2 в Приложении 12). Оригинальность исследования заключается в анализе отдельных включений в кварце и флюорите из рудоносных карбонатитов Южной и Восточной Сибири, а также из магнетит-апатитовых и флюоритовых пород комплекса Мушугай-Худук (рис. 96). Результаты исследования показывают, что щелочные породы Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции характеризуются высокими концентрациями Na, K, Fe, Mn, Ca, Sr и Ba (0.1n–10n мас.%), а

также высокими содержаниями легких РЗЭ и Y - порядка 10n ppm – 0.1–1n мас.%; кроме того, установлены высокие концентрации Th и U, которые варьируют от 0.1n до 10 n ppm (табл. 12.2). На рисунке 96 показаны сравнительные диаграммы содержания основных и рудных элементов в рассол-расплавных включениях различных пород позднемезозойской Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции (Prokopyev et al., 2023a.).

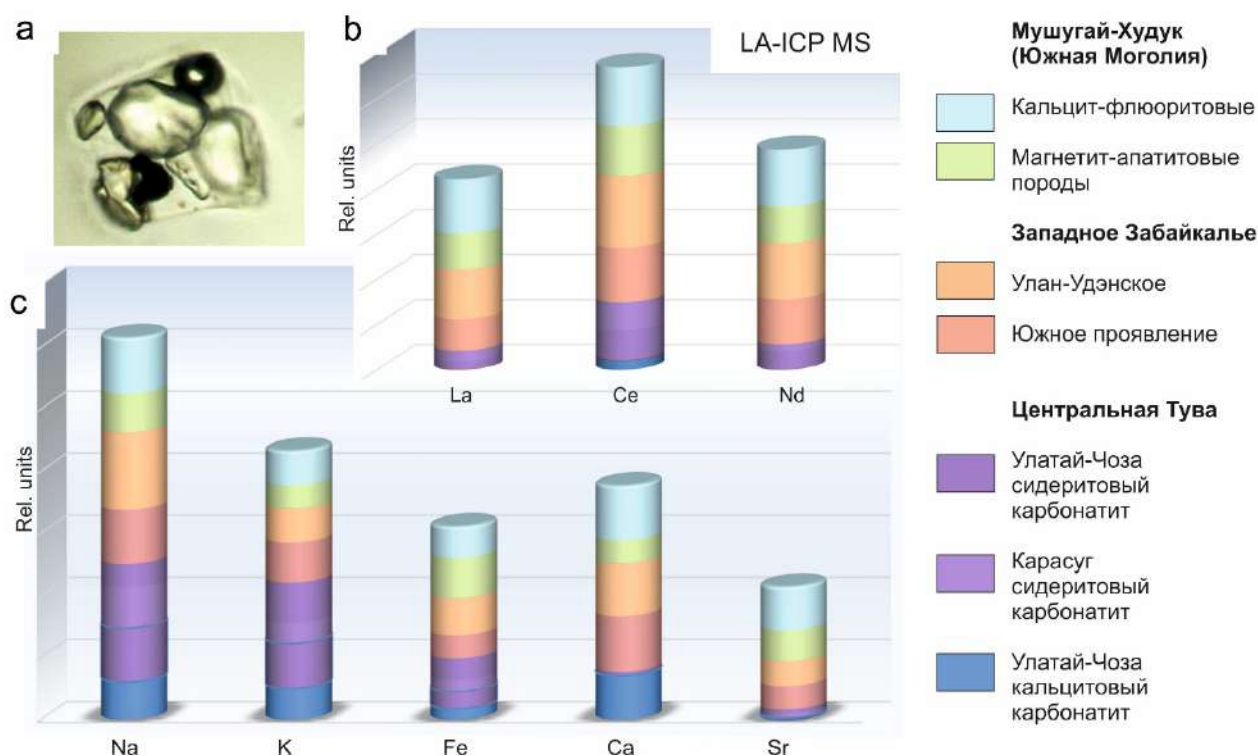


Рисунок 96. Результаты LA-ICP-MS исследований рассол-расплавных включений в щелочных комплексах Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции (из Prokopyev et al., 2023a). (a) Микрофотография рассол-расплавного включения; (b, c) – сравнительные диаграммы концентрации элементов в рассол-расплавных включениях различных пород. Табличные данные приведены в табл. 12.2 (Приложение 12).

Полученные данные LA-ICP-MS показывают, что карбонатиты Центральной Тувы имеют относительно высокие концентрации Na и K, подобно карбонатитам Южного проявления Западного Забайкалья (рис. 96). Содержание Ca в рассол-расплавных включениях схожи для карбонатитов Тувы (первая фаза), Забайкалья и флюорит-содержащих пород Мушугай-Худука. Повышенные концентрации Fe ожидаемо присущи магнетит-апатитовым породам Южной Монголии, а также сидеритовым карбонатитам Центральной Тувы (рис. 96b). Между тем, LREE (легкие РЗЭ) равномерно распределены в рассол-расплавах исследуемых рудоносных карбонатитов ЦАСП. Однако несколько большее количество Ce характерно для карбонатитовых руд Улан-Удэнского и Карасугского проявлений (рис. 96c).

Раздел 2. Карбонатиты Центрального Таймыра

Ранние исследования северных земель Арктической зоны Таймырского полуострова датируются первой половиной XXVIII века и связаны с именами знаменитых географов: Прончищевым В.В., Челюскиным С.И., Лаптевым Х.П., а затем Миддендорфом А.Ф., Норденшельдом А.Э., Нансеном Ф., Колчаком А.В., Старокадомским Л.М. и многими другими первооткрывателями, которые на протяжении сотен лет совершали маршрутные экспедиции, отбирали каменный материал и получали сведения о геологическом строении полуострова (Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2016).

Первый обзор результатов петрографических исследований был опубликован Баклундом В.О. в 1929 г., и в том же году в результате экспедиции Урванцева Н.Н. была составлена первая схема геолого-тектонического развития района. На реке Верхняя Таймыра впервые в те года было выделено несколько интрузивных тел, которые Соболев В.С. отнес к группе альнётитов, а петролог Моор Г.Г. затем относил их к слюдяным кимберлитам (Проскурнин и др., 2016). Картирование Таймырской низменности, на которой выделили исследуемый нами Верхнекыйдинский массив, осуществляли Троицкий С.А., Куликов Н.Н., Кухаренко А.А. и др. Каменный материал из музея Института Карпинского, собранный Кухаренко А.А. и др. был использован для петрологических исследований.

Во второй половине 1950-х гг. была издана первая геологическая карта масштаба 1:1 000 000 (Проскурнин и др., 2016). В это же время проходили геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000, захватывая территории южных гор Бырранга. Работы Погребницкого Ю.Е. в коллективе со Шануренко Н.К. и Гулиным С.А. впервые обозначили самостоятельные инъекционные карбонатные тела «тектонитов и метасоматитов с флюорит-барит-редкоземельной и уран-ториевой минерализацией» в центральной и восточной частях полуострова (Проскурнин и др., 2016). Эту группу изначально отнесли к девонским карбонатным образованиям. Геохимическая изученность «карбонатных массивов» в районе реки Верхняя Таймыра была крайне слабая. На этой площади в 1996 г. была проведена съёмка с целью выявления перспектив на медно-никелевое оруденение (Проскурнин и др., 2016).

Особый интерес к рудоносным «карбонатным телам» возник вновь в 2006-2007 гг. и 2010 г. в рамках проведения серии геолого-съёмочных, ревизионных и геологоразведочных работ сотрудниками Института Карпинского (Санкт-Петербург, Россия) (Проскурнин и др., 2010а,б). Внимание привлекло F-Ba-REE и золотосодержащее медно-полиметаллическое оруденение, связанное с «карбонатными телами». Все «карбонатные тела» неясного генезиса объединили в озёротаймырский комплекс (Проскурнин и др., 2016). В дальнейшем были проведены геологические, петрографические, изотопно-геохронологические и

термобарометрические исследования карбонатных пород восточной части Таймыра (полиметаллической специфики), которые показали причастность магматических процессов к их образованию в период 238-219 млн лет назад (Проскурнин и др., 2010б). Такие породы были названы специфичными «карбонатитами-кульдимитами», отличающиеся от типичных карбонатитов значительной примесью коровой компоненты в их источнике (Проскурнин и др., 2010а). Петрологическими исследованиями F-Ba-REE карбонатитов центральной части Таймыра (Верхнекыйдинский массив) не проводились с 1950-х гг.

С карбонатитами Центрального Таймыра в пределах Верхнекыйдинского щелочно-карбонатитового массива пространственно ассоциируют дайки и интрузивные тела ультраосновных лампрофиров – альнёитов (по Проскурнин и др., 2016). Такие породы широко распространены на Таймыре (Верниковский, 1996), однако ультраосновные лампрофиры Центрального Таймыра были объединены в отдельный мооровский комплекс в 2016 г. (Проскурнин и др., 2016). Ранее проводились изотопно-геохронологические исследования этих пород, которые показали среднетриасовый возраст формирования (Проскурнин и др., 2023). Однако вопрос о петролого-генетической связи карбонатитов и ультраосновных лампрофиров остается открытым, равно как и дискуссионным остается вопрос отнесения лампрофиров и карбонатитов в единый или разные комплексы на геологической карте.

Таким образом, петрологические исследования рудоносных карбонатитов Центрального Таймыра являются новыми и значимыми в геологии Таймырского полуострова. По результатам проведенных исследований опубликована статья: Prokopyev, I.R.; Doroshkevich, A.G.; Starikova, A.E.; et al. (2023) 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. В рамках диссертационной работы приведен обзор полученных геологических, минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических данных, а также показаны результаты термобарогеохимических исследований расплавных и флюидных включений в минералах с целью сравнения их с данными по включениям в минералах схожих по генезису щелочно-карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатской провинции, что позволило, в свою очередь, определить особенности состава и эволюции флюидов F-REE-карбонатитов, сформированных в складчатых поясах обрамления Сибирского кратона.

2.1. Геологическая позиция, состав и возраст карбонатитов

Таймыро-Североземельский регион включает в себя полуостров Таймыр, окруженный Карским и Лаптевым морями, и архипелаг Северная Земля (рис. 97). Геологические комплексы этих объектов объединены в Таймыро-Североземельскую складчато-надвиговую область, которая является северным обрамлением Сибирской платформы (Верниковский, 1996). Эта область включает три тектонические зоны северо-восточного простирания: Южно-Таймырскую, Центрально-Таймырскую и Северо-Таймырскую, которые отделяются друг от друга двумя разломными нарушениями - Пясино-Фадеевским и Главным Таймырским (Верниковский, 1996) (рис. 97). Северная часть Северо-Таймырской зоны перекрывается водами Карского моря, а южная граница Южно-Таймырской зоны перекрыта отложениями Енисей-Хатангского прогиба (Верниковский, 1996).

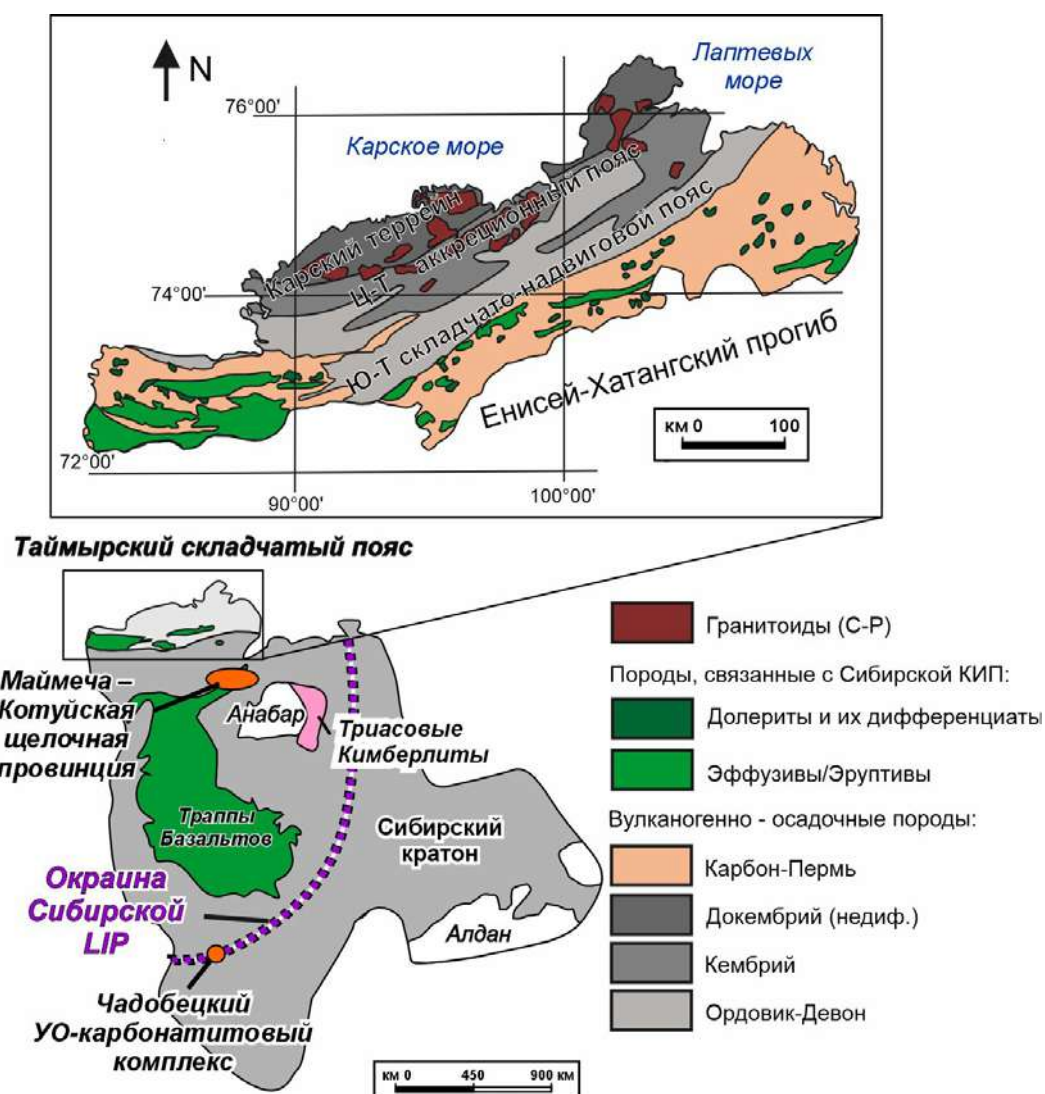


Рисунок 97. Верхняя часть рисунка – упрощенная геологическая схема полуострова Таймыр (с изменениями после Augland et al. (2019)). Нижняя часть рисунка – упрощенная геологическая карта Сибирского кратона; пунктирные линии показывают границы Сибирской LIP (с изменениями после Pernet-Fisher et al. (2015); Prokopyev et al., 2023b).

В строении Южно-Таймырской области выделяют две формации: позднекаменноугольно-раннетриасовую мелководную и континентальную осадочную толщу (Южно-Быранская), которая залегает на ордовикско-среднекаменноугольной шельфовой толще карбонатного состава (Северо-Быранская) (Верниковский, 1996). Залегание отложений в разной степени нарушено. Здесь распространены нижнетриасовые вулканогенные породы трапповой формации (потоки базальтов, силлы, дайки долеритов) и поздне триасовые дайки габброидов, гранитоидов, щелочных и субщелочных сиенитов (Верниковский, 1996). Северный Таймыр включает зеленосланцевую фацию неопротерозойско-раннепалеозойских турбидитов, а также гранитные интрузии каменноугольно-пермского возраста (Верниковский, 1996; Верниковский и др., 2011; Zhang, 2015). Центрально-Таймырская область состоит из слабо или метаморфизованных поздне неопротерозойских и позднепалеозойских отложений континентальной окраины, несогласно залегающих на толще неопротерозойских вулканогенно-осадочных пород, в том числе обломков офиолитов, островодужных вулканических пород и континентальной коры разной степени метаморфизма (Верниковский, 1996; Zhang, 2015).

Согласно последним исследованиям, выделяют несколько этапов становления Таймыро-Североземельской области: в позднем докембрии Центрально-Таймырский аккреционный пояс сталкивается с Южно-Таймырским складчатым поясом; в позднем палеозое Карский и Североземельские террейны, объединённые в Северо-Таймырский блок, присоединились уже к объединенным Центральной и Южной областям (Metelkin et al., 2005; Pease and Vernikovsky, 2000; Верниковский, 1996; Верниковский и др., 2011).

Активность Сибирского плюма на рубеже перми-триаса на территории Евразии, включая Сибирский кратон и южную Арктику, отразилось не только на Сибирском кратоне в виде объектов Сибирской крупной изверженной провинции (LIP), но и стала источником формирования на Таймыре траппов базальтов и долеритовых силлов и даек, а также комплексов сиенитов и А-гранитов, входящие в состав Сибирской LIP (Vernikovskiy et al., 2003; Ivanov et al., 2013; Pernet-Fisher et al., 2015; Augland et al., 2019) (рис. 97).

Считается, что максимальная плюмовая активность маркируется извержением траппов базальтов, однако процесс имеет предтрапповые и посттрапповые стадии, которые фиксируются формированием щелочных ультраосновных и основных комплексов, а также карбонатитовыми импульсами (Ernst, 2014). В ряде работ (например, Ivanov et al., 2013) были установлены два пика активности Сибирского плюма: ~250 млн лет назад (граница перми-триаса) и ~240 млн лет назад (средний триас). Более того, геохронологические исследования щелочно-ультраосновных, сиенитовых и кислых расслоенных комплексов на Таймырском полуострове установили их синхронность формирования с основной фазой вулканической и

субвулканической деятельности Сибирской LIP (Vernikovskiy et al., 2003; Augland et al., 2019). Главными такими комплексами выступают (рис. 97): Маймеча-Котуйская провинция на севере Сибирского кратона (Соболев и др., 2009; Kogarko and Zartman, 2011), чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс на южной окраине зоны влияния плюма (Prokopyev et al., 2020; Doroshkevich et al., 2019; Nosova et al., 2020) и ряд лампрофировых тел на Сибирском кратоне и Таймыре (Врублевский и др., 2005; Carloson et al., 2006; Sun et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2015). Об объектах Сибирской LIP уже шла речь в предыдущих разделах, в частности, при описании петрогенезиса чадобецкого комплекса.

Исследуемые карбонатиты находятся в пределах листа S-46, на котором магматические комплексы определенного временного этапа территориально разделены. Среднекаменноугольные-позднетриасовые образования располагаются в Карском и Южно-Бырангском районах. В первом из них присутствуют позднепалеозойские, раннемезозойские комплексы гранитоидного, монцонит-граносиенитного и лампрофирового состава. Для второго выделяют три стадии магматизма (позднепермско-раннетриассовая, средне-позднетриасовая и позднетриасовая), которые проявлены на трех площадях: Озёротаймырской, Диксонской и Коротковской (Проскурнин и др., 2016) (рис. 98).

В пределах Озёротаймырской площади, где локализуется исследуемый объект, выделяют позднепермско-раннетриасовые трахидолеритовый (тарисеймитаринский), долеритовый (бырангский), пикрогаббродолеритовый (левлинский) и оливинит-пикрит-габбродолеритовый (боотанкагский) комплексы (Проскурнин и др., 2016). Средне-позднетриасовые комплексы имеют умеренно-щелочной шрисгеймит-феррогаббродиоритовый (дюмталейский), габбро-долеритовый (верхнетаймырский), габбро-монцонит-сиенитовый (дикарабигаийский) состав. Последние позднетриасовые магматические образования представлены карбонатитами (Верхнекыйдинский массив) и альнётитами (мооровский комплекс) (Проскурнин и др., 2016). Карбонатиты входят в состав Верхнекыйдинского массива, который совместно с Нижнекыйдинским и Дикарбигаийским массивами слагают умеренно-щелочной дикарбигаийский комплекс (рис. 98).

Исследуемые карбонатиты находятся в пределах листа S-46, на котором магматические комплексы определенного временного этапа территориально разделены. Среднекаменноугольные-позднетриасовые образования располагаются в Карском и Южно-Бырангском районах. В первом присутствуют позднепалеозойские, раннемезозойские комплексы гранитоидного, монцонит-граносиенитного и лампрофирового состава. Для второго выделяют три стадии магматизма (позднепермско-раннетриассовая, средне-позднетриасовая и позднетриасовая), которые проявлены на трех площадях: Озёротаймырской, Диксонской и Коротковской (Проскурнин и др., 2016) (рис. 98).

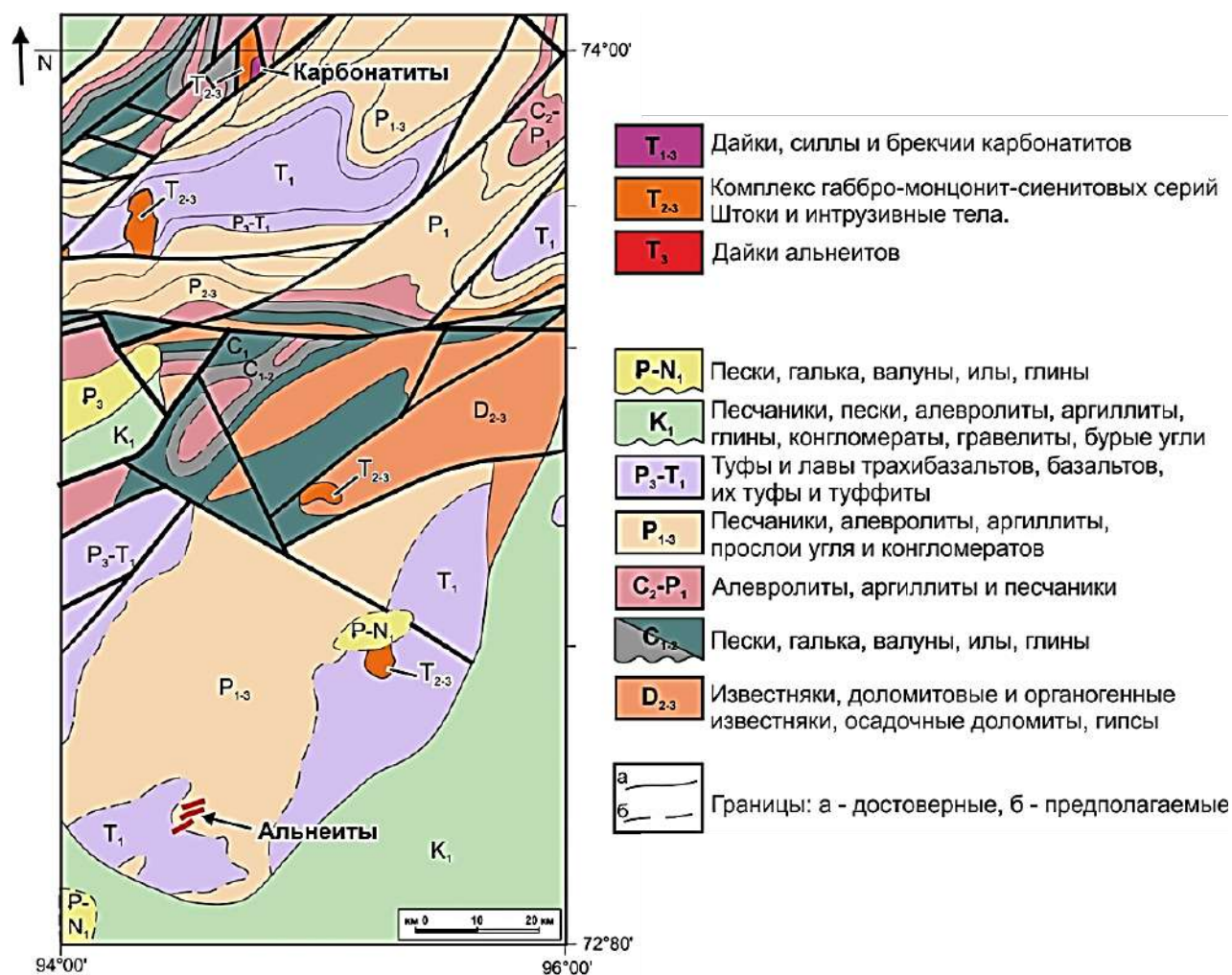


Рисунок 98. Геологическая схема расположения карбонатитов и альнэитов (после Проскурнин и др. (2016) и Prokopyev et al. (20236)).

Исследуемые карбонатиты Верхнекыйдинского массива представлены преимущественно брекчиями карбонат-флюорит-бастнезит-баритового состава. Они формируют дайкообразные тела мощностью от 35 до 70 м и протяженностью до 175 м, залегают на контакте щелочно-сиенитового массива (рис. 98). Химические анализы рудоносных карбонатных брекчий показывают повышенные концентрации лантана (0.22-0.94 %), церия (0.6-2.8 %), неодима (0.27-0.42 %), празеодима (до 0.06 %) и урана (до 0.49 %); общее содержание РЗЭ достигает 5.38 % (Проскурнин и др., 2016). Вмещающими породами для карбонатитовых тел являются различные осадочные и вулканические породы: девонские доломитовые и обогащенные органикой известняки, доломит и гипс, карбон-пермские песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты, а также пермо-триасовые отложения туфов, туффитов и лав трахибазальтового и основного состава (Проскурнин и др., 2016).

По описаниям полевых геологов карбонатиты представляют собой трубки взрыва в диаметре до нескольких десятков метров; «в брекчиях содержатся мелкие обломки

карбонатизированных сиенитов, долеритов, а также карбонатных осадочных пород» (Гулин, 1970). Содержание флюорита в брекчии в среднем составляет 15-20 % объема, но может достигать 35-40 %; среднее содержание гематита 5-15 %, а барита местами содержится в количестве до 30-40 % (Гулин, 1970). Флюидно-эксплозивные брекчии состоят из порфирокластических зерен белого кальцита, реже темно-фиолетового флюорита размером до 0.5-1.0 см, заключенных в мелкозернистой вишнево-бурой или желто-бурой из-за окислов железа связующей массе. Изредка отмечаются идиоморфные зерна кварца размером до 1 мм с полиминеральными включениями овальной формы и зерна пирита размером до 1.5-2 мм, иногда футляровидные (Гулин, 1970). В связующей массе присутствуют кальцит, неравномерно распределенные флюорит, барит, гематит, кварц, пирит, фторкарбонаты редких земель, среди которых главным является бастнезит. Кроме бастнезита отмечаются анкилит, кордилит $[\text{NaBaCe}_2(\text{CO}_3)_4\text{F}]$, синхизит и паризит (Гулин, 1970). Флюорит образует как крупные идиоморфные кристаллы, иногда зональные, так и неправильные, а также обломочные зерна, входящие в состав связующей массы. Карбонатные зерна, особенно порфирокласты, в значительной мере раздроблены, а иногда пластически деформированы. Раздробленные зерна часто залечены новообразованным кальцитом или мелкозернистым гранулярным кварцевым и карбонатно-кварцевым агрегатом, с участием барита (Гулин, 1970).

По результатам проведенных детальных исследований минеральный состав неизмененных карбонатитов представлен основными первичными минералами кальцитом (40-50 об.%), флюоритом (20-35 об.%), баритом и бастнезитом-(Ce) (10-20 об.%); второстепенные минералы (5-10 об.%) включают в себя фторapatит, магнетит, гематит, монацит-(Ce), паризит-(Ce) и синхизит-(Ce), роскоэлит, кварц, доломит, рутил, а также пирит и уранинит (Prokoryev et al., 2023b). Акцессорные минералы (~1%) представлены редкими микрозернами циркона и титанита (рис. 99). В брекчиях карбонатитов, как отмечено ранее, диагностированы фрагменты ксенолитов вмещающих осадочных пород и ксенокристы калиевого полевого шпата, флогопита и кварца. Карбонатиты изменены гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами; первичные минералы замещены вторичными – хлоритом, мусковитом, сидеритом, оксидами и гидроксидами Fe (рис. 99).

Зерна бастнезита-(Ce) из неизмененного карбонатита на BSE-изображениях выглядят полностью однородными; они имеют очень низкие содержания U и Pb, тогда как содержание Th колеблется от 500 до 1450 ppm (табл. 12.3 в Приложении 12). Таким образом, среднее отношение Th/U составляет примерно 308. На рисунке 96 и в таблице 10.3 приведены результаты U-Th-Pb изотопно-геохронологического анализа 20 зерен бастнезита из неизмененного карбонатита (обр. T-695), который показал, что средневзвешенный возраст

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 246.5 ± 1.9 млн лет (СКВО = 056) (Prokoryev et al., 2023b). Этот возраст интерпретируется как время образования карбонатитов.

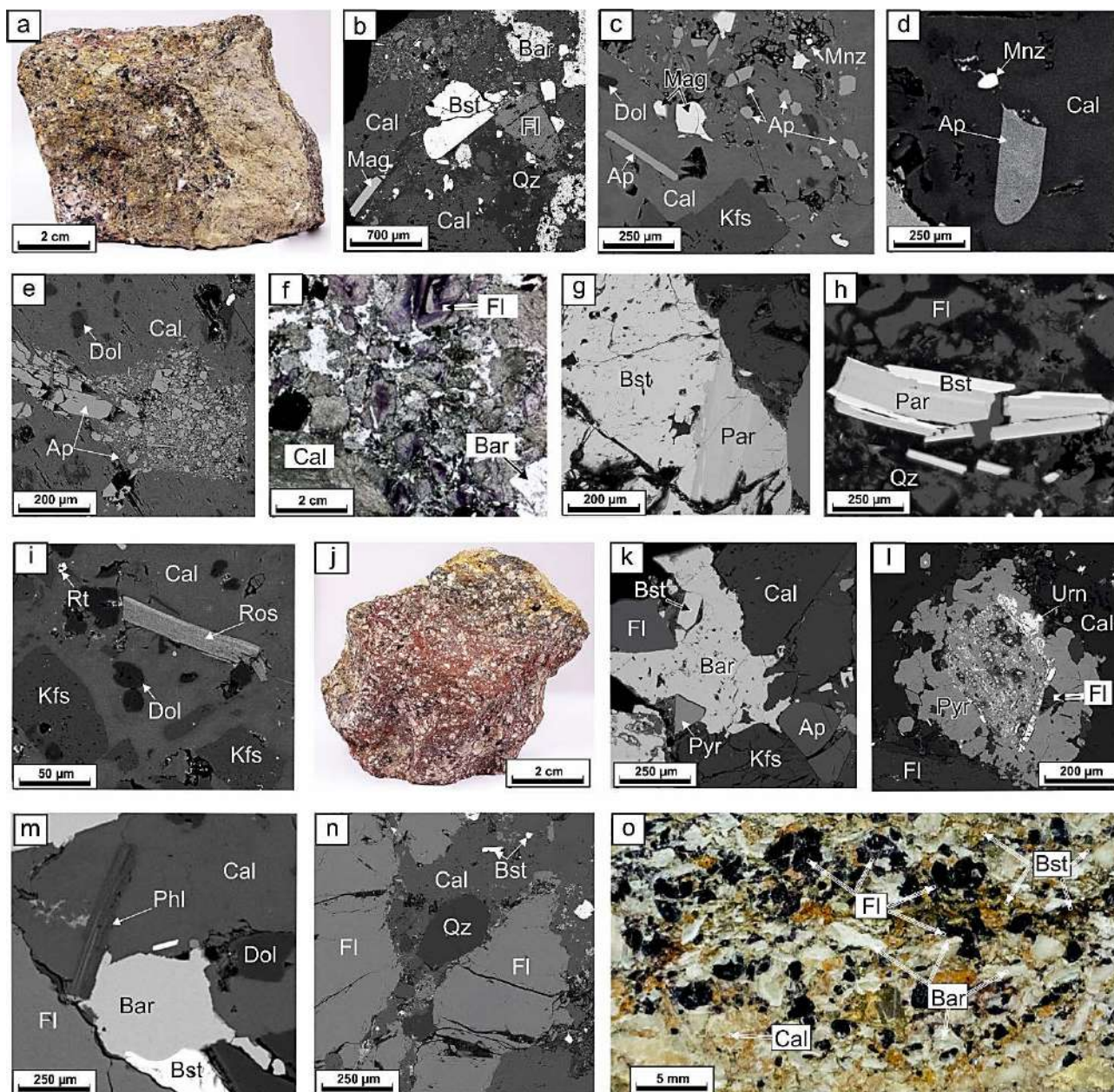


Рисунок 99. Минералогия карбонатитов Центрального Таймыра (из статьи Prokoryev et al., (2023b)): (a, j) – фото штучных образцов карбонатитов; (b-e, g-i, k, l-n) - BSE-изображения; (f) – петрографическое фото; (o) – фото полировки. Обозначения минералов: Bar – барит, Bst – бастнезит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Fl – флюорит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Mnz – монацит, Par – паризит, Phl – флогопит, Pyr – пирит, Qz – кварц, Ros – роскоэлит, Rt – рутил, Urn – уранинит.

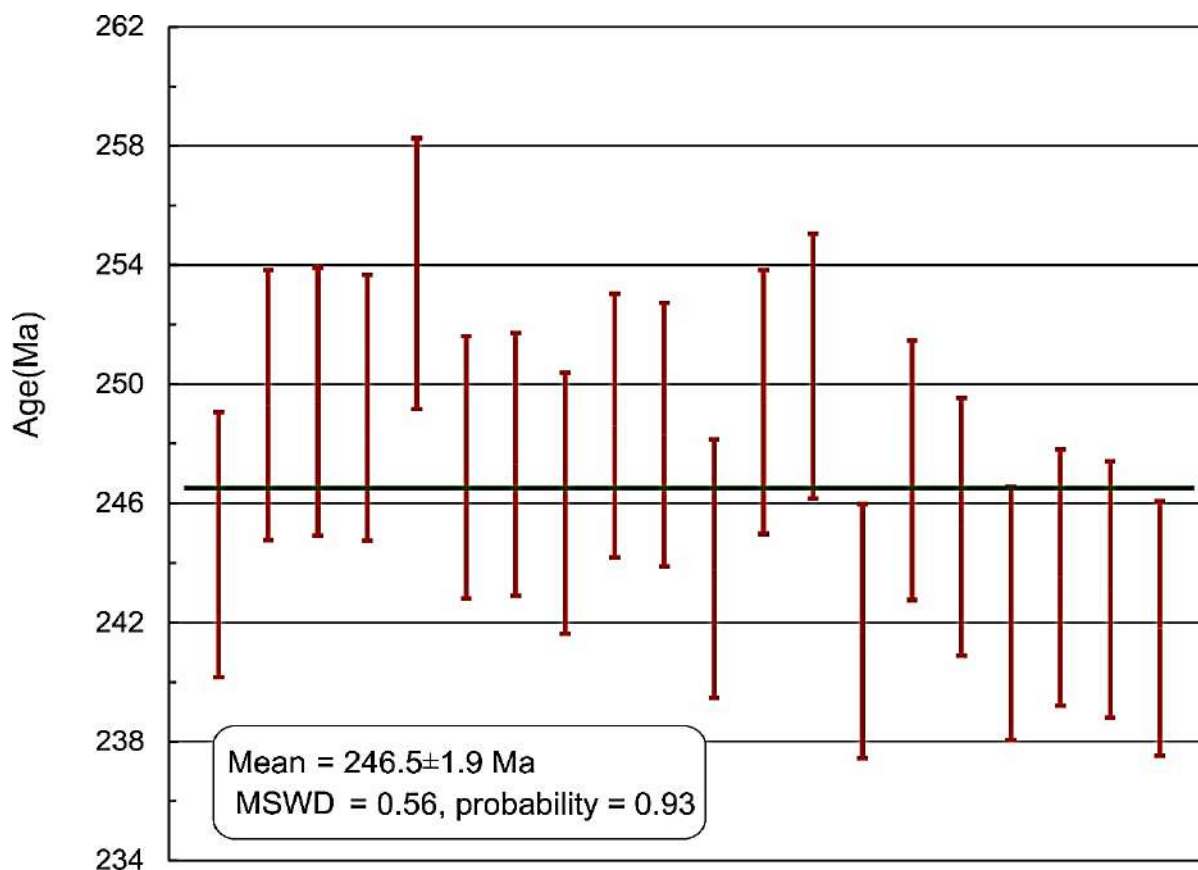


Рисунок 100. Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст бастнезита из карбоната (обр. Т-695) (данные опубликованы в работе Prokoryev et al. (20236)).

В работе Prokoryev et al. (2023b) приведено детальное описание и представлены фактурные данные по минералогии, геохимии и изотопии (Nd) карбонатитов Центрально-Таймырского региона. В рамках данной диссертационной работы показаны результаты термобарогеохимических исследований расплавных и флюидных включений в минералах карбонатитов с целью сравнения их с данными по включениям в минералах щелочно-карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатской провинции.

2.2. Исследования включений в минералах карбонатитов

В магматическом флюорите установлены одиночные минеральные включения кальцита (рис. 101a). Включения располагаются единично. Форма вакуоли включений – округлая; размеры включений составляют 10–20 мкм (рис. 101a). SEM EDS анализ показал, что кальцит во включениях содержит примесь SrO до 0.37 мас.%.

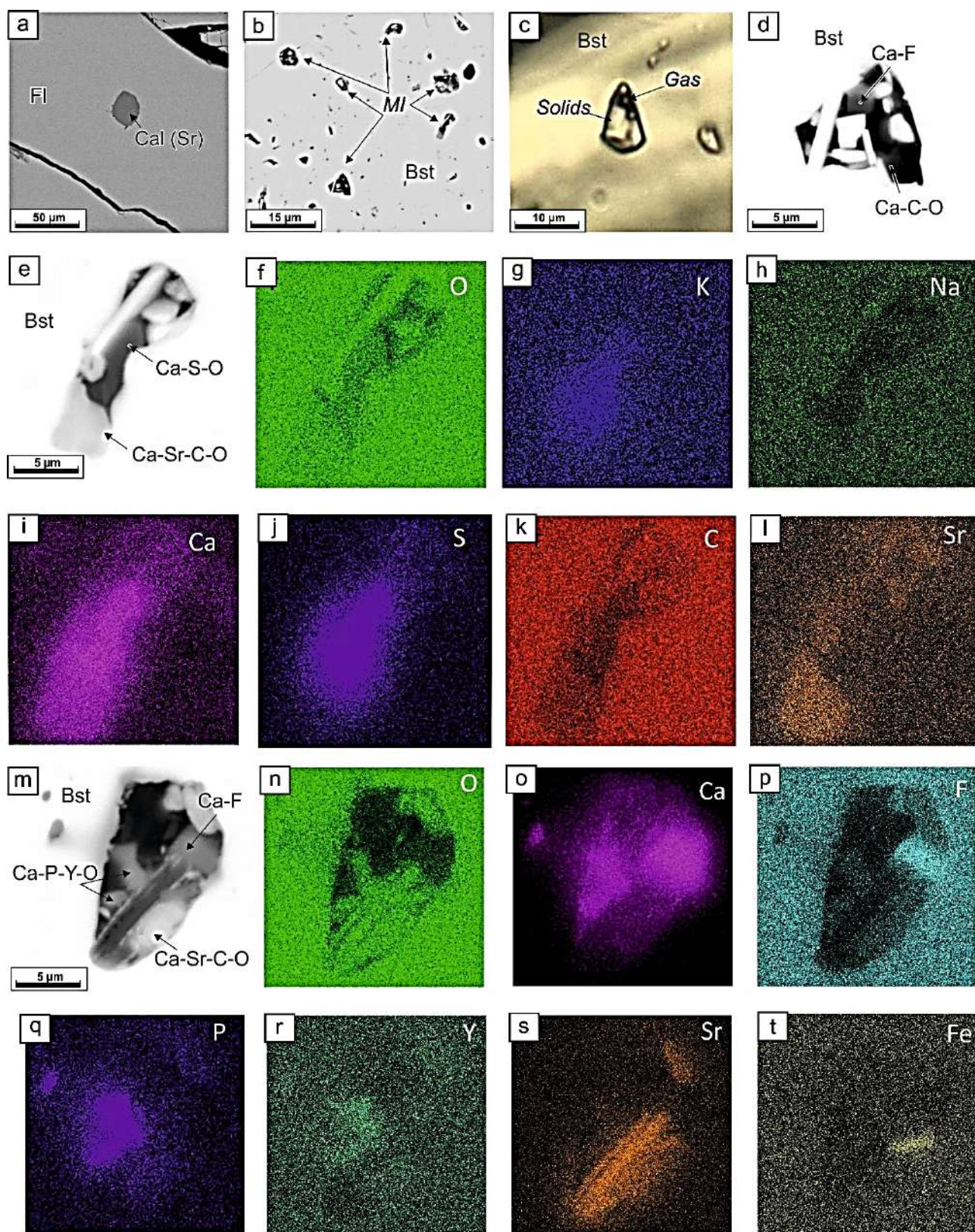


Рисунок 101. Минеральное включение кальцита во флюорите (a); рассол-расплавные включения (MI) в бастнезите-(Ce); (b, d, e, m) – BSE-изображения включений; (c) – фотография включения в проходящем свете; (f–l, n–t) – результаты SEM-элементного картирования вскрытых включени (e) и (m), соответственно. Рисунок из публикации Prokoryev et al. (2023b).

В магматическом бастнезите-(Ce) обнаружены поликристаллические многофазные включения высокой концентрации (рис. 101b,c,d,e,m). Включения локализованы группами в центральных участках минерала-хозяина (рис. 101b); имеют округлую, вытянутую, реже неправильную и иногда отрицательную форму кристаллов и классифицированы нами как первичные рассол-расплавные включения. Размеры включений небольшие - в среднем 5–10 мкм, что значительно затрудняет их исследования. Включения содержат газовую фазу (5-10 об.%), а также набор кристаллических изотропных и анизотропных фаз вытянутой, прямоугольной, округлой и неправильной формы, занимающих более 90 об.%, остальное пространство заполнено жидкостью (рис. 101).

SEM-элементное картирование минеральных фаз во вскрытых рассол-расплавных включениях в бастнезите-(Ce) выявило наличие карбонатов, фосфатов, сульфатов и фторидов кальция. Также установлено возможное присутствие сульфата Na (?) и рудной фазы оксида Fe. Изотропные прямоугольные фазы идентифицированы как хлориды Na и K. По данным SEM анализа содержание Na значительно преобладает над K, а суммарное содержание K_2O+Na_2O в единичных включениях составляет 0.32-3.06 мас.%. Таким образом, предположительно, минеральный состав кристаллических фаз рассол-расплавных включений в бастнезите представлен: флюоритом, кальцитом (с примесью Sr), фторапатитом (с Y) и/или ксенотимом-(Y), гематитом/магнетитом, а также преобладающими по объему и содержанию фазами галита и сильвина, ангидрита и тенардита (рис. 101e-t). Состав кристаллических фаз в рассол-расплавных включениях выдержан, что позволяет их отнести к дочерним. К сожалению, Рамановской спектроскопией не удалось определить состав газовой фазы, равно как и провести достоверную диагностику дочерних фаз из-за высокого по интенсивности матричного эффекта (спектра минерала-хозяина включений).

Серия экспериментов (порядка 25 замеров) по нагреву включений показали ghwjtcc декрипитации включений при температурах выше 550°C в следствие деформации бастнезита (растрескивания по спайности). Таким образом, не удалось установить истинную температуру гомогенизации рассол-расплавных включений в бастнезите. При достигнутых максимальных температурах 500-550°C порядка две трети объема кристаллических фаз включений были расплавлены, тогда как газовая фаза полностью растворялась примерно при 200–250°C.

В магматическом флюорите были диагностированы первичные рассол-расплавные включения (рис. 102a,d). Включения располагаются группами по 3-5 индивида по зонам роста и в центральных плоскостях кристаллов флюорита. Форма вакуоли включений округлая или неправильная, вытянутая, имеет прямоугольное сечение. Включения по размеру составляют 5-15 мкм. Рассол-расплавные включения содержат газовую фазу (до 5-10 об.%), представленную жидкой CO_2 (по данным КР-спектроскопии); набор кристаллических фаз

изотропных и анизотропных неправильной, округлой формы (до 7-10 фаз во включении), занимающих 85-95 об.%; остальное пространство заполнено жидкостью (рис. 102).

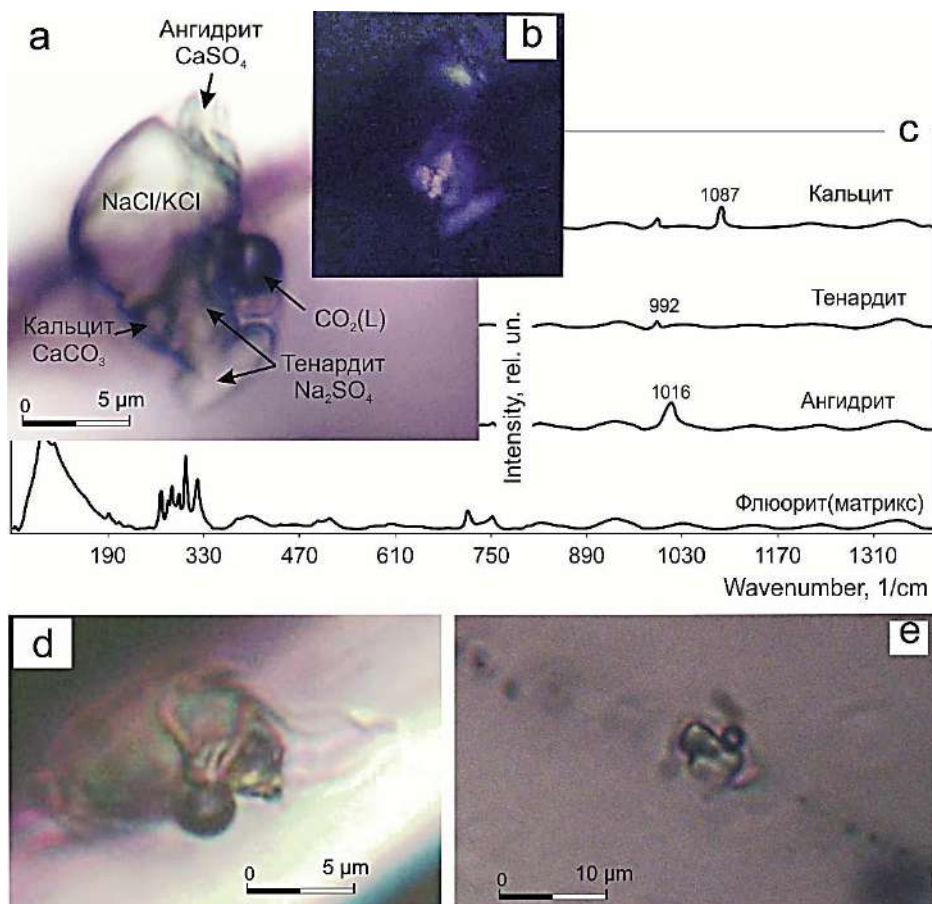


Рисунок 102. Включения во флюорите карбонатитов Таймыра. Фотография рассол-расплавного включения в проходящем свете (a, d) и в скрещенных николях (b); результаты диагностики дочерних фаз методом КР-спектроскопии (c). Фото вторичного многофазного флюидного включения (e).

Диагностика кристаллических дочерних фаз в рассол-расплавных включениях во флюорите методом КР-спектроскопии показала наличие анизотропных фаз карбонатов – кальцита, сульфатов Na и Ca – тенардита и ангидрита (рис. 102a–c); SEM-анализ включений подтвердил присутствие изотропных хлоридов Na и K во включениях – галита и сильвина, содержание $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$, а также присутствие, предположительно, фаз F-REE карбонатов. В объемном соотношении во включении сульфаты и хлориды присутствуют примерно в равных количествах и значительно преобладают над карбонатами.

Термометрические исследования (порядка 28 замеров) показали, что плавление кристаллических фаз в сравнительно крупных (10-15 мкм) рассол-расплавных включений во флюорите начинается при температурах выше 320°C ; плавление сульфатных и карбонатных фаз происходит при температурах $380\text{--}420^\circ\text{C}$, а галит растворяется при температурах $480\text{--}520^\circ\text{C}$.

°С. Температура полной гомогенизации небольших по размерам (5-10 мкм) сингенетических включений отвечает диапазону 580-610 °С.

В гидротермальном флюорите (прожилках и зернистых агрегатах с кварцем) установлены первичные и псевдотричные кристалло-флюидные включения (рис. 102е, рис. 103а). Включения группируются в центральных частях и вдоль залеченных трещин флюорита; размер включений составляет порядка 5–15 мкм; форма вакуоли имеет прямоугольное или неправильное сечение (рис. 103а). Флюидные включения содержат газовую фазу, состоящую по данным Рамановской спектроскопии из углекислого газа; газовый пузырек заполняет 5–10 об.% вакуоли включений (рис. 103а,б). Кроме того, порядка 30–60 об. % включений обычно занимают от одной до трех кристаллических фаз, соответствующих галиту и/или сильвину (NaCl/KCl) - для первичных включений; а также Na-Са-гидрокарбонату - гейлюсситу ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) – для вторичных включений (рис. 103а,с).

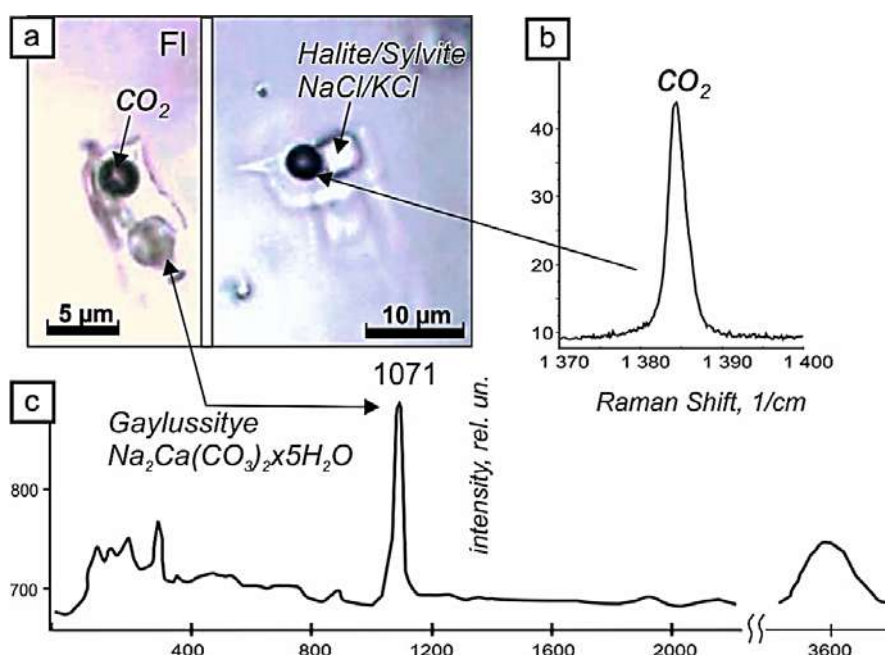


Рисунок 103. Результаты диагностики состава многофазных флюидных включений во флюорите. (а) – Микрофотография исследованных включений в проходящем свете; (б) – спектр газовой фазы и (с) – КР-спектр дочерней фазы гидрокарбоната Са-На. Рисунок из публикации Prokoryev et al. (2023b).

Общая соленость хлоридных флюидов оценивается примерно в 25–55 мас.% NaCl -экв. При повышении температуры газовая фаза полностью растворялась при 150–170°С, тогда как первое плавление кристаллических фаз происходило немногим выше 190°С. Температура гомогенизации хлоридсодержащих и бикарбонатных включений соответствует диапазонам 410–460°С и 230–255°С, соответственно. В кварце, бастнезите-(Се) и флюорите имеется большое количество вторичных газовой-жидких включений, размерами не более 5–7 мкм.

Раздел 3. Интерпретация и обсуждение полученных данных

3.1. Петрогенезис карбонатитов ЦАСП

Детальный анализ расплавных и флюидных включений в карбонатитах и связанных с ними щелочно-силикатных породах Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции показал участие процессов как многофазной силикатно-карбонатно-солевой несмесимости, так и фракционной кристаллизации в становлении исследуемых карбонатитовых комплексов. Само понимание механизмов и процессов формирования рудоносных ассоциаций при эволюции щелочно-карбонатитовых рудно-магматических систем является важным аспектом, который может быть проинтерпретирован на основе полученных данных физико-химических условий генерации специфичных флюидов, захваченных минералами пород.

Как упоминалось во введении диссертации, процесс несмесимости не может объяснить высокую концентрацию РЗЭ в карбонатитах (Veksler et al., 1998, 2012; Martin et al., 2012, 2013). Однако на ранних стадиях кристаллизации в накоплении РЗЭ могут участвовать такие активные агенты, как F, S, P, Cl и кальцит (Chebotarev et al., 2022). При насыщении карбонатитовых расплавов кальцитом и образовании больших количеств карбонатных кумулятов происходит обильное обогащение жидкой фракции РЗЭ (Chebotarev et al., 2022). Таким образом, по мере того, как карбонатитовые расплавы превращаются в кумулаты с более высоким содержанием Mg и Fe, ключевые компоненты (или агенты), такие как Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , H_2O , CO_2 , F, Cl^- , SO_4^{2+} остаются и постепенно накапливаются в карбонатитовом расплаве, действуя как «флюсы». Такие «флюсы» отчетливо фиксируются в карбонатитовых минералах в виде специфических рассол-расплавных и кристалло-флюидных включений, исследованию которых посвящена глава 5 и предшествующие разделы. Сами по себе флюиды несут информацию о физико-химических параметрах минерало- и рудообразования карбонатитовых систем при эволюции от магматического этапа к гидротермальному, при этом не теряя свидетельств участия механизмов несмесимости и дифференциации в этих процессах.

Щелочно-карбонатитовые комплексы Западного Забайкалья генетически связаны с щелочно-силикатными породами - шонкинитами и щелочными сиенитами. Исследования расплавных включений в последних свидетельствуют о том, что карбонатиты халютинского комплекса образовались в результате многофазной силикатно-солевой (карбонатно-сульфатной) несмесимости при температурах выше 780–800 °C. Рассол-расплавы карбонатитов Халюты, Южного, Аршана и Улан-Удэнского проявлений имеют щелочной хлоридно-фторидно-карбонатно-сульфатный состав и сформировались в интервале температур выше 560–480 °C. Основные рудоносные (F-Ba-Sr-REE) минеральные ассоциации образовались при участии этих рассол-расплавов и представлены кальцитом, флюоритом,

бастнезитом-(Ce), баритом, целестином, монацитом-(Ce), альбитом, Nb-рутилом, ильменитом, глауберитом, плюмбоарозитом и др. (табл. 12.1 в Приложении 12) (рис. 104).

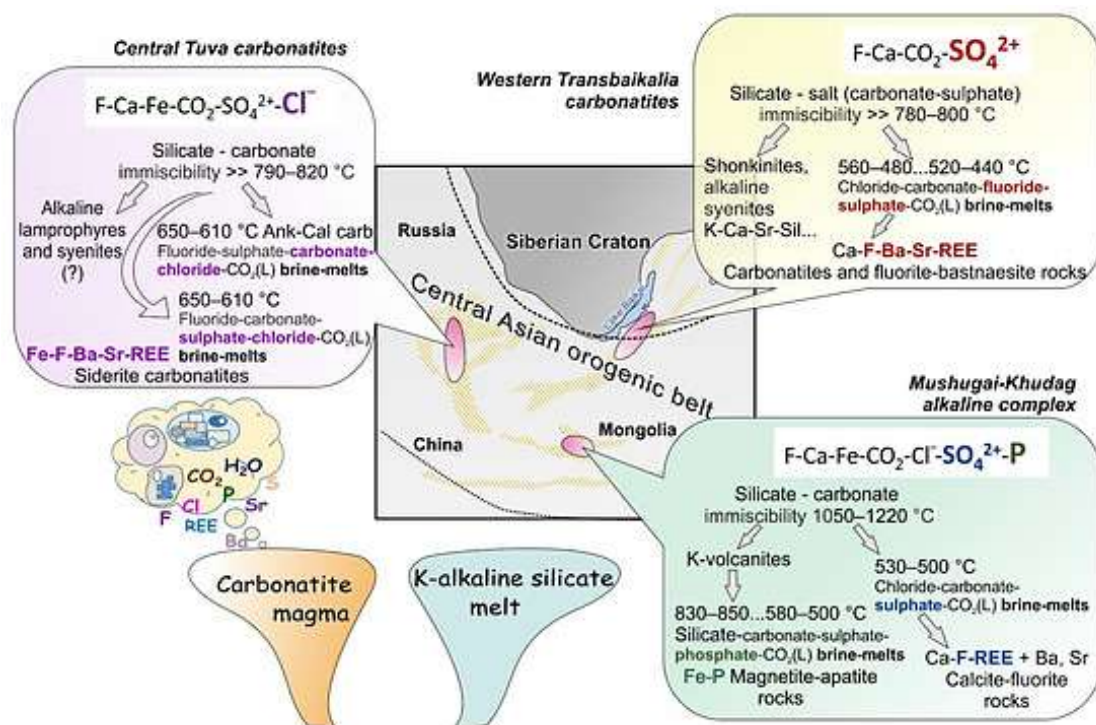


Рисунок 104. Схематическая модель петрогенезиса щелочно-карбонатитовых комплексов Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции, отображающая информацию о составе расплавных и флюидных включений, ответственных за процессы минерало- и рудообразования. Рисунок из публикации Prokoryev et al. (2023b).

Отметим, что флюорит-бастнезитовые карбонатиты Улан-Удэнского проявления содержат рудоносные рассолы-расплавы, в которых концентрация легких лантаноидов может достигать нескольких процентов, что существенно выделяет их среди объектов ЦАСП (. Следующий этап минералообразования карбонатитов Забайкалья связан с кристаллизацией гидротермальных ассоциаций с баритом, флюоритом, кальцитом, целестином, монацитом-(Ce), паризитом-(Ce), синхизитом-(Ce), сидеритом и др., за формирование которых ответственны концентрированные флюидные растворы (45-64 мас.%) сульфатно-карбонатно-хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного составов с температурами гомогенизации от 470–360 и 250–135 °C, соответственно (табл. 12.1).

Карбонатиты Центрально-Тувинского региона внедрялись в два этапа с образованием анкерит-кальцитовых и сидеритовых рудоносных карбонатитов, однако их парагенетическая связь с пространственно ассоциирующими щелочно-силикатными породами и лампрофитами еще не доказана. Тем не менее, проведенные исследования расплавных включений на карбонатитах четко указывают на температуры кристаллизации карбонатитов выше 850 °C.

Рассол-расплавные включения анкерит-кальцитовых карбонатов Карасугского и Улатай-Чозского комплексов имеют щелочно-фторидно-сульфатно-карбонатно-хлоридный состав; температуры гомогенизации составляют 610–650 °С. На первом этапе в карбонатах Центральной Тувы кристаллизовались кальцит, анкерит, флогопит, фторапатит, титаномагнетит, кварц, альбит, мусковит, флюорит, монацит-(Ce) и бастнезит-(Ce).

Рудоносные (Fe-F-Ba-Sr-REE) рассол-расплавы сидеритовых карбонатов имеют фторидно-карбонатно-сульфатно-хлоридный состав, с температурами гомогенизации рассол-расплавов ~ 650–610 °С. На этом этапе образовались сидерит, кальцит, доломит, флюорит, кварц, барит, Ва-целестин, бастнезит-(Ce), фторапатит, мусковит и магнетит (табл. 10.1). Кроме того, рудоносные рассол-расплавы сидеритовых карбонатов сравнительно обогащены щелочами (Na и K) и LREE (Ce). Гидротермальный этап карбонатов Центральной Тувы связан с участием солевых флюидных фторидно-карбонатно-сульфатно-хлоридных и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных растворов, гомогенизация включений которых соответствует температурам 480–420 °С и 380–300 °С. Эти флюиды ответственны за гидротермальную стадию рудообразования в карбонатах, которая включает минеральные ассоциации с сидеритом, кальцитом, доломитом, флюоритом, кварцем, баритом, Ва-целестином, бастнезитом-(Ce), паризитом-(Ce), синхизитом-(Ce), ксенотимом-(Y), фторапатитом, стронцианитом и др. минералами (табл. 12.1).

Щелочной комплекс Мушугай-Худук содержит локальные проявления рудоносных пород магнетит-апатитового и РЗЭ-целестин-флюорит-карбонатного составов, образовавшимися в следствие силикатно-карбонатно-солевой несмешиваемости и процессов фракционной кристаллизации. Считается, что за генезис карбонатов и рудоносных магнетит-апатитовых пород ответственны рассол-расплавы карбонатно-фосфатного, фосфатно-сульфатного, фторидно-сульфатного и хлоридно-сульфатного составов (Andreeva, Kovalenko, 2003). Авторские исследования подтверждают, что апатит-магнетитовые породы образовались в результате кристаллизационной дифференциации из силикатно-солевого расплава с высоким содержанием фосфатов и сульфатов при температурах выше 830–850 °С (Nikolenko et al., 2018). Рассол-расплавы имеют преимущественно силикатно-карбонатно-сульфатно-фосфатный (в магнетит-апатитовых породах) и хлоридно-карбонатно-фторидно-сульфатный (в РЗЭ-карбонат-флюоритовых породах) составы с интервалами температур гомогенизации 830–850 и 500–580 °С (табл. 12.1). Силикатно-карбонатно-сульфатно-фосфатные рассол-расплавы были ответственны за кристаллизацию магнетита, фторапатита, ильменита и флогопита, а фторидно-сульфатные рассол-расплавы привели к образованию магнетита, кальцита, апатита, флюорита, барита, целестина, а также карбонатов и фосфатов РЗЭ (табл. 7.1, рис. 100). Флюидные карбонатно-сульфатно-хлоридные включения с

температурами гомогенизации 250–470 °С участвовали в формировании гидротермальной минерализации монацита-Се, целестина, рутила, кварца, флюорита, барита, гипса, бастнезита-(Се), монацита-(Се), ильменита, рутила, сидерита и фосфосидерита (табл. 12.1).

3.2. Петрогенезис карбонатитов Центрального Таймыра

Геологические данные показывают, что карбонатиты Центрального Таймыра формировались в тесной пространственной ассоциации с породами щелочно-сиенитового состава Верхнекыйдинского массива, о чем свидетельствуют ксенолиты пород монцонит-сиенитовой магматической серии в составе карбонатитовых брекчий; также поле распространения карбонатитов описаны дайки ультраосновных лампрофиров - альнётитов. Возраст внедрения карбонатитов Центрального Таймыра составляет 246.5 ± 1.9 млн лет, что хорошо коррелирует с геохронологическими данными по сиенитам и гранитоидам, проявленных в западной части Таймырского складчатого пояса (249–241 млн лет, Vernikovskiy et al., 2003), внедрением траппов базальтов на Сибирской платформе (249–250 млн лет, Reichow et al., 2009), формированием щелочно-ультраосновных карбонатитовых объектов Гули и Чадобец на севере и юге Сибирского кратона (~ 256–250 и 243–240 млн лет - второй импульс чадобецкого комплекса, Malich et al., 2015; Nosova et al., 2020; Doroshkevich et al., 2021; Reguir et al., 2021; Прокопьев и др., 2021), внедрением даек лампрофиров Горного Алтая и Норильского региона и карбонатитов Восточного Таймыра (240–230 млн лет, Vrublevskii et al., 2005; Проскурнин и др., 2010а,б), а также кристаллизацией даек альнётитов (~220–235 млн лет, Проскурнин и др., 2016). Генетическая связь щелочно-ультраосновных лампрофиров и карбонатитов установлена для многих щелочных комплексов, например, Кольская (Nosova et al., 2021) и Итальянская щелочные провинции (Vichi et al., 2022), а также для исследуемых в рамках данной работы объектов Чадобец и Арбарастах (Doroshkevich et al., 2019, 2021, 2022). Однако выяснение петрогенетической связи щелочно-ультраосновных лампрофиров и карбонатитов Центрального Таймыра требует дальнейших исследований.

Петрологические характеристики карбонатитов Центрального Таймыра, такие как брекчиевая структура, форма тел – трубки взрыва и дайки, минеральный состав карбонатитов, формирование их в складчатом поясе, а главное - флюидный режим их образования, показывают явную схожесть с карбонатитовыми объектами позднемезозойской Центрально-Азиатской карбонатитовой провинции в З. Забайкалье, Ц. Туве и Ю. Монголии. Установление роли процессов несмесимости и кристаллизационной дифференциации в генезисе карбонатитов Центрального Таймыра определенно требует детального изучения, включая исследования включений в минералах ассоциирующих щелочно- карбонатных и силикатных

пород. С другой стороны, состав рассол-расплавных включений в бастнезите и флюорите карбонатитов Центрального Таймыра схож с включениями в минералах карбонатитов ЦАСП.

Исследования рассол-расплавных включений в бастнезите и флюорите показали, что карбонатиты Центрального Таймыра образовались из щелочного (K-Na)-карбонатитового (Ca-Mg-Fe-CO₂+H₂O) рудоносного (F-Ba-REE) расплава, обогащенного фосфатно-фторидно-карбонатно-сульфатно-хлоридным солевым компонентом. Температуры гомогенизации рассол-расплавов отвечают диапазону 580-610 °С. Рассол-расплавы участвовали в кристаллизации магматического парагенезиса, представленного кальцитом, флюоритом, баритом, фторапатитом и бастнезитом-(Ce) (Prokoryev et al., 2023b). Дальнейшая эволюция физико-химических условий минерало- и рудообразования в карбонатитовой системе связана с активностью ортомагматических флюидов, захваченных в виде многофазных флюидных включений, имеющих углекислотно-хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридный составы; эти флюиды имеют температуры гомогенизации в 410–460°C и 230–255°C, соответственно; общая соленость хлоридных флюидов оценена в 25–55 мас.% NaCl-экв. На гидротермальном этапе образовались минеральные ассоциации с магнетитом, гематитом, монацитом-(Ce), паризитом-(Ce), флюоритом, роскоэлитом, рутилом (с Nb), баритом, кварцем, кальцитом, доломитом, а также кристаллизовались сульфиды Fe-Ni и уранинит (Prokoryev et al., 2023b). На этом этапе произошло вторичное обогащение системы Fe-F-Ba-Sr-REE рудным компонентом.

Двухэтапность рудогенеза карбонатитовых 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. 105, табл. 12.4-12.6 в Приложении 12). 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. 105). 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.

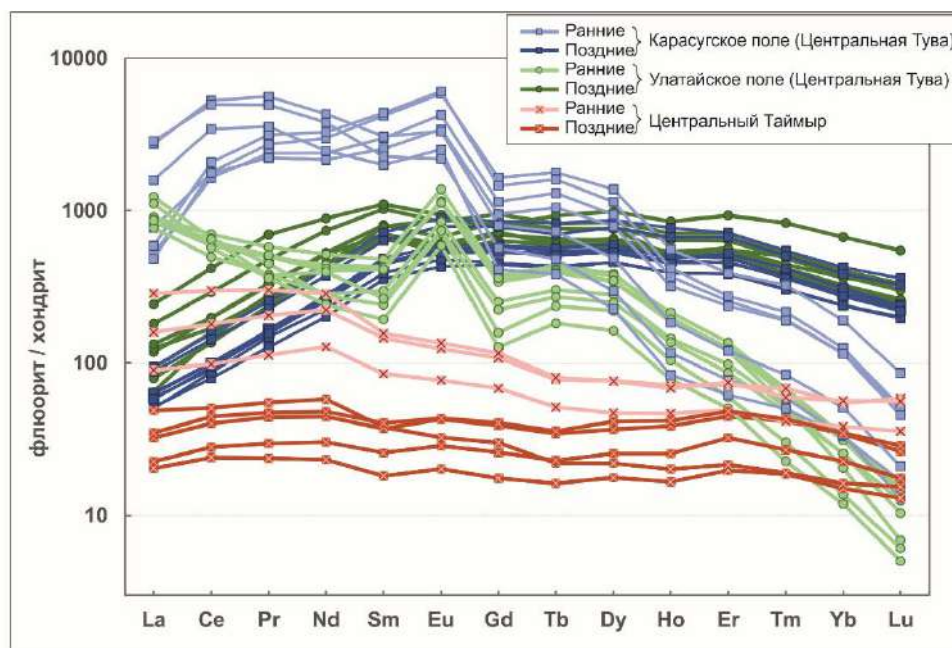


Рисунок 105. Спектры распределения РЗЭ во флюоритах карбонатов Центрального Таймыра и Центральной Тувы (нормировка на хондрит по McDonough, Sun (1995)).

Совокупность полученных данных по исследованию включений в минералах карбонатов ЦАСП и Центрально-Таймырского региона позволяет сформулировать **четвертое защищаемое положение**: рудная Fe-F-Ba-Sr-REE минерализация карбонатов 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.

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

ЛИТЕРАТУРА

1. Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Kjarsgaard B.A., Rodemann T., Kamenetsky M., Ehrig K. A genetic story of olivine crystallisation in the Mark kimberlite (Canada) revealed by zoning and melt inclusions // *Lithos.* – 2020. – Vol. 358-359. – Art. 105405. – 16 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105405>
2. Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazawa E., McDonald J.A., Vavilov M.A., Watanabe T., Sobolev N.V. Primary melting sequence of a deep (> 250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite–carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada // *Chemical Geology.* – 2008. – Vol. 255. – Iss. 3-4. – P. 317-328. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.003>
3. Altmaier M., Neck V., Fanghanel T. Solubility and colloid formation of Th(IV) in concentrated NaCl and MgCl₂ solution // *Radiochimica Acta.* – 2004. – Vol. 92. – Iss. 9-11. – P. 537-543. <https://doi.org/10.1524/ract.92.9.537.54983>
4. Ammannati E., Jacob D.E., Avanzinelli R., Foley S.F., Conticelli S. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2016. – Vol. 444. – P. 64-74. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.039>
5. Amsellem E., Moynier F., Bertrand H., Bouyon A., Mata J., Tappe S., Day J. Calcium isotopic evidence for the mantle sources of carbonatites // *Science Advances.* – 2020. – Vol. 6. – Iss. 23. – Art. eaba3269. – 6 pp. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba3269>
6. Andersen A.K., Clark J.G., Larson P.B., Donovan J.J. REE fractionation, mineral speciation, and supergene enrichment of the Bear Lodge carbonatites, Wyoming, USA // *Ore Geology Reviews.* – 2017. – Vol. 89. – P. 780-807. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.025>
7. Andersen A.K., Clark J.G., Larson P.B., Neill O.K. Mineral chemistry and petrogenesis of a HFSE(+HREE) occurrence, peripheral to carbonatites of the Bear Lodge alkaline complex, Wyoming // *American Mineralogist.* – 2016. – Vol. 101. – Iss. 7. – P. 1604-1623. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5532>
8. Andersen T. Magmatic fluids in the Fen carbonatite complex, SE Norway // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1986. – Vol. 93. – Iss. 4. – P. 491-503. <https://doi.org/10.1007/BF00371719>
9. Andreeva I.A. Carbonatitic melts in olivine and magnetite from rare-metal carbonatite of the Belaya Zima alkaline carbonatite complex (East Sayan, Russia) // *Doklady Earth Sciences.* – 2014. – Vol. 455. – P. 436-440. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14050018>
10. Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Magma compositions and genesis of the rocks of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing alkaline complex (southern Mongolia): Evidence from melt inclusions // *Periodico di Mineralogia.* – 2003. – Vol. 72. – Iss. 1. – P. 95-105.
11. Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Naumov V.B. Silicate-salt (sulfate) liquid immiscibility: A study of melt inclusions in minerals of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing complex (southern Mongolia) // *Acta Petrologica Sinica.* – 2007a. – Vol. 23. – Iss. 1. – P. 73-82.
12. Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Kononkova N.N. Compositions of magmas, formation conditions, and genesis of carbonate-bearing ijolites and carbonatites of the Belaya Zima alkaline carbonatite complex, eastern Sayan // *Petrology.* – 2007b. – Vol. 15. – Iss. 6. – P. 551-574. <https://doi.org/10.1134/S0869591107060033>
13. Anenburg M., Broom-Fendley S., Chen W. Formation of Rare Earth Deposits in Carbonatites. *Elements.* – 2021. – Vol. 17. – Iss. 5. – P. 327-332. <https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.327>
14. Anenburg M., Mavrogenes J.A., Bennett V.C. The fluorapatite P–REE–Th vein deposit at Nolans Bore: genesis by carbonatite metasomatism // *Journal of Petrology.* – 2020a. – Vol. 61. – Iss. 1. – Art. egaa003. – 42 pp. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa003>
15. Anenburg M., Mavrogenes J.A., Frigo C., Wall F. Rare earth element mobility in and around carbonatites controlled by sodium, potassium, and silica // *Science Advances.* – 2020b. – Vol. 6. – Iss. 41. Art. eabb6570. – 10 p. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb6570>

16. Apelblat A., Korin E., Manzurola E. Solubilities and vapour pressures of saturated aqueous solutions of sodium peroxydisulfate and potassium peroxydisulfate // *The Journal of Chemical Thermodynamics*. – 2001. – Vol. 33. – Iss. 1. – P. 61-69. <https://doi.org/10.1006/jcht.2000.0780>
17. Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Konnikov E.G., Maas R., Kostitsyn Yu.A., McNeill A., Meffre S., Nikolaev G.S., Kislov E.V. The Dovyren intrusive complex (Northern Baikal Region, Russia): isotope-geochemical markers of contamination of parental magmas and extreme enrichment of the source // *Russian Geology and Geophysics*. – 2015. – Vol. 56. – № 3. – P. 411-434. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.02.004>
18. Arndt N.T., Guitreau M., Boullier A.-M., Roex A.L., Tommasi A., Cordier P., Sobolev A. Olivine, and the Origin of Kimberlite // *Journal of Petrology*. – 2010. – Vol. 51. – Iss. 3. – P. 573-602. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp080>
19. Arzamastsev A., Glaznev V., Raevsky A., Arzamastseva L. Morphology and internal structure of the Kola Alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modelling and geological implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2000. – Vol. 18. – № 2. – P. 213-228. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00052-8](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00052-8)
20. Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkaline ultramafic lamprophyres of the beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite Massif: possible origin and relations with ore deposits // *Minerals*. – 2020. – Vol. 10. – № 5. – Art. 404. <https://doi.org/10.3390/min10050404>
21. Audétat A., Edmonds M. Magmatic-hydrothermal fluids // *Elements*. – 2000. – Vol. 16. – Iss. 6. – P. 401-406. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.6.401>
22. Audétat A., Pettke T. The magmatic-hydrothermal evolution of two barren granites: a melt and fluid inclusion study of the Rito del Medio and Canada Pinabete plutons in northern New Mexico (USA) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – Vol. 67. – Iss. 1. – P.97-121. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01049-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01049-9)
23. Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition // *Scientific Reports*. – 2019. – Vol. 9. – Art. 18723. – 11 pp. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54023-2>
24. Bailey D.K. Carbonate melt from the mantle in the volcanoes of South East Zambia // *Nature*. – 1989. – No. 388. – P. 415-418. <https://doi.org/10.1038/338415a0>
25. Bailey D.K. Episodic alkaline activity across Africa: implications for the causes of continental break-up // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1992. – Vol. 68. – P. 91-98. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.06>
26. Bailey D.K., Kearns S. Dolomitic volcanism in Zambia: Cr and K signatures and comparisons with other dolomitic melts from the mantle // *Volcanism and evolution of the African lithosphere / eds by Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M.* – Geological Society of America Special Papers, 2011. – Vol. 478. – P. 211-222. [https://doi.org/10.1130/2011.2478\(11\)](https://doi.org/10.1130/2011.2478(11))
27. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chemical Geology*. – 1996. – Vol. 129. – Iss. 3-4. – P. 307-324. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00154-9)
28. Ballhaus C.B., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer: implications for redox conditions in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – Vol. 107. – Iss. 1. – P. 27-40. <https://doi.org/10.1007/BF00311183>
29. Barbosa E.S.R., Brod J.A., Cordeiro P.F.O., Junqueira-Brod T.C., Santos R.V., Dantas E.L. Phoscorites of the Salitre I complex: origin and petrogenetic implications // *Chemical Geology*. – 2020. – Vol. 535. – Art. 119463. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119463>
30. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Telchmann F., Vasiliev Y.R., Sobolev N.V., Turrin B.D., High- ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. – 1995. – Vol. 269. – Iss. 5225. – P. 825-882. <https://doi.org/10.1126/science.269.5225.822>

31. Bataleva Y.V., Palyanov Y.N., Sokol A.G., Borzdov Y.M., Palyanova G.A. Conditions for the origin of oxidized carbonate-silicate melts: implications for mantle metasomatism and diamond formation // *Lithos.* – 2012. – Vol. 128-131. – P. 113-125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.10.010>
32. Becker M., Le Roex A.P. Geochemistry of South African on- and off-craton, Group I and Group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // *Journal of Petrology.* – 2006. – Vol. 47. – Iss. 4. – P. 673-703. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi089>
33. Bell K., Blenkinsop J. Nd and Sr isotopic compositions of East-African carbonatites: implications for mantle heterogeneity // *Geology.* – 1987. – Vol. 15. – Iss. 2. – P. 99-102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<99:NASICO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<99:NASICO>2.0.CO;2)
34. Bell K. Carbonatites: relationships to mantle-plume activity. In: Ernst RE, Buchan KL, editors. *Mantle plumes: their identification through time* // *Geological Society of America Special Papers.* – 2001. – Vol. 352. – P. 267-290. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2352-3.267>
35. Bell K., Rukhlov A.S. Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics // *Mineralogical Society Series* / Eds by Wall F., Zaitsev A.N. – London: Mineralogical Society, 2004. – Vol. 10. – 498 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756806261946>
36. Bell K., Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites—critical isotopic constraints. // *Mineralogy and Petrology.* – 2010. – Vol. 98. – P. 77-89. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0059-0>
37. Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *Journal of Petrology.* – 2001. – Vol. 42. – Iss. 10. – P. 1927-1945. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1927>
38. Bell K., Tilton G.R. Probing the mantle: the story from carbonatites // *Eos, Transactions American Geophysical Union.* – 2002. – Vol. 83. – P. 273-277. <https://doi.org/10.1029/2002EO000190>
39. Berkesi M, Bali E, Bodnar RJ, Szabó Á, Guzmics T. Carbonatite and highly peralkaline nephelinite melts from Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: the role of natrite-normative fluid degassing // *Gondwana Research.* – 2020. – Vol. 85. – P. 76-83. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.03.013>
40. Bizimis M., Sen G., Salters V.J.M. Hf–Nd isotope decoupling in the oceanic lithosphere: constraints from spinel peridotites from Oahu, Hawaii // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2003. – Vol. 217. – Iss. 1. – P. 43-58. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00598-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00598-3)
41. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // *Chemical Geology.* – 2003. – Vol. 200. – Iss. 1-2. – P. 155-170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)
42. Bogatikov O.A., Kononova V.A., Pervov V.A., Zhuravlev D.Z. Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of the Central Aldan: a Sr–Nd isotopic and geodynamic model // *Int. Geol. Rev.* – 1994. – Vol. 36. – Iss. 7. – P. 629-644. <https://doi.org/10.1080/00206819409465479>
43. Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti C., Siena F. Kimberlite-like metasomatism and ‘garnet signature’ in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic oceanic lithosphere? // *Journal of Petrology.* – 2005. – Vol. 46. – Iss. 12. – P. 2465-2493. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi061>
44. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2008. – Vol. 273. – Iss. 1-2. – P. 48-57. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2008.06.010>
45. Brett R.C., Russell J.K., Moss S. Origin of olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? // *Lithos.* – 2009. – Vol. 112. – Sup. 1. – P. 201-212. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.030>
46. Brey G.P., Bulatov V.K., Giris A.V., Lahaye Y. Experimental melting of carbonated peridotite at 6-10 GPa // *Journal of Petrology.* – 2008. – Vol. 49. – № 4. – P. 797-821. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn002>

47. Brigatti M.F., Medici L., Saccani E., Vaccaro C. Crystal chemistry and petrologic significance of Fe³⁺-rich phlogopite from the Tapira carbonatite complex // *American Mineralogist*. – 1996. – Vol. 81. – P. 913-927.
48. Brod J.A., Gaspar I.C., De Araújo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.S. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2001. – Vol. 19. – Iss. 3. – P. 265-296. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00047-X](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00047-X)
49. Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianigebietes // IV Das Fengebiet in telemarken, Norwegen / *Norske Vidensk*, 1920. – 408 pp.
50. Brooker R.A., Kjarsgaard B.A. Silicate–carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system SiO₂–Na₂O–Al₂O₃–CaO–CO₂ at 0.1–2.5 GPa with applications to carbonatite genesis // *Journal of Petrology*. – 2011. – Vol. 52. – Iss. 7-8. – P. 1281-1305. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg081>
51. Broom-Fendley S., Styles M.T., Appleton J.D., Gunn G., Wall F. Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes // *American Mineralogist*. – 2016. – Vol. 101. – Iss. 3. – P. 596-611. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5502CCBY>
52. Brown P.E. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // *American Mineralogist*. – 1989. – Vol. 74. – Iss. 11. – C. 1390-1393.
53. Bühn B., Rankin A., Schneider J., Dulski P. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr-rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia // *Chemical Geology*. – 2002. – Vol. 186. – Iss. 1-2. P. 75-98. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00421-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00421-1)
54. Bühn B., Rankin A.H. Composition of natural, volatile-rich, Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1999. – Vol. 63. – Iss. 22. – P. 3781-3797. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00180-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00180-5)
55. Bulakh A.G., Ivanikov V.V., Orlova M.P. Overview of carbonatite–phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province // *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* / eds by Wall F., Zaitsev A.N. Mineral. Soc., London. –2004. – P. 1-43.
56. Bussweiler Y., Brey G.P., Pearson D.G., Stachel T., Stern R.A., Hardman M.F., Kjarsgaard B.A., Jackson S.E. The aluminum-in-olivine thermometer for mantle peridotites – Experimental versus empirical calibration and potential applications // *Lithos*. – 2017. – Vol. 272-273. – P. 301-314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.01>
57. Buzgar N., Apopei A.I. The Raman study on certain carbonates // *Georheology*. – 2009. – Vol. 55. – P. 97-112.
58. Cangelosi D., Broom-Fendley S., Banks D., Morgan D., Yardley B.W.D. Light rare earth element redistribution during hydro-thermal alteration at the Okorusu carbon-atite complex, Namibia // *Mineralogical Magazine*. – 2020. – Vol. 84. – Iss. 1. – P. 49-64.
59. Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2006. – Vol. 7. – Iss. 11. – 21 pp. <https://doi.org/10.1029/2006GC001342>
60. Chakhmouradian A.R., Mumin A.H., Demény A., Elliott B. Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): geological setting, mineralogy and geochemistry // *Lithos*. – 2008. – Vol. 103. – P. 503-526. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.004>
61. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N., Couëslan C., Xu C., Kynický J., Mumin A.H., Yang P. Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance // *Lithos*. – 2017. – Vol. 274–275. – P. 188-213. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.037>
62. Chalapathi Rao N.V., Fu-Yuan W., Mitchell R.H., Qiu-Li L., Lehmann B. Mesoproterozoic U–Pb ages, trace element and Sr–Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the

Eastern Dharwar craton, southern India: distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event // *Chemical Geology*. – 2013. – Vol. 353. – P. 48-64. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.023>

63. Chao E.C.T., Back J.M., Minkin J.A., Yinchen R. Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P.R.C. // *Applied Geochemistry*. – 1992. – Vol. 7. – Iss. 5. – P. 443-458. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(92\)90005-N](https://doi.org/10.1016/0883-2927(92)90005-N)

64. Chayka I.F., Izokh A.E., Sobolev A.V., Batanova V. Low-titanium lamproites of the Ryabinoviy massif (Aldan Shield): crystallization conditions and lithospheric source // *Doklady Earth Sciences*. – 2018. – Vol. 481. – P. 1008-1012. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18080020>

65. Chebotarev D.A., Doroshkevich A.G., Klemm R., Karmanov N.S. Evolution of Nb-mineralization in the Chuktukon carbonatite massif. Chadobets upland (Krasnoyarsk Territory, Russia) // *Periodico di Mineralogia*. – 2017. – Vol. 86. – Iss. 2. – P. 99–118. <https://doi.org/10.2451/2017PM733>

66. Chebotarev D.A., Veksler I.V., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Doroshkevich A.G., Koch-Müller M. Experimental study of trace element distribution between calcite, fluorite and carbonatitic melt in the system $\text{CaCO}_3 + \text{CaF}_2 + \text{Na}_2\text{CO}_3 \pm \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ at 100 MPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2019. – Vol. 174. – Art. 4. – 13. p. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1530-x>

67. Chebotarev D.A., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Hou T. Partitioning of REE between calcite and carbonatitic melt containing P, S, Si at 650–900 °C and 100 MPa // *Scientific Reports*. – 2022. – Vol. 12. – Art. 3320. – 9 pp. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-07330-0>

68. Chen C.-F., Liu Y.-S., Foley S.F., Ducea M.N., He D.-T., Hu Z.-C., Chen W., Zong K.-Q. Paleo-Asian oceanic slab under the North China craton revealed by carbonatites derived from subducted limestones // *Geology*. – 2016. – Vol. 45. – Iss. 5. – P. 1039-1042. <https://doi.org/10.1130/G38365.1>

69. Chikanda F., Tsubasa O., Ohtomo Y., Ito A., Yokoyama T.D., Sato T. Magmatic-hydrothermal processes associated with rare earth element enrichment in the kangankunde carbonatite complex, Malawi // *Minerals*. – 2019. – Vol. 9. – Iss. 7. – 442 pp. <https://doi.org/10.3390/min9070442>

70. Church A.A., Jones A.P. Silicate-carbonate immiscibility at Oldoinyo Lengai // *Journal of Petrology*. – 1995. – Vol. 36. – Iss. 4. – P. 869-889. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.869>

71. Cook N.J., Ciobanu C.L., O'Reilly D., Wilson R., Das K., Wade B. Mineral chemistry of rare earth element (REE) mineralization, Browns Range, Western Australia // *Lithos*. – 2013. – Vol. 172-173. – P. 192-213. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.012>

72. Cooper A.F., Gittins J., Tuttle O.F. The system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-K}_2\text{CO}_3\text{-CaCO}_3$ at 1 kilobar and its significance in carbonatite petrogenesis // *American Journal of Science*. – 1975. – Vol. 275. – Iss. 5. – P. 534-560. <https://doi.org/10.2475/ajs.275.5.534>

73. Costanzo A., Moore K., Wall F., Feely M. Fluid inclusions in apatite from Jacupiranga calcite carbonatites: evidence for a fluid-stratified carbonatite magma chamber // *Lithos*. – 2006. – Vol. 91. – Iss. 1-4. – P. 208-228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.047>

74. Coulson I.M. Evolution of the North Qôroq centre nepheline syenites, South Greenland: Alkali-mafic silicates and the role of metasomatism // *Mineralogical Magazine*. – 2003a. – Vol. 67. – Iss. 5. – P. 873-892. <https://doi.org/10.1180/0026461036750149>

75. Coulson I.M., Goodenough K.M., Pearce N.J.G., Leng, M.J. Carbonatites and lamprophyres of the Gardar Province – a 'window' to the sub-Gardar mantle? // *Mineralogical Magazine*. – 2003b. – Vol. 67. – Iss. 5. – P. 855–872. <https://doi.org/10.1180/0026461036750148>

76. Dalou C., Koga K.T., Hammouda T., Poitras F. Trace element partitioning between carbonatitic melts and mantle transition zone minerals: implications for the source of carbonatites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – Vol. 73. – Iss. 1. – P. 239-255. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.020>

77. Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks.

- Siberian Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59. – Iss. 10. – P. 2071-2083. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00127-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00127-1)
78. Dalton J.A., Wood B.J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – Vol. 119. – Iss. 4. – P. 511-525. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90059-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90059-I)
79. Dalton J.A., Presnall D.C. The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ at 6 GPa. // *Journal of Petrology*. – 1998. – Vol. 39. – Iss. 11-12. – P. 1953-1964. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1953>
80. Danilova Y.V., Sharygin I.S., Gladkochub E.A., Nikolenko E.L., Bryansky N.V., Skuzovatov S. Yu., Gladkov S., Ivanov A. V., Koshkarev D.A., Letnikov F.A. Age of Alkaline Ultramafic Explosion Pipes of the Chapinskii Complex (Yenisei Ridge) // *Doklady Earth Sciences*. – 2024. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2460289X>
81. Dasgupta R., Buono A., Whelan G., Walker D. High-pressure melting relations in Fe–C–S systems: implications for formation, evolution, and structure of metallic cores in planetary bodies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – Vol. 73. – Iss. 21. – P. 6678-6691. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.001>
82. Dasgupta R., Hirschmann M.M. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. – V. 298. – P. 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.039>
83. Dasgupta R., Walker D. Carbon solubility in core melts in a shallow magma ocean environment and distribution of carbon between the Earth's core and the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – Vol. 72. – P. 4627-4641. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.023>
84. Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowel G.M., Pearson D.G. Trace element and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // *Journal of Petrology*. – 2006. – Vol. 47. – Iss. 6. – P. 1119-1146. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl005>
85. Dawson J.B. The geology of Oldoinyo Lengai // *Bulletin Volcanologique*. – 1962. – Vol. 24. – P. 348-387. <https://doi.org/10.1007/BF02599356>
86. Dawson J.B., Garson M.S., Roberts B. Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania: inferences for calcite carbonatite lavas // *Geology*. – 1987. – Vol. 15. – Iss. 8. – P. 765-768. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<765:AFACLF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<765:AFACLF>2.0.CO;2)
87. De Hoog J., Gall L., Cornell D.H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // *Chemical Geology*. – 2010. – Vol. 270. – Iss. 1-4. – P. 196-215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.017>
88. De Moor J.M., Fisher T.P., King P.L., Botcharnikov R.E., Hervig R.L., Hilton D.R., Barry B.H., Mangasini F., Ramirez C. Volatile-rich silicate melts from Oldoinyo Lengai volcano (Tanzania): Implications for carbonatite genesis and eruptive behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2013. – Vol. 361. – P. 379-390. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.006>
89. Dhote P., Bhan U., Verma D. Genetic model of carbonatite hosted rare earth elements mineralization from Ambadongar Carbonatite complex, Deccan Volcanic Province, India // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – Vol. 135. – Art. 104215. – 22 pp. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104215>
90. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Deep-seated geodynamics. 1st Edition. – Rotterdam: Balkema Publ., 1998.
91. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (>0.5Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2017. – Vol. 42. – Iss. 3. – P. 243-263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016>
92. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Mazukabzov A.M. Petrogenesis of Early Proterozoic postcollisional granitoids in the southern Siberian craton // *Petrology*. – 2005. – Vol. 13. – Iss. 3. – P. 253-279

93. Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y. 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 // *Journal of Petrology*. – 2022. – Vol. 63. – 21 pp. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>
94. Doroshkevich A.G., Chebotarev D.A., Sharygin V.V., Prokopyev I.R., Nikolenko A.M. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // *Lithos*. – 2019. – Vol. 332-333. – P. 245-260. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006>
95. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemm R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladyskin N.V. Isotope and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – Vol. 154. – P. 354-368. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.12.030>
96. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth-Ueberwasse C. Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // *International Journal of Earth Sciences*. – 2020. – Vol. 109. – Iss. 7. – P. 2407-2423. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01909-6>
97. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*. – 2012. – Vol. 152. – P. 157-172. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.002>
98. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. – 2010. – Vol. 98. – Iss. 1. – P. 245-268. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0063-4>
99. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S., Vladyskin N.V. The Arshan REE carbonatites, southwestern Transbaikalia: mineralogy, paragenesis and evolution // *The Canadian Mineralogist*. – 2008. – Vol. 46. – Iss. 4. – P. 807-824. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.807>
100. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Vladyskin N.V., Savatenkov V.M. Sources of the Late Riphean carbonatite magmatism of Northern Transbaikalia: Geochemical and isotope-geochemical data // *Geochemistry International*. – 2011. – Vol. 49. – P. 1195-1207. <https://doi.org/10.1134/S0016702911100028>
101. Doroshkevich A.G., Savatenkov V.M., Izbrodin I.A., Prokopyev I.R., Kruk M.N., Izokh A.E., Nosova A.A. Petrology and source characteristics of the Arbarastakh alkaline ultramafic carbonatite-phoscorite complex, the Aldan-Stanovoy Shield // *Lithos*. – 2024. – Vol. 464-465. – Art. 107458. – 17 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107458>
102. Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Belousova E.A., Izbrodin I.A., Prokopyev I.R. Zircon from the Chuktukon alkaline ultramafic carbonatite complex (Chadobets uplift, Siberian craton) as evidence of source heterogeneity // *Lithos*. – 2021. – Vol. 382-383. – Art. 105957. – 22 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105957>
103. Doroshkevich A.G., Sklyarov E.V., Starikova A.E., Vasiliev V., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Posokhov V.F. Stable isotope (C, O, H) characteristics and genesis of the Tazheran brucite marbles and skarns, Olkhon region, Russia // *Mineralogy and Petrology*. – 2017a. – Vol. 111. – Iss. 3. – P. 399-416. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0477-8>
104. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 116. – P. 81-96. ISSN 1367-9120. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.11.011>
105. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemm R., Khromova A.E., Izbrodin I.A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): implications for

- the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // *Lithos.* – 2017b. – Vol. 284-285. – P. 91-108. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.04.003>
106. Dowman E., Wall F., Treloar P.J., Rankin A.H. Rare-earth mobility as a result of multiple phases of fluid activity in fenite around the Chilwa Island Carbonatite, Malawi // *Mineralogical Magazine.* – 2017. – Vol. 81. – Iss. 6. – P. 1367–1395. ISSN 0026-461X (print). <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.007>
107. Downes H., Balaganskaya E., Beard A.D., Liferovich R., Demaiiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // *Lithos.* – 2005. – Vol. 85. – Iss. 1. – P. 48-75. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020>
108. Downes P.J., Wartho J.-A., Griffin B.J. Magmatic Evolution and Ascent History of the Aries Micaceous Kimberlite, Central Kimberley Basin, Western Australia: Evidence from Zoned Phlogopite Phenocrysts, and UV Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Analysis of Phlogopite-Biotite // *Journal of Petrology.* – 2006. – Vol. 47. – Iss. 9. – P. 1751-1783. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl026>
109. Duke G.I. Black Hills-Alberta carbonatite-kimberlite linear trend: slab edge at depth? // *Tectonophysics.* – 2009. – Vol. 464. – Iss. 1-4. – P. 186-194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.034>
110. Duke G.I., Carlson R.W., Frost C.D., Hearn B.C. Jr., Eby G.N. Continent-scale linearity of kimberlite-carbonatite magmatism, mid-continent North America // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2014. – Vol. 403. – P. 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.023>
111. Durand C., Baumgartner L.P., Marquer D. Low melting temperature for calcite at 1000 bars on the join $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ -some geological implications // *Terra Nova.* – 2015. – Vol. 27. – Iss. 5. – P. 364-369.
112. Eggler D.H. Carbonatites, primary melts, and mantle dynamics. In K. Bell (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution.* – London: Unwin Hyman, 1989. – P. 561–579.
113. Elliott H.A.L., Wall F., Chakhmouradian A.R., Siegfried P.R., Dahlgren S., Weatherley S., Finch A.A., Marks M.A.W., Dowman E., Dedy E. Fenites associated with carbonatite complexes: A review // *Ore Geology Reviews.* – 2018. – Vol. 93. – P. 38-59. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.003>
114. Elliott J.C. Structure and chemistry of the apatites and other calcium orthophosphates // *Studies in inorganic chemistry.* – 1994. – Vol. 18. – P. 1-389.
115. Ernst R.E. *Large Igneous Provinces.* – Cambridge: Cambridge University Press. – 2014. – 653 pp.
116. Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPS) and carbonatites // *Mineralogy and Petrology.* – 2010. – Vol. 98. – P. 55-76. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0074-1>
117. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., Le Cheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geoscience.* – 2016. – Vol. 9. – Iss. 6. – P. 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700>.
118. Evans K.A., Tomkins A.G. Metamorphic fluids in orogenic settings // *Elements.* – 2020. – Vol. 16. – P. 381-387. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.6.381>
119. Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1977. – Vol. 41. – Iss. 1. – P. 15-32. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90184-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90184-3).
120. Foland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., Chen J. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1993. – Vol. 57. – Iss. 3. – P. 697-704. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90380-F](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90380-F)
121. Foley S.F. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // *Journal of Petrology.* – 2011. – Vol. 52. – Iss. 7-8. – P. 1363-1391. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq061>

- 122.Foley S.F., Yaxley G.M., Rosenthal A., Buhre S., Kiseeva E.S., Rapp R.P., Jacob D.E. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar // *Lithos.* – 2009. – Vol. 112. – P. 274-283. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.020>
- 123.Freestone I.C., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites – An experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1980. – Vol. 73. – Iss. 2. – P. 105-117. <https://doi.org/10.1007/BF00371385>
- 124.Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *Journal of Geochemical Exploration.* – 2012. – Vol. 112. – P. 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- 125.Frisch W., Keusen H.-U. Gardiner intrusion, an ultramafic alkaline complex at Kangerdlugssuaq, East Greenland // *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse.* – 1977. – Vol. 122. – P. 1-62. <https://doi.org/10.34194/bullggu.v122.6664>
- 126.Frost D.J., McCammon C.A. The redox state of Earth's mantle // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* – 2008. – Vol. 36. – P. 389-420. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124322>
- 127.Gernon T.M., Brown R.J., Tail M.A., Hincks T.K. The origin of pelletal lapilli in explosive kimberlite eruptions // *Nature Communications.* – 2012. – Vol. 3. – Art. 832. <https://doi.org/10.1038/ncomms1842>
- 128.Ghobadi M., Gerdes A., Kogarko L., Hoefer H., Brey G. In situ LA-ICPMS Isotopic and Geochronological Studies on Carbonatites and Phoscorites from the Guli Massif, Maymecha-Kotuy, Polar Siberia // *Geochemistry International.* – 2018. – Vol. 56. – Iss. 8. – P. 766-783. <https://doi.org/S0016702918080049>
- 129.Giebel R.J., Gauert C.D.K., Marks M.A.W., Costin G., Markl G. Multi-stage formation of REE minerals in the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // *American Mineralogist.* – 2017. – Vol. 102. – P. 1218-1233. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6004>
- 130.Giebel R.J., Marks MAW, Gauert CDK, Markl G. . A model for the formation of carbonatite-phoscorite assemblages based on the compositional variations of mica and apatite from the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // *Lithos.* – 2019. – Vol. 324-325. – P. 89-104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.030>
- 131.Gittins J. The origin and evolution of carbonatite magmas // *Carbonatites: Genesis and Evolution* / eds. by Bell K. – 1989. – London: Unwin Hyman. – P. 580-600.
- 132.Gittins J., Harmer R.E. What is ferrocarbonatite? // A revised classification. *Journal of African Earth Sciences.* – 1997. – Vol. 25. – Iss. 1. – P. 159-168. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00068-7)
- 133.Gittins J., Jago B.C. Differentiation of natrocarbonatite magma at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania // *Mineralogical Magazine.* – 1998. – Vol. 62. – Iss. 2. – P. 759-768. <https://doi.org/10.1180/002646198548142>
- 134.Giuliani A., Foley S.F. The Geochemical Complexity of Kimberlite Rocks and their Olivine Populations: A Comment on Cordier et al. // *Journal of Petrology.* – 2016. – Vol. 56. – P. 1775-1796.
- 135.Giuliani A., Phillips D., Woodhead, J.D., Kamenetsky V.S., Fiorentini M.L., Maas R., Soltys A., Armstrong R.A. Did diamond-bearing orangeites originate from MARID-veined peridotites in the lithospheric mantle? // *Nature Communications.* – 2015. – Vol. 6. – Art. 6837. <https://doi.org/10.1038/ncomms7837>
- 136.Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Pisarevsky S.A., Wingate M., Söderlund U. Proterozoic basic magmatism of the Siberian craton: main stages and their geodynamic interpretation // *Geotectonics.* – 2012. – Vol. 46. – Iss. 4. – P. 273–284. <https://doi.org/10.1134/S0016852112040024>.
- 137.Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precambrian Research.* – 2010. – Vol. 183. – Iss. 3. – P. 660-668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>

138. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V. The Siberian craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // *Episodes*. – 2006a. – Vol. 29. – Iss. 3. – P. 169–174. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2006/v29i3/002>.
139. Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research*. – 2006b. – Vol. 147. – Iss. 3-4. – P. 260-278. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.018>
140. Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. Origin of Alkaline Carbonates in Kimberlites of the Siberian Craton: Evidence from Melt Inclusions in Mantle Olivine of the Udachnaya-East Pipe // *Chemical Geology*. – 2017. – Vol. 455. – P. 357-375. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.036>
141. Golovin A.V., Sharygin V.V., Pokhilenko N.P. Melt inclusions in olivine phenocrysts in unaltered kimberlites from the Udachnaya-East pipe, Yakutia: Some aspects of kimberlite magma evolution during late crystallization stages // *Petrology*. – 2007. – Vol. 15. – Iss. 2. – P. 168-183. <https://doi.org/10.1134/S086959110702004X>
142. Golovin A.V., Sharygin V.V., Pokhilenko N.P., Mal'kovets V.G., Kolesov B.A., Sobolev N.V. Secondary melt inclusions in olivine from unaltered kimberlites of the Udachnaya-East pipe, Yakutia // *Doklady Earth Sciences*. – 2003. – Vol. 388. – Iss. 1. – P. 93-96.
143. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada. Short Course Series. / eds. by Sylvester P. – 2008. – Vol. 40. – P. 307-311.
144. Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa // *Journal of Petrology*. – 2005. – Vol. 46. – Iss. 8. – P. 1645-1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>
145. Günther D., Audétat A., Frischknecht R., Heinrich C.A. Quantitative analysis of major, minor and trace elements in fluid inclusions using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*. – 1998. – Vol. 13. – Iss. 4. – P. 263-270. <https://doi.org/10.1039/A707372K>
146. Günther D., Frischknecht R., Heinrich C.A., Kahlert H.J. Capabilities of an argon fluoride 193 nm Excimer laser for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry microanalysis of geological materials // *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*. – 1997. – Vol. 12. – Iss. 9. – P. 939-944. <https://doi.org/10.1039/A701423F>
147. Guo Z.F., Hertogen J., Liu J.Q., Pasteels P., Boven A., Punzalan L., He H.Y., Luo X.J., Zhang W.H. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet // *China Journal of Petrology*. – 2005. – Vol. 46. – Iss. 1. – P. 33–78. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh061>.
148. Guzmics T., Kodolányi J., Kovács I., Szabó C., Bali E., Ntaflos T. Primary carbonatite melt inclusions in apatite and in K-feldspar of clinopyroxene-rich mantle xenoliths hosted in lamprophyre dikes (Hungary) // *Mineralogy and Petrology*. – 2008. – Vol. 94. – P. 225-242. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0014-5>
149. Guzmics T., Mitchell R.H., Szabó C., Berkesi M., Milke R., Abart R. Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania: Melt evolution and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. – Vol. 161. – Iss. 2. – P. 177-196. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0525-z>
150. Guzmics T., Mitchell R.H., Szabó C., Berkesi M., Milke R., Ratter K. Liquid immiscibility between silicate, carbonate and sulfide melts in melt inclusions hosted in co-precipitated minerals from Kerimasi volcano (Tanzania): evolution of carbonated nephelinitic magma // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2012. – Vol. 164. – P. 101-122. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0728-6>

151. Guzmics T., Zajacz Z. Trace element partitioning between immiscible silicate and carbonate melts, based on natural melt inclusions from Kerimasi volcano, Tanzania // *Mineralogical Magazine*. – 2013. – Vol. 77. – Iss. 5. – Art. 1238. <https://doi.org/10.1180/minmag.2013.077.5.7>
152. Guzmics, T., Berkesi, M., Bodnar, R.J., Fall, A., Bali, E., Milke, R., Vetlénýi, R., Szabó, C., Natrocarbonatites: A hidden product of three-phase immiscibility // *Geology*. – 2019. – Vol. 47. – P. 527-530. <https://doi.org/10.1130/G46125.1>.
153. Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C. Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59. – Iss. 21. – P. 4329-4350. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00314-P](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00314-P)
154. Haggerty S.E. Chapter 10. OXIDE MINERALOGY OF THE UPPER MANTLE // *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance* / eds by Lindsley D.H. – Berlin, Boston: De Gruyter, 1991. – P. 355-416. <https://doi.org/10.1515/9781501508684-013>
155. Halama R., McDonough W.F., Rudnick R.L., Bell K. Tracking the lithium isotopic evolution of the mantle using carbonatites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – Vol. 265. – P. 726-742. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.007>
156. Hamilton D.L., Freestone I.C., Dawson J.B., Donaldson C.H. Origin of carbonatites by liquid immiscibility // *Nature*. – 1979. – Vol. 279. – P. 52-54. <https://doi.org/10.1038/279052a0>
157. Hamilton D.L., Kjarsgaard B.A. The immiscibility of silicate and carbonate liquids // *South African journal of geology*. – 1993. – Vol. 96. – Iss. 3. – P. 139-142.
158. Hammouda T., Chantel J., Manthilake G., Guignard J., Crichton W. Hot mantle geotherms stabilize calcic carbonatite magmas up to the surface // *Geology*. – 2014. – Vol. 42. – Iss. 10. – P. 911-914. <https://doi.org/10.1130/G35778.1>
159. Harlov D.E., Förster H.-J. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II. Fluorapatite // *American Mineralogist*. – 2003. – Vol. 88. – Iss. 8-9. – P. 1209-1229. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-905>.
160. Harlov D.E., Förster H.J., Nijland T.G. Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite // *American Mineralogist*. – 2002. – Vol. 87. – P. 245-261. <https://doi.org/10.2138/am-2002-2-306>
161. Harlov D.E., Wirth R., Förster H.J. An experimental study of dissolution-reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – Vol. 150. – P. 268-286. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8>.
162. Harmer R.E. The petrogenetic association of carbonatite and alkaline magmatism: constraints from the Spitskop Complex, South Africa // *Journal of Petrology*. – 1999. – Vol. 40. – Iss. 4. – P. 525-548. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.4.525>.
163. Harmer R.E., Gittins J. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma // *Journal of Petrology*. – 1998. – Vol. 39. – Iss. 11-12. – P. 1895-1903. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1895>
164. Harmer R.E., Gittins J. The origin of dolomitic carbonatites: field and experimental constraints // *Journal of African Earth Sciences*. – 1997. – Vol. 25. – Iss. 1. – P. 5-28. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00059-6)
165. Hasterok D., Chapman, D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – Vol. 307. – Iss. 1-2. – P. 59-70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034>.
166. Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp A.I.S. Earth's continental lithosphere through time // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2017. – Vol. 45. – P. 169-198. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020525>
167. Heinrich C.A., Pettke T., Halter W.E., Aigner-Torres M., Audétat A., Günther D., Hattendorf B., Bleiner D., Guillong M., Horn I. Quantitative multi-element analysis of minerals, fluid and melt inclusions by laser-ablation inductively-coupled-plasma mass-spectrometry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – Vol. 67. – Iss. 18. – P. 3473-3497. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00084-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00084-X)

168. Hetherington C.J., Harlov D.E. Metasomatic thorite and uraninite in xenotime and monazite from granitic pegmatites, Hydra anorthosite massif, southwestern Norway: mechanics and fluid chemistry // *American Mineralogist*. – 2008. – Vol. 93. – P. 806-820. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2635>.
169. Hetman C.M., Smith B.H.S., Paul J.L., Winter F. Geology of the Gahcho Kué kimberlite pipes, NWT, Canada: root to diatreme magmatic transition zones // *Lithos*. – 2004. – Vol. 76. – Iss. 1-4. – P. 51-74. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.051>
170. Hiess J., Condon D.J., Mclean N., Noble S.R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science*. – 2012. – Vol. 335. – Iss. 6076. – P. 1610-1614. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>
171. Hoernle K., Tilton G.R., Le Bas M.J., Garbe-Schonberg D. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2002. – Vol. 142. – P. 520-542. <https://doi.org/10.1007/s004100100308>
172. Hogarth D.D. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite // *Carbonatites: genesis and evolution* / eds by Bell. K. – London: Unwin Hyman, 1989. – P. 105-148.
173. Högbom A.G. Über das Nephelinsyeitgebiet auf der Insel Alno // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*. – 1895. – V.17. – P.100-160.
174. Horton F. Rapid recycling of subducted sedimentary carbon revealed by Afghanistan carbonatite volcano // *Nature Geoscience*. – 2021. – Vol. 14. – P. 508-512. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00764-7>
175. Hou Z., Liu Y.Y., Tian S., Yang Z., Xie Y. Formation of carbonatite-related giant rare-earth-element deposits by the recycling of marine sediments // *Nature-Scientific Reports*. – 2015. – Vol. 5. – Art. 10231. – 10 pp. <https://doi.org/10.1038/srep10231>
176. Hou Z., Tian S., Yuan Z., Xie Y., Yin S., Yi L., Fei H., Yang Z. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth Planet Sci Lett*. – 2006. – Vol. 244. – Iss. 1-2. – P. 234-250. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.052>.
177. Hulett S.R.W., Simonetti A., Rasbury E.T., Hemming N.G. Recycling of subducted crustal components into carbonatite melts revealed by boron isotopes // *Nature Geoscience*. – 2016. – Vol. 9. – P. 904-90. <https://doi.org/10.1038/ngeo2831>
178. Humphreys-Williams E.R., Zahirovic S. Carbonatites and global tectonics // *Elements*. – 2021. – Vol. 17. – Iss. 5. – P. 339-344. <https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.339>
179. Hutchison W., Babel R.J., Finch A.A., Marks M.A.W., Markl G., Boyce A.J., Stüeken E.E., Friis H., Borst A.M., Horsburgh N. Sulphur isotopes of alkaline magmas unlock long-term records of crustal recycling on Earth // *Nature Communications*. – 2019. – Vol. 10. – Art. 4208. – 12 pp. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12218-1>
180. Le Maitre R.W. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, – 2nd edition. – Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2002. – 236 pp.
181. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chemical geology*. – 2004. – Vol. 211. – Iss. 1-2. – P. 47-69.
182. Jago B.C., Gittins J. The role of fluorine in carbonatite magma evolution // *Nature*. – 1991. – Vol. 349. – Iss. 6304. – P. 56-58. <https://doi.org/10.1038/349056a0>
183. Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. Tectonic setting of kimberlites // *Lithos*. – 2009. – Vol. 112. – Sup. 1. – P. 155-165. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.030>
184. Johan Z. and Ohnenstetter D. Zincochromite from the Guaniamo River diamondiferous placer, Venezuela: evidence of its metasomatic origin // *The Canadian Mineralogist*. – 2010. – Vol 48. – Iss. 2. – P.361-374. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.2.361>.

185. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT92: a software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C // *Computers and Geosciences*. – 1992. – Vol. 18. – Iss. 7. – P. 899-947. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(92\)90029-Q](https://doi.org/10.1016/0098-3004(92)90029-Q)
186. Jones A.P., Genge M., Carmody L. Carbonate melts and carbonatites // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. – 2013. – Vol. 75. – P. 289-322. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.10>
187. Jung S., Hoernes S., Hoffer E. Petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (northern Damara orogen, Namibia): enriched mantle versus crustal contamination // *The Journal of Geology*. – 2005. – Vol. 113. – Iss. 6. – P. 651-672. <https://doi.org/10.1086/467475>
188. Junqueira-Brod T.C., Brod J.A., Thompson R.N., Gibson S.A. Spinning droplets: A conspicuous lapilli-size structure in kamafugitic diatremes of southern Goiás, Brazil // *Revista Brasileira de Geociências*. – 1999. – Vol. 29. – Iss. 3. – P. 437-440.
189. Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.V., Sobolev N.V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*. – 2004. – Vol. 32. – Iss. 10. – P. 845-848. <https://doi.org/10.1130/G20821.1>
190. Kamenetsky V.S., Doroshkevich A.G., Elliott H.-A.L., Zaitsev A.N. Carbonatites: Contrasting, Complex, and Controversial // *Elements*. – 2021. – Vol. 17. – Iss. 5. – P. 307-314. <https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.307>
191. Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Weiss Y. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth-Science Review*. – 2014. – Vol. 139. – P. 145-167. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.004>
192. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origins // *Journal of Petrology*. – 2008. – Vol. 49. – Iss. 4. – P. 823-839. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm033>
193. Kamenetsky V.S., Yaxley G.M. Carbonate–Silicate Liquid Immiscibility in the Mantle Propels Kimberlite Magma Ascent // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2015. – Vol. 158. – P. 48-56. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.004>
194. Kargin A.V., Golubeva Y.Y., Demonterova E.I., Koval'chuk E.V. Petrographic-geochemical types of Triassic alkaline ultramafic rocks in the Northern Anabar province, Yakutia, Russia // *Petrology*. – 2017. – Vol. 25. – Iss. 6. – P. 535-565. <https://doi.org/10.1134/S0869591117060030>
195. Kargin A.V., Nosova A.A., Postnikov A.V., Chugaev A.V. Devonian ultramafic lamprophyre in the Irkineeva–Chadobets trough in the southwest of the Siberian Platform: Age, composition and implications for diamond potential prediction // *Geology of Ore Deposits*. – 2016. – Vol. 58. – P. 383-403. <https://doi.org/10.1134/S1075701516050068>
196. Kargin, A.V., Nosova A.A., Sazonova L.V., Tretyachenko V.V., Larionova Y.O., Kovalchuk E.V. Ultramafic alkaline rocks of Kepino cluster, Arkhangelsk, Russia: Different evolution of kimberlite melts in sills and pipes // *Minerals*. – 2021. – Vol. 11. – Iss. 5. – 540 pp. <https://doi.org/10.3390/min11050540>
197. Keller J., Klaudius J., Kervyn M., Ernst G.G.J., Mattsson H.B. Fundamental changes in the activity of the natrocarbonatite volcano Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Bulletin of Volcanology*. – 2010. – Vol. 72. – Iss. 2. – P. 893-912. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0371-x>
198. Keller J., Krafft M. Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988 // *Bulletin of Volcanology*. – 1990. – Vol. 52. – Iss. 8. – P. 629-645. <https://doi.org/10.1007/BF00301213>
199. Khan M.S., Rogak S.N. Solubility of Na₂SO₄, Na₂CO₃ and their mixture in supercritical water // *The Journal of Supercritical Fluids*. – 2004. – Vol. 30. – Iss. 3. – P. 359-373. <https://doi.org/10.1016/j.supflu.2003.09.012>

200. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamics of Late Mesozoic PGE, Au, and U mineralization in the Aldan Shield, North Asian Craton // *Ore Geol. Rev.* – 2015. – Vol. 68. – P. 30–42. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.007>.
201. Kjarsgaard B.A. Phase relation of a carbonated high-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa // *Journal of Petrology.* – 1998. – Vol. 39. – Iss. 11-12. – P. 2061-2075. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2061>
202. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Mineralogical Magazine.* – 1988. – Vol. 52. – Iss. 364. – P. 43-55. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.364.04>
203. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L., Peterson T.D. Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: Comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai / edit. Bell K., Keller J // *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior Proceedings in Volcanology 4: Carbonatite Volcanism – Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatite.* – Berlin: Springer-Verlag. – 1995. – P. 163-190. https://doi.org/10.1007/978-3-642-79182-6_13
204. Klemme S., Laan S.R., Foley S.F., Günther D. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – Vol. 133. pp. 439-448
205. Klemme S. Experimental constraints on the evolution of iron and phosphorus-rich melts: experiments in the system CaO-MgO-Fe₂O₃-P₂O₅-SiO₂-H₂O-CO₂ // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences.* – 2010. – Vol. 105. – Iss. 1. – P. 1-8.
206. Klungness G.D., Byrne R.H. Comparative hydrolysis behavior of the rare earths and yttrium: the influence of temperature and ionic strength // *Polyhedron.* – 2000. – Vol. 19. – Iss. 1. – P. 99-107. [https://doi.org/10.1016/S0277-5387\(99\)00332-0](https://doi.org/10.1016/S0277-5387(99)00332-0)
207. Kogarko L.N. The role of global fluids in the genesis of mantle heterogeneities and alkaline magmatism // *Russian Geology and Geophysics.* – 2005. – Vol. 46. – Iss. 12. – P. 1213-1224.
208. Kogarko L.N., Konova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part Two: Former USSR. – London: Springer, 1995. – 229 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-0513-2>
209. Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T. Henrymeyerite in the metasomatized upper mantle of eastern Antarctica // *The Canadian Mineralogist.* – 2007. – Vol. 45. – Iss. 3. – P. 497-501. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.3.497>
210. Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., Kuzmin D.V. High-Ba mica in olivinites of the Guli massif (Maymecha–Kotuy province, Siberia) // *Russian Geology and Geophysics.* – 2012. – Vol. 53. – Iss. 11. – P. 1209-1215. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.09.007>
211. Kogarko L.N., Zartman R.E. New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha–Kotuy province and the Siberian Superplume: U–Th–Pb isotopic systematics // *Geochemistry International.* – 2011. – Vol. 49. – Iss. 5. – P. 439-488. <https://doi.org/10.1134/S0016702911050065>
212. Korobeinikov A.N., Laajoki K. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif // *Geochemistry International.* – 1994. – Vol. 31. – P. 69-76.
213. Koster van Groos A. High-pressure DTA study of the upper three-phase region in the system Na₂CO₃-H₂O // *American Mineralogist.* – 1990. – Vol. 75. – Iss. 5. – P. 667-675.
214. Kotel'nikova Z.A., Kotel'nikov A.R. Na₂CO₃-bearing fluids: Experimental study at 700°C and under 1, 2, and 3 kbar pressure using synthetic fluid inclusions in quartz // *Geology of Ore Deposits.* – 2011. – Vol. 53. – P. 156-170. <https://doi.org/10.1134/S1075701511020036>
215. Kozakov I.K., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Salnikova E.B., Zagornaya N.Yu., Crust-forming processes in the geologic development of the Tuva–Mongolia Massif: Sm–Nd isotopic and geochemical data for granitoids // *Petrology.* – 2003. – Vol. 11. – Iss. 5. – P. 444-463.

216.Kranck E.H. The rock-ground of the coast of Labrador and the connection between the pre-Cambrian of Greenland and North America // Bull. Comm. Geol. Finlande. – 1939. – Vol. 22. – P. 65-86.

217.Krasnova N.I., Balaganskaya E.G., Garcia D. Kovdor– classic phoscorites and carbonatites. In Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province / Eds. Wall F., Zaitsev A.N. – London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 2004a. – P. 99-132.

218.Krasnova N.I., Petrov T.G., Balaganskaya E.G., Garcia D., Moutte J., Zaitsev A.N., Wall F. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. In Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province / Eds. Wall F., Zaitsev A.N. – London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 2004b. – P. 45-74

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

220.Kruk M.N., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izbrodin I.A. Mineralogy of Phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // Minerals. – 2021. – Vol. 11. – Iss. 6. – Art. 556. <https://doi.org/10.3390/min11060556>

221.Kuebler C., Simonetti A., Chen W., Simonetti S.S. Boron isotopic investigation of the Bayan Obo carbonatite complex: insights into the source of mantle carbon and hydrothermal alteration // Chemical Geology. – 2020. – Vol. 557. – Art. 119859. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119859>

222.Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits // Russian Geology and Geophysics. – 2014. – Vol. 55. – Iss. 2. – P. 120-143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.002>

223.Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. – 2010. – Vol. 102. – P. 29-59. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.004>

224.Lamadrid H., Moore L., Moncada D., Rimstidt J., Burruss R., Bodnar R. Reassessment of the Raman CO₂ densimeter // Chemical Geology. – 2017. – Vol. 450. – P. 210-222. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.034>

225.Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Makarev L.B., Timashkov A.N., Berezhnaya N.G., Yakovleva S.Z. New data on the age of granites of the Kodar and Tukuringra complexes, eastern Siberia: geodynamic constraints // Petrology. – 2000. – Vol. 8. – Iss. 3. – P. 267–279.

226.Le Bas M.J. Fenites associated with carbonatites // The Canadian Mineralogist. – 2008. – Vol. 46. – Iss. 4. – P. 915-932. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.915>

227.Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites // Geological Society, London, Special Publications. – 1987. – Vol. 30. – P. 53-83. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.05>

228.Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // American Mineralogist. – 1997. – Vol. 82. – Iss. 2. – P. 1019-1037.

229.Lee M.-J., Garcia D., Moutte J., Lee J.I. Phlogopite and tetraferriphlogopite from phoscorite and carbonatite associations in the Sokli massif, Northern Finland // Geosciences Journal. – 2003. – Vol. 7. – P. 9-20. <https://doi.org/10.1007/BF02910260>

230.Lee W.-J., Wyllie P.J. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, con-strained by the system CaO-(MgO + FeO*)-(Na₂O + K₂O)-(SiO₂ + Al₂O₃ + TiO₂)-CO₂ // Journal of Petrology. – 1998. – Vol. 39. – Iss. 3. – P. 495-517. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.3.495>.

- 231.Lee W.-J., Wyllie P.J. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5GPa compared with mantle melt compositions // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1997a. – Vol. 127. – P. 1–16. <https://doi.org/10.1007/s004100050261>
- 232.Lee W.-J., Fanelli M.F., Cava N., Wyllie P.J. Calciocarbonatite and magnesiocarbonatite rocks and magmas represented in the system CaO-MgO-CO₂-H₂O at 0.2 GPa // Mineralogy and Petrology. – 2000. – Vol. 68. C P. 225-256. <https://doi.org/10.1007/s007100050011>
- 233.Leelanandam C., Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J. Proterozoic mountain building in peninsular India: an analysis based primarily on alkaline rock distribution // Geological Magazine. – 2006. – Vol. 143. – Iss. 2. – P. 195-212. <https://doi.org/10.1017/S0016756805001664>
- 234.Lehmann B., Nakai S., Höhndorf A., Brinckmann J., Dulski P., Hein U., Masuda A. REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in the western Rift Valley // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1994. – Vol. 58. – Iss. 2. – P. 985-992. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90520-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90520-7)
- 235.Lemoine G., Turc H.-A., Leybros A., Ruiz J.-C., Sommer de Gélécourt Y., Muhr H. Na₂CO₃ and K₃PO₄ solubility measurements at 30 MPa in near-critical and supercritical water using conductimetry and high pressure calorimetry // Journal of Supercritical Fluids. – 2017. – Vol. 130. – P. 91-96. <https://doi.org/10.1016/j.supflu.2017.07.035>
- 236.Letnikova E.F., Izokh A.E., Nikolenko E.I., Pokhilenko N.P., Shelestov V.O., Hilen Geng, Lobanov S.S. Late Triassic high-potassium trachitic volcanism of the northeast of the Siberian platform: Evidence in the sedimentary record // Doklady Earth Sciences. – 2014. – Vol. 459. – Iss. 1. – P. 1344-1347. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14110221>
- 237.Li W.-Y., Teng F.-Z., Halama R., Keller J., Klaudius J. Magnesium isotope fractionation during carbonatite magmatism at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Earth and Planetary Science Letters. – 2016. – Vol. 444. – P. 26-33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.034>
- 238.Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. – 2008. – Vol. 160. – Iss. 1-2. – P. 179-210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- 239.Lindsley D.H. "Chapter 3.EXPERIMENTAL STUDIES OF OXIDE MINERALS". Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance / eds by Donald H. Lindsley. – Berlin, Boston: De Gruyter, 1991. – P. 69-106.
- 240.Lloyd F.E., Stoppa F. Pelletal lapilli in diatremes: Some inspiration from the old masters // Geolines. – 2003. – Vol. 75. – Iss. 15. – P. 65-71.
- 241.Lodders K. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements // The Astrophysical Journal. – 2003. – Vol. 591. – Iss. 2. – P. 1220-1247. <https://doi.org/10.1086/375492>
- 242.Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. – 1996. – Vol. 11. – №9. – P. 899-904.
- 243.Ludington S. The biotite-apatite geothermometer revisited // American Mineralogist. – 1978. – Vol. 63. – P. 551-553.
- 244.Ludwig K.R. SQUID 1.00, a user's manual. – Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000. – Vol. 2. – 19 p.
- 245.Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. – Vol. 1. – 46 p.
- 246.Ludwig K.R. User's manual for IsoPlot/Ex, version 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2003. – Vol. 4. – Iss. 1. – 71 p.
- 247.Luo Y.-R., Byrne R.H. The Influence of Ionic Strength on Yttrium and Rare Earth Element Complexation by Fluoride Ions in NaClO₄, NaNO₃ and NaCl Solutions at 25 °C // Journal of Solution Chemistry. – 2007. – Vol. 36. – Iss. 6. – P.673-689. <https://doi.org/10.1007/s10953-007-9141-6>

248. Lustrino M., Ronca S., Caracausi A., Bordenca C.V., Agostini S., Faraone D.B. Strongly SiO₂-undersaturated, CaO-rich kamafugitic Pleistocene magmatism in Central Italy (San Venanzo volcanic complex) and the role of shallow depth limestone assimilation // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – Vol. 208. – Art. 103256. – 30 pp. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103256>
249. Malich K.N., Khiller V.V., Badanina I.Yu., Belousova E.A. Results of dating of thorianite and baddeleyite from carbonatites of the Guli massif (Russia) // *Doklady Earth Sciences*. – 2015. – Vol. 464. – Iss. 2. – P. 1029-1032. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15100050>
250. Mann M.E., Rutherford S., Wahl E., Ammann C. Testing the fidelity of methods used in proxy-based reconstructions of past climate // *J. Climate*. – 2006a. – Vol. 18. – P. 4097–4107. <https://doi.org/10.1175/JCLI3564.1>.
251. Mann U., Marks M.A.W., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: the Katzenbuckel volcano, Southwest Germany // *Lithos*. – 2006b. – Vol. 91. – Iss. 1-4. – P. 262-285. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.09.004>
252. Marfin A.E., Radomsкая T.A., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Yakich T.Y., Gertner, I.F., Kamo S.L., Ernst R.E., Bryanskiy N.V., Glazunov O.M. Belozero O.Y. U–Pb dating of apatite, titanite and zircon of the Kingash mafic–ultramafic massif, Kan Terrane, Siberia: from Rodinia break-up to the reunion with the Siberian Craton // *Journal of Petrology*. – 2021. – Vol. 62. – Iss. 9. – P. 1-16. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab049>
253. Markl G., Marks M., Schwinn G., Sommer H. Phase equilibrium constraints on intensive crystallisation parameters of the Ilímaussaq Complex, South Greenland // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42. Iss. 12. – P. 2231–2258. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2231>.
254. Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilímaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42. – Iss. 10. – P. 1947-1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1947>
255. Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattson H.B., Guenther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts from dry and H₂O-bearing systems at 1-3 GPa // *Journal of Petrology*. – 2013. – Vol. 54. – Iss. 11. – P. 2301–2338 <https://doi.org/10.1093/petrology/egt048>
256. Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattsson H.B., Ulmer P., Hametner K., Guenther D. Element partitioning between immiscible carbonatite–kamafugite melts with application to the Italian ultrapotassic suite // *Chemical Geology*. – 2012. – Vol. 320-321. – P. 96-112. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.019>.
257. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Research*. – 2007. – Vol. 11. – Iss. 1-2. – P. 7-37.
258. McCormick G.R., Le Bas M.J. Phlogopite crystallization in carbonatitic magmas from Uganda // *The Canadian Mineralogist*. – 1996. – Vol. 34. – P. 469-478.
259. McDonough W.F. Compositional model for the Earth's core // *Treatise on geochemistry* / eds by Holland H.D., Turekian K.K. – Oxford, Elsevier: Pergamon. – 2003. – P. 547-568.
260. Mekhonoshin A.S., Ernst R., Soderlund U., Hamilton M.A., Kolotilina T.B., Izokh A.E., Polyakov G.V., Tolstykh N.D. Relationship between platinum-bearing ultramafic-mafic intrusions and large igneous provinces (exemplified by the Siberian craton) // *Russ Geol Geophys*. – 2016. – Vol. 57. – Iss. 5. – P. 822–833.
261. Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Y., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*. – 2005. – Vol. 398. – Iss. 3. – P. 225-243. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.008>
262. Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A. Caporuscio Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations // *Chemical Geology*. – 2016. – Vol. 439. – P. 13-42. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.005>.
263. Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., Wagner T. An experimental study of the solubility and speciation of the Rare Earth Elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at

temperatures up to 300°C // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – Vol. 73. – Iss. 23. – P. 7087-7109. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.023>

264. Milani L., Bolhar R., Frei D., Harlov D.E., Samuel V.O. Light rare earth element systematics as a tool for investigating the petrogenesis of phosphorite-carbonatite associations, as exemplified by the Phalaborwa Complex, South Africa // *Mineralium Deposita*. – 2017. – Vol. 52. – P. 1105-1025. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0708-2>

265. Millonig L.J., Gerdes A., Groat L.A. U-Th-Pb geochronology of meta-carbonatites and meta-alkaline rocks in the southern Canadian Cordiller: a geodynamic perspective // *Lithos*. – 2012. – Vol. 152. – P. 202-217. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.016>

266. Mitchell R.H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites // *The Canadian Mineralogist*. – 2005. – Vol. 43. – Iss. 6. – P. 2049-2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>

267. Mitchell R.H. *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology* // – Berlin: Plenum Press, 1986. – 442 pp.

268. Mitchell R.H. Peralkaline nepheline–natrocarbonatite immiscibility and carbonatite assimilation at Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – Vol. 158. – Iss. 5. – P. 589-598. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0398-1>

269. Mitchell R.H. Potassic magmas derived from metasomatized lithospheric mantle: Nomenclature and relevance to exploration for diamond-bearing rocks // *Journal of the Geological Society of India*. – 2006. – Vol. 67. – Iss. 3. – P. 317-327.

270. Mitchell R.H. *Kimberlite, Orangeites and Related Rocks* // – New York, NY, USA: Plenum Press, 1995. – P. 231-232.

271. Mitchell R.H., Belton F. Niocalite–cuspidine solid solution and manganoan monticellite from natrocarbonatite, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Mineralogical Magazine*. – 2004. – Vol. 68. – Iss. 5. – P. 787-799. <https://doi.org/10.1180/0026461046850219>

272. Mitchell R.H., Gittins J. Carbonatites and carbothermalites: A revised classification // *Lithos*. – 2022. – Vol. 430-431. – Art. 106861. – 11 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106861>

273. Mitchell R.H., Platt R.G. Mineralogy and petrology of nepheline syenites from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // *Journal of Petrology*. – 1982a. – Vol. 23. – Iss. 2. – P. 186-214. <https://doi.org/10.1093/petrology/23.2.186>

274. Mitchell R.H., Platt R.G. Rb–Sr geochronology of the Coldwell Complex, northwestern Ontario, Canada // *J. Earth Sci.* – 1982b. – P. 1796-1801. <https://doi.org/10.1139/e82-158>.

275. Mitchell R.H., Smith C.B., Vladyskin N.V. Isotope composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia // *Lithos*. – 1994. – Vol. 32. – Iss. 3-4. – P. 243-248. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90042-6)

276. Mitchell R.H., Vladyskin N.V. Compositional variation of pyroxene and mica from the little Murun ultrapotassic complex, Aldan Shield, Russia // *Mineralogical Magazine*. – 1996. – Vol. 60. – Iss. 403. – P. 907-925. <https://doi.org/10.1180/minmag.1996.060.403.06>

277. Moore A., Blenkinsop T., Coterill F. Controls on post-Gondwana alkaline magmatism in southern Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – Vol. 268. – Iss. 2. – P. 151-164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.007>

278. Morikio T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.V. Sr, Nd, C and O isotope compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2000. – Vol. 95. – P. 162-172.

279. Morogan V. Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization // *Terra Nova*. – 1994. – Vol. 6. – Iss. 2. – P. 166-176. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00650.x>

280. Nakajima Y., Imada S., Hirose K., Komabayashi T., Ozawa H., Tateno S., Tsutsui S., Kuwayama Y., Baron A.Q.R. Carbon-depleted outer core revealed by sound velocity measurements of liquid iron–carbon alloy // *Nature Communications*. – 2015. – Vol. 6. – Art. 8942. <https://doi.org/10.1038/ncomms9942>

281. Nakajima Y., Takahashi E., Suzuki T., Funakoshi K. "Carbon in the core" revisited // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2009. – Vol. 174. – P. 202–211. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.05.014>
282. Neimark L.A., Larin A.M., Nemchin A.A., Ovchinnikova G.V., Ryt'sk E.Y. Anorogenic nature of magmatism in the Northern Baikal volcanic belt: evidence from geochemical, geochronological (U-Pb), and isotopic (Pb, Nd) // *Petrology*. – 1998. – Vol. 6. – Iss. 2. – P. 124–148.
283. Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., MuCulloch M.T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1988. – Vol. 52. – Iss. 1. – P. 1–17. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90051-8)
284. Nesbitt B.E., Kelly W.C. Magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove complex, Arkansas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1977. – Vol. 63. – Iss. 3. – P. 271–294. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375576>
285. Nielsen T., Solovova I., Veksler I. Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallised melt inclusions, Gardiner complex // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. – Vol. 126. – P. 331–344. <https://doi.org/10.1007/s004100050254>
286. Nielsen T.F.D. The ultramafic cumulate series, Gardiner complex, East Greenland. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – Vol. 76. – P. 60–72. <https://doi.org/10.1007/BF00373684>
287. Nielsen T.F.D., Jensen S.M., Secher K., Sand K.K. Distribution of kimberlite and aillikite in the Diamond Province of southern West Greenland: A regional perspective based on groundmass mineral chemistry and bulk compositions // *Lithos*. – 2009. – Vol. 112. – Iss. 1. – P. 358–371. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.035>
288. Nielsen T.F.D., Veksler I.V. Is natrocarbonatite a cognate fluid condensate? // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2002. – Vol. 142. – Iss. 2. – P. 425–435. <https://doi.org/10.1007/s004100100306>
289. Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Early Paleozoic age and geodynamic setting of the Botogol and Khushagol alkaline massifs in the Central Asian fold belt // *Doklady Earth Science*. – 2007. – Vol. 412. – Iss. 1. – P. 6–10. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07010023>
290. Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. – 2019. – Vol. 69. – P. 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.11.014>
291. Nikolenko A.M., Redina A.A., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ragozin A., Vladykin N. The origin of magnetite-apatite rocks of Mushgai-Khudag Complex, South Mongolia: constraints from mineral chemistry and studies of melt and fluid inclusions // *Lithos*. – 2018. – Vol. 320–321. – P. 567–582. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.030>
292. Nikolenko, A.M.; Doroshkevich, A.G.; Ponomarchuk, A.V.; Redina, A.A.; Prokopyev, I.R., et al. Ar-Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai-Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) // *Lithos*. – 2020. – Art. 372–373. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105675>
293. Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., Yudin D.S., Larionova Y.O., Abersteiner A., Gareev B.I. Sr-Nd-Pb isotopic systematic and geochronology of ultramafic alkaline magmatism of the southwestern margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle related to subduction and plume events // *Lithos*. – 2020. – Vol. 364–365. – Art. 105509. – 21 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105509>
294. Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedeva N.M., Volkova G.D., Peresetskaya E.V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // *Lithos*. – 2021a. – Vol. 398–399. – Art. 106277. – 24 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106277>
295. Nosova A.A., Sazonova L.V. Ocelli in the early Triassic Chadobets ultramafic lamprophyre (SW Siberian craton): Evidence of late-stage evolution of the lamprophyre fluid—Melt system. In *Proceedings of the XXXIV International Conference “Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits”, Miass, Russia, 4–9 August 2017*. – P. 168–171,

296. Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Dubinina E.O., Minervina E.A. Mineralogy and geochemistry of ocelli in the Damtjernite dykes and sills, Chadobets Uplift, Siberian Craton: Evidence of the fluid-lamprophyric magma interaction // *Minerals*. – 2021b. – Vol. 11. – Iss. 7. – 724 pp. <https://doi.org/10.3390/min11070724>
297. Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2018. – Vol. 173. – Art. 55. – 27 pp. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>
298. Nozhkin A.D., Bibikova E.V., Turkina O.M., Ponomarchuk V.A. U-Pb, Ar-Ar, and Sm-Nd isotope-geochronological study of porphyritic subalkalic granites of the Taraka pluton (Yenisei Range) // *Russ Geol Geophys*. – 2003. – Vol. 44. – Iss. 9. – P. 842–852.
299. Nugumanova Ya.N., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Starikova A.E. Compositional Variations of Spinels from Ultramafic Lamprophyres of the Chadobets Complex (Siberian Craton, Russia) // *Minerals*. – 2021. – Vol. 11. – Iss. 5. – Art. 456. – 16 pp. <https://doi.org/10.3390/min11050456>
300. Nyamweru C. Changes in the crater of Oldoinyo Lengai: June 1993–February 1997 // *Journal of African Earth Sciences*. – 1997. – Vol. 25. – Iss. 1. – P. 43–53. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00061-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00061-4)
301. Olivo G.R., Williams-Jones A.E. Hydrothermal REE-rich eudialyte from the Pilanesberg Complex, South Africa // *The Canadian Mineralogist*. – 1999. – Vol. 37. – P. 653–663.
302. Otto J.W., Wyllie P.J. Relationship between silicate melts and carbonate precipitating melts in CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O at 2 kbar // *Mineral. Petrol.* – 1993. – Vol. 48. – P. 343–365. <https://doi.org/10.1007/BF01163107>
303. Özkan M., Çelik Ö.F., Marzoli A., Çörtük R.M., Billor M.Z. 2021. The origin of carbonatites from the eastern Armutlu Peninsula (NW Turkey) // *Journal of the Geological Society*. – 2021. – Vol. 178. – Iss. 6. – Art. jgs2020-171. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-171>
304. Panina L.I. Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonatite melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – Vol. 150. – Iss. 1. – P. 19–36. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0001-3>
305. Panina L.I., Motorina I.V. Liquid immiscibility in deep-seated magmas and the generation of carbonatite melts // *Geochemistry International*. – 2008. – Vol. 46. – P. 448–464. <https://doi.org/10.1134/S0016702908050029>
306. Panina L.I., Rokosova E.Y., Isakova A.T., Tolstov A.V. Lamprophyres of the Tomtor Massif: A result of mixing between potassic and sodic alkaline mafic magmas // *Petrology*. – 2016. – Vol. 24. – P. 608–625. <https://doi.org/10.1134/S0869591116060047>
307. Panina L.I., Stoppa F., Usol'tseva L.M. Genesis of melilitite rocks of Pian di Celle volcano, umbrian kamafugite province, Italy: Evidence from melt inclusions in minerals // *Petrology*. – 2003. – Vol. 11. – Iss. 4. – Art. . – P. 365–382.
308. Pease V., Vernikovsky V. The tectono-magmatic evolution of the Taimyr Peninsula: further constraints from New Ion-Microprobe Data // *Polarforschung*. – 2000. – Vol. 68. – P. 171–178.
309. Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G., Woodland S., Barry P.H., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Agashev A.M., Taylor L.A. Plume impingement on the Siberian SCLM: evidence from Re–Os isotope systematics // *Lithos*. – 2015. – Vol. 218–219. – Iss. 2. – P. 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.010>
310. Peterson T.D. Petrology and genesis of natrocarbonatite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – Vol. 105. – Iss. 2. – P. 143–155. <https://doi.org/10.1007/BF00678981>
311. Pirajno F. Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites, associated mineral systems and the mantle plume connection // *Gondwana Research*. – 2015. – Vol. 27. – Iss. 3. – P. 1181–1216. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.008>
312. Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. – Dordrecht (NL): Kluwer Academic Publishers, 2000. – 556 pp.

313. Podborodnikov I.V., Shatskiy A., Arefiev A.V., Litasov K.D. Phase relations in the system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{--CaCO}_3\text{--MgCO}_3$ at 3 GPa with implications for carbonatite genesis and evolution // *Lithos.* – 2019. – Vol. 330–331. – P. 74–89. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.035>.
314. Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism // *Russian Geology and Geophysics.* – 2015. – T. 56. – №1–2. – C. 280–295. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.01.020>
315. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research.* – 2005. – Vol. 136. – Iss. 3–4. – P. 353–368. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.12.003>
316. Popov N.V., Kotov A.B., Postnikov A.A., Sal'nikova E.B., Shaporina M.N., Larin A.M., Yakovleva S.Z., Plotkina Y.V., Fedoseenko A.M. Age and tectonic position of the Chinye Layered Massif, Aldan shield // *Doklady Earth Sciences.* – 2009. – Vol. 424. – Iss. 1. – P. 64–67.
317. Powell J.L. Least absolute deviations estimation for the censored regression model // *Journal of Econometrics.* – 1984. – Vol. 25. – Iss. 3. – P. 303–325. [https://doi.org/10.1016/0304-4076\(84\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0304-4076(84)90004-6).
318. Prokopyev I., Doroshkevich A., Redina A. Brine–melts and fluids of the Fe–F–P–(Ba)–(Sr)–REE Central Asian carbonatite province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic aspects // *Minerals.* – 2023a. – Vol. 13. – Iss. 4. – Art. 573. – 17 pp. <https://doi.org/10.3390/min13040573>
319. Prokopyev I.R., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pavlova G.G. Origin of REE-rich ferrocarbonatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // *Mineralogy and Petrology.* – 2016. – Vol. 110. – Iss. 6. – P. 845–859. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0449-z>
320. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // *Ore Geology Reviews.* – 2017. – Vol. 81. – P. 296–308. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.012>.
321. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A., Obukhov A.V. Magnetite-apatite-dolomitic rocks of Ust-Chulman (Aldan shield, Russia): Seligdar-type carbonatites? // *Mineralogy and Petrology.* – 2018. – Vol. 112. – Iss. 2. – P. 257–266. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0534-y>.
322. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E., Ponomarev, J.D. Redina A.A., Chebotarev D.A., Nikolenko A.M., Dultsev V.F., Moroz T.N., Minakov A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U–Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // *Mineralogy and petrology* – 2019. – Vol. 113. – Iss. 3. – P. 329–352. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00661-3>.
323. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Yang Y., Goryunova V.O., Tomoshevich N.A., Proskurnin V.F., Saltanov V.A., Kukharensky E.A. 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.* – 2023b – Vol. 440–441. – Art. 107045. – 14 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107045>
324. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Kovalev S., Nugumanova Ya., Izokh A. Petrogenesis of juvenile pelletal lapilli in ultramafic lamprophyres // *Scientific Reports.* – 2023c. – Vol. 13. – Art. 5841. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-32535-2>
325. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Ya.N., Vladykin N.V. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // *Ore Geology Reviews.* – 2021. – Vol. 131. – Art. 104042. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042>
326. Prokopyev I.R., Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Nugumanova Ya.N., Potapov V., 2020b. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina complex (Chadobets Uplift, Russia): mineralogy and melt inclusion composition // *Minerals.* – 2020. – Vol. 10. – Iss. 5. – 419 pp. <https://doi.org/10.3390/min10050419>

327. Ramdohr P. Myrmekitische Verwachsungen Von Erzen // Neues Jahrbuch der Min. Beil-Bd. – Vol 79. – 1945. – P. 161-191.
328. Rankin A.H. Carbonatite-associated rare metal deposits: Composition and evolution of ore-forming fluids – The fluid inclusion evidence // Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits / eds. by Linnen R.L., Samson I.M. – St. John's, NL: Geological Association of Canada, 2005. – P. 299-314.
329. Rass I.T., Petrenko D.B., Koval'chuk E.V., Yakushev A.I. Phoscorites and carbonatites: relations, possible petrogenetic processes, and parental magma, with reference to the Kovdor Massif, Kola Peninsula // Geochemistry International. – 2020. – Vol. 58. – P. 753-778. <https://doi.org/10.1134/S0016702920070095>
330. Rass I.T., Plechov P.Y. Melt inclusions in olivines from the olivine-melilitite rock of the Guli massif, northwestern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. – 2000. – Vol. 375. – No. 3. – P. 389-392.
331. Redina A.A., Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Wohlgemuth-Ueberwasser C.C. Fluorite Mineralization Related to Carbonatitic Magmatism in the Western Transbaikalia: Insights from Fluid Inclusions and Trace Element Composition // Minerals. – 2021. – Vol. 11. – Iss. 11. – Art. 1183. – 13 pp. <https://doi.org/10.3390/min11111183>
332. Redina A.A., Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Vladykin N.V. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): Evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions // Geochemistry. – 2020. – Vol. 80. – Iss. 4. – Art. 125666. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125666>
333. Reguir E.P., Salnikova E.B., Yang P., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Rass I.T., Kotov A.B. U–Pb geochronology of calcite carbonatites and jacupirangite from the Guli alkaline complex, Polar Siberia, Russia // Mineralogical Magazine. – 2021. – Vol. 85. – Iss. 4. – 15 pp. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.53>.
334. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – Vol. 277. – Iss. 1-2. – P. 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.030>
335. Riishuus M.S., Peate D.W., Tegner C., Wilson J.R., Brooks C.K. Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and -undersaturated syenites by periodic recharge in a crustally contaminated magma chamber: the Kangerlussuaq Intrusion, East Greenland // Journal of Petrology. – 2008. – Vol. 49. – Iss. 3. – P. 493-522. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm090>
336. Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Karmanov N.S., Kanakin S.V. Micas from the Khaluta Carbonatite Deposit, Western Transbaikalia Region // Geology of Ore Deposits. – 2009. – Vol. 51. – No. 8. – P. 812–821.
337. Rock N.M.S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: Alnöites and allied rocks // Journal of Petrology. – 1986. – Vol. 27. Iss. 1. – P. 155-196.
338. Roedder E. Fluid Inclusions // Reviews in Mineralogy / Eds by Ribbe P.H. – Blacksburg, VA, USA: Mineralogical Society of America. – 1984. – Vol. 12. – 646 pp.
339. Roedder E. Origin and significance of magmatic inclusions // Bulletin de Minéralogie. – 1979. – Vol. 102. – Iss. 5-6. – P. 487-510.
340. Ruberti E., Enrich G.E.R., Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P. Hydrothermal REE fluorocarbonate mineralization at Barra do Itapirapuã, a multiple stockwork carbonate, southern Brazil // The Canadian Mineralogist. – 2008. – Vol. 46. – Iss. 4. – P. 901-914. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.901>
341. Ryabchikov I.D., Kogarko L.N. Deep differentiation of alkali ultramafic magmas: formation of carbonatite melts // Geochemistry International. – 2016. – Vol. 54. – P. 739-747. <https://doi.org/10.1134/S001670291609007X>

342. Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Kogarko L.N., Bray G.P., Ntaflos T., Simalin S. Thermodynamic parameters of generation of meymechites and alkaline picrites in the Maimecha-Kotui Province: evidence from melt inclusions // *Geochemistry International*. – 2002. – Vol. 40. – Iss. 11. – P. 1031-1041.
343. Sage R.P., Watkinson D.H. Alkaline rock-carbonatite complexes of the Superior Structural Province, Northern Ontario, Canada // *Chronique de la recherche minière*. – 1991. – Vol. 504. – P. 5-19.
344. Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. – 2019. – Vol. 338-339. – P. 141-154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032>
345. Salters V.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. – Vol. 5. – Iss. 5. – 27 pp. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
346. Samson I.M., Weining L., Williams-Jones A.E. The nature of orthomagmatic hydrothermal fluids in the Oka carbonatite, Quebec: evidence from fluid inclusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59. – Iss. 10. – P. 1963-1977. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00120-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00120-4)
347. Sánchez M.C., Sarrionandia F., Arostegui J., Gil Ibarguchi J.I. Silicate glass micro and nanospherules generated in explosive eruptions of ultrabasic magmas: Implications for the origin of pelletal lapilli // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2015. – Vol. 293. – P. 13-24. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2014.12.010>
348. Savard J.J., Mitchell R.H. Petrology of ijolite series rocks from the Prairie Lake (Canada) and Fen (Norway) alkaline rock-carbonatite complexes // *Lithos*. – 2021. – Vol. 396-397. – Art. 106188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106188>
349. Savelieva V.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. Kimberlite-like rocks of the Urik-Iya graben, Eastern Sayan region: mineral composition, geochemistry and formation conditions // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2020. – Vol. 11. – Iss. 4. – P. 678-696. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>
350. Schijf J., Byrne R.H. Determination of $\text{so}_4\beta_1$ for yttrium and the rare earth elements at $I = 0.66$ m and $t = 25^\circ \text{C}$ – Implications for YREE solution speciation in sulfate-rich waters // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – Vol. 68. – Iss. 13. – P. 2825-2837. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.12.003>
351. Schmidt MW, Wiedendorfer D. Carbonatites in oceanic hotspots // *Geology*. – 2018. – Vol. 46. – Iss. 5. – P. 435-538. <https://doi.org/10.1130/G39621.1>
352. Schultz H., Bauer G., Schachl E., Hagedorn F., Schmittinger P. Potassium compounds // *Ullmann's Encyclopedia of Industrial Chemistry*, German: Wiley-VCH. – 2011. – Vol. 29. P. 1-65. https://doi.org/10.1002/14356007.a22_039
353. Schumann D., Martin R.F., Fuchs S., de Fourestier J. Silicocarbonatitic melt inclusions in fluorapatite from the Yates prospect, Otter Lake, Québec: evidence of marble anatexis in the central metasedimentary belt of the Grenville Province // *The Canadian Mineralogist*. – 2019. – Vol. 57. – Iss. 5. – P. 583-604.
354. Sharygin I.S., Golovin A.V., Tarasov A.A., Dymshits A.M., Kovaleva E. Confocal Raman Spectroscopic Study of Melt Inclusions in Olivine of Mantle Xenoliths from the Bultfontein Kimberlite Pipe (Kimberley Cluster, South Africa): Evidence for Alkaline Carbonate Melt in the Mantle beneath Kaapvaal Craton // *Journal of Raman Spectroscopy*. – 2021. – Vol. 53. – Iss. 3. – P. 508-524. <https://doi.org/10.1002/jrs.619>
355. Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Safonov O.G., Golovin A.V., Ohtani E., Pokhilenko N.P. Experimental Constraints on Orthopyroxene Dissolution in Alkali-Carbonate Melts in the Lithospheric Mantle: Implications for Kimberlite Melt Composition and Magma Ascent // *Chemical Geology*. – 2017. – Vol. 455. – P. 44-56. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.030>
356. Sharygin V.V., Doroshkevich A.G. Multiphase inclusions in zircons from Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland, Russia. In *Proceedings of the 34th International Conference*

“Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits”, Miass, Russia. 4–9 August 2017. – P. 244-247.

357.Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlites (Sakha Yakutia, Russia): Paragenesis, composition and origin // European Journal of Mineralogy. – 2007. – Vol. 19. – Iss. 1. – P.51-63. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-0051>

358.Shatskiy A., Gavryushkin P.N., Litasov K.D., Koroleva O.N., Kupriyanov I.N., Borzdov Y.M., Sharygin I.S., Funakoshi K., Palyanov Y.N., Ijiohtani E. Na-Ca carbonates synthesized under upper-mantle conditions: Raman spectroscopic and X-ray diffraction studies // European Journal of Mineralogy. – 2015. – Vol. 27. – Iss. 2. – P. 175-184. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2426>

359.Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Carbon isotopes and nitrogen contents in placer diamonds from the NE Siberian craton: implications for diamond origins // European Journal of Mineralogy. – 2014. – Vol. 26. – Iss. 1. – P. 41-52. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2013/0025-2347>

360.Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // Gondwana Research. – 2015. – Vol. 28. – Iss. 1. – P. 106-120. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.03.018>

361.Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A. Inorganic species in geologic fluids: correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1997. – Vol. 61. – Iss. 5. – P. 907-950. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00339-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00339-0)

362.Shokhonova M.N., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Paderin I.P. Paleoproterozoic basaltoids in the North Baikal volcanoplutonic belt of the Siberian craton: age and Petrogenesis // Russian Geology and Geophysics. – 2010. – Vol. 51. – No. 8. – P. 815-832.

363.Simandl G.J., Paradis S. Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods // Applied Earth Science. – 2018. – Vol. 127. – Iss. 4. – P. 123-152. <https://doi.org/10.1080/25726838.2018.1516935>

364.Skinner E.M.W. Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement. Proceedings of the 4th International Kimberlite Conference. Geological Society of Australia: Sydney, Australia, 1989. – P. 528-544.

365.Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Y.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precambrian Research. – 2003. – Vol. 122. – P. 359-376. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00219](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00219)

366.Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. – 2008. – Vol. 249. – Iss. 1-2. – P. 1-35.

367.Slugin A.D. Bauxite deposits with unusually high concentrations of REE, Nb, Ti, and Th, Chadobets uplift, Siberian platform // International Geology Review. – 1994. – Vol. 36. – Iss. 2. – P. 179-193. <https://doi.org/10.1080/00206819409465454>

368.Smirnov P.R., Grechin O.V. Coordination of ions in aqueous solutions of erbium chloride from X-ray diffraction data // Russian Journal of Coordination Chemistry. – 2013. – Vol. 39. – P. 685-688. <https://doi.org/10.1134/S1070328413090078>

369.Smirnova M., Sazonova L., Nosova A., Kargin A., Scherbacov V. Phenocrysts and megacrysts of olivines from ultramafic lamprophyres of the Chadobets and Il'bokich uplifts, Southwestern Siberia // European Geosciences Union General Assembly 2017, Geophysical Research Abstracts. – 2017. – Vol. 19. – EGU2017-335 pp.

370.Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites // Nature. – 1983. – Vol. 304. – P. 51-54.

371.Smith M.P., Henderson P., Campbell L.S. Fractionation of the REE during hydrothermal processes: constraints from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China // Geochimica

- et Cosmochimica Acta. – 2000. – Vol. 64. – Iss. 18. – P. 3141-3160. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00416-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00416-6)
372. Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. – 2011. – Vol. 477. – P. 312-316. <https://doi.org/10.1038/nature10385>
373. Soderholm L., Skanthakumar S., Wilson R.E. Structures and energetics of erbium chloride complexes in aqueous solution // *The Journal of Physical Chemistry A*. – 2009. – Vol. 113. – Iss. 22. – P. 6391-6397. <https://doi.org/10.1021/jp9012366>
374. Sokol A.G., Kruk A.N. Role of CO₂ in the Evolution of Kimberlite Magma: Experimental Constraints at 5.5 GPa and 1200–1450 °C // *Lithos*. – 2021. – Vol. 386-387. – Art. 106042. – 13 pp. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106042>
375. Starikova A.E., Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ragozin A.L., Chervyakovsky V.S. 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*. – 2021. – Vol. 11. – Iss. 4. – Art. 408. – 23 pp. <https://doi.org/10.3390/min11040408>
376. Starikova A.E., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Fedorovskii V.S., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M. Vein calciphyre and contact Mg skarn from the Tazheran massif (Western Baikal area, Russia): Age and genesis // *Doklady Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 457. – Part 2. – P. 1003-1007. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080182>
377. Starikova A.E., Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Kargin A.V., Nosova A.A., Kovalev S.A. Melt inclusions in olivine as a source of information on the composition and evolution of deep melts of aillikites (ultramafic lamprophyres) of the Ilbokichi uplift, the sw siberian platform // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2022. – Vol. 13. – Iss. 4. – Art. 0655. – 9 pp. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0655>
378. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1977. – Vol. 36. – P. 359-361. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
379. Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B., Kotov A.B., Danilova Y.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. Timing of Carbonatite Ultramafic Complexes of the Eastern Sayan Alkaline Province, Siberia: U–Pb (ID–TIMS) Geochronology of Ca–Fe Garnets // *Minerals*. – 2023. – Vol. 13. – Iss. 8. – Art. 1086. <https://doi.org/10.3390/min13081086>
380. Stoppa F. The San Venzano maar and tuff ring, Umbria, Italy: Eruptive behaviour of a carbonatite-melilitite volcano // *Bulletin of Volcanology*. – 1996. – Vol. 57. – Iss. 7. – P. 563-577. <https://doi.org/10.1007/BF00304440>
381. Stoppa F., Schiazza M., Rosatelli G., Castorina F., Sharygin V.V., Ambrosio F.A., Vicentini N. Italian carbonatite system: From mantle to ore-deposit // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – Vol. 114. – Art. 103041. – 17 pp. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103041>
382. Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chemical Geology*. – 2012. – Vol. 330-331. – P. 274-299. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.007>
383. Sun J., Liu C., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – Vol. 404. – P. 283-295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
384. Sun J., Zhu X.K., Belshaw N.S., Chen W., Doroshkevich A.G., Luo W.-J., Wenlei S., Chen B., Li Z.-H., Wang Y., Kynicky J., Henderson G.M. Ca isotope systematics of carbonatites: insights into carbonatite source and evolution // *Geochemical Perspectives Letters*. – 2021. – Vol. 17. – P. 11-15. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2107>
385. Sweeney R.J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1994. – Vol. 128. – Iss. 3-4. – P. 259-270. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90149-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90149-X)

- 386.Sweeney R.J., Prozesky V., Przybylowicz W. Selected trace and minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 18–46 kbar pressure // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59. – Iss. 18. – P. 3671-3683. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00270-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00270-A)
- 387.Syracuse E.M., Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2010. – Vol. 183. – Iss. 1–2. – P. 73-90. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>.
- 388.Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // *Journal of Petrology*. – 2006. – Vol. 47. – Iss.7. – P. 1261-1315. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi008>
- 389.Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: Rationale and implications // *Journal of Petrology*. – 2005. – Vol. 46. – Iss. 9. – P. 1893-1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>
- 390.Tappe S., Kjarsgaard B.A., Kurszlaukis S., Nowell G.M., Phillips D. Petrology and Nd-Hf isotope geochemistry of the Neoproterozoic Amon kimberlite sills, Baffin Island (Canada): evidence for deep mantle magmatic activity linked to supercontinent cycles // *Journal of Petrology*. – 2014. – Vol. 55. – Iss. 10. – P. 2003-2042. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu048>
- 391.Tappe S., Romer R.L., Stracke A., Steenfelt A., Smart K.A. Muehlenbachs K., Torsvik T.H. Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2017. – Vol. 466. – P. 152-167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.011>
- 392.Tappe S., Stracke A., van Acken D., Strauss H., Luguet A. Origins of kimberlites and carbonatites during continental collision—insights beyond decoupled Nd-Hf isotopes // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – Vol. 208. – Art. 103287. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103287>
- 393.Thomson A.R., Walter M.J., Kohn S.C., Brooker R.A. Slab melting as a barrier to deep carbon subduction // *Nature*. – 2016. – Vol. 529. – P. 76-79. <https://doi.org/10.1038/nature16174>
- 394.Tilton G.R., Bell K. Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: applications to the geochemical evolution of Archean mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – Vol. 58. – Iss. 15. – P. 3145-3154. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90042-6)
- 395.Tilton G.R., Bryce J.G., Mateen A. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in northwest Pakistan. // *Journal of Petrology*. – 1998. – Vol. 39. – Iss. 11-12. – P. 1865-1874. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.11-12.1865>
- 396.Treiman A.H., Essene E.J. The Oka carbonatite complex, Quebec: geology and evidence for silicate-carbonate liquid immiscibility // *American Mineralogist*. – 1985. – Vol. 70. – Iss.11-12. – P. 1101-1013.
- 397.Trofanenko J., Williams-Jones A.E., Simandl G.J., Migdisov A.A. The nature and origin of the REE mineralization in the Wicheeda carbonatite, British Columbia, Canada // *Economic Geology*. – 2016. – Vol. 111. – Iss. 1. – P. 199-223. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.1.199>
- 398.Tropper P., Manning C.E., Harlov D.E. Experimental determination of CePO₄ and YPO₄ solubilities in H₂O–NaF at 800 °C and 1 GPa: implications for rare earth element transport in high-grade metamorphic fluids // *Geofluids*. – 2013. – Vol. 13. – P. 372-380. <https://doi.org/10.1111/GFL.12031>
- 399.Tropper P., Manning C.E., Harlov D.E. Solubility of CePO₄ monazite and YPO₄ xenotime in H₂O and H₂O – NaCl at 800 °C and 1GPa: Implications for REE and Y transport during high-grade metamorphism // *Chemical Geology*. – 2011. – Vol. 282. – Iss. 1-2. – P. 58-66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.01.009>
- 400.Turkina O.M., Bibikova E.V., Nozhkin A.D. Stages and geodynamic settings of Early Proterozoic granite formation on the southwestern margin of the Siberian craton // *Doklady Earth Sciences*. – 2003. – Vol. 389. – Iss. 2. – P. 159-163.

401. Twyman J.D., Gittins J. Alkalic carbonatite magmas: Parental or derivative? / eds. by Fitton J.G., Upton B.G.J // Geological Society Special Publication. – 1987. – Vol. 30. – P. 85-94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.06>
402. Ulrich T., Günther D., Heinrich C.A. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina // Economic Geology. – 2001. – Vol. 96. – Iss. 8. – P. 1743-1774. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.8.1889>
403. Valyashko V.M. Phase equilibria of water-salt systems at high temperatures and pressures // Aqueous Systems at Elevated Temperatures and Pressures / eds. by Palmer D.A., Fernández-Prini R., Harvey A.H. – Cambridge: Academic Press, 2023. – P. 597-641.
404. vanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Paleskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic and contemporaneous granitic magmatism // Earth-Science Reviews. – 2013. – Vol. 122. – P. 58-76. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.001>
405. Vasyukova O.V., Williams-Jones A.E. Carbonatite metasomatism, the key to unlocking the carbonatite-phoscorite-ultramafic rock paradox // Chemical Geology. – 2022. – Vol. 602. – Art. 120888. – 10 pp. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.120888>
406. Veksler I., Nikolenko A., Redina A., Simon A. The origin of phoscorite: Evidence from a study of melt inclusions and experiments on synthetic analogues. My Goldschmidt, 2024, Chicago, 18-23 August.
407. Veksler I.V. Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: A summary of experimental studies // Chemical Geology. – 2004. – Vol. 210. – Iss. 1-4. – P. 7-31. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.002>
408. Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V., Danyushevsky L., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2012. – Vol. 79. – P. 20-40. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.11.035>
409. Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // Journal of Petrology. – 1998a. – Vol. 39. – Iss. 11-12. – P. 2015-2031. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2015>
410. Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B. Trace Element Partitioning in Immiscible Silicate-Carbonate Liquid Systems: An Initial Experimental Study Using a Centrifuge Autoclave // Journal of Petrology. – 1998b. – Vol. 39. – Iss. 11-12. P. 2095-2104. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2095>
411. Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // Lithos. – 2003. – Vol. 66. – Iss. 1-2. – P. 23-36. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5)
412. Veter M., Foley S.F., Mertz-Kraus R., Groschopf N. Trace elements in olivine of ultramafic lamprophyres controlled by phlogopite-rich mineral assemblages in the mantle source // Lithos. – 2017. – Vol. 292-293. – P. 81-95. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.020>
413. Vichi G., Perna M.G., Ambrosio F., Rosatelli G., Cirillo D., Broom-Fendley S., Vladykin N.V., Zaccaria D., Stoppa F. La Queglia carbonatitic melnöite: “ a notable example of an ultra-alkaline rock variant in Italy // Mineralogy and Petrology. – 2022. – Vol. 117. – P. 505-529. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00792-0>
414. Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Izokh A.E., Rudnev C.N. Early Paleozoic granite batholiths of Central Asia: scales, sources and geodynamic condition of formation // Doklady Earth Science. – 1999. – Vol. 369. – Iss. 6. – P. 795-798.
415. Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Geochemistry of Sr and Nd isotopes in 19 carbonatites of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // Problems of sources of deep magmatism and plumes. Petropavlovsk-Kamchatsky-Irkutsk. – 2005. – P. 19-35.

- 416.Vrublevskii V.V., Pokrovskii B.G., Zhuravlev D.Z., Anoshin G.N. Composition and age of pechenga linear carbonatite complex, Eniseyskii kryazh // *Petrology*. – 2003. – Vol. 11. – Iss. 2. – P. 130-147.
- 417.Vrublevskii V.V., Voitenko N.N., Romanov A.P., Polyakov G.V., Izokh A.E., Gertner I.F., Krupchatnikov V. I. Magma sources of Triassic lamproites of Gornyi Altai and Taimyr: Sr and Nd isotope evidence for plume–lithosphere interaction// *Doklady Earth Sciences*. – 2005. – Vol. 405a. – Iss. 9. – P. 1365-1367.
- 418.Vuorinen A., Schroeder Y. High-precision epsilon expansions of single-mass-scale four-loop vacuum bubbles // *Journal of High Energy Physics*. – 2005a. – Vol. 2005. – P. 051-051. <https://doi.org/10.1088/1126-6708/2005/06/051>
- 419.Vuorinen J.H., Hålenius U., Whitehouse M.J., Mansfeld J., Skelton A. Compositional variations (major and trace elements) of clinopyroxene and Ti-andradite from pyroxenite, ijolite and nepheline syenite, Alnö Island, Sweden // *Lithos*. – 2005b. – Vol. 81. – Iss. 1-4. – Art. . – P. 55-77. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.021>
- 420.Wall F., Zaitsev A.N. Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province // *Mineralogical Society Series*. – 2004. – Vol. 10. – 498 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756806261946>
- 421.Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*. – 1988. – Vol. 335. – Iss. 6188. – P. 343-346. <https://doi.org/10.1038/335343a0>
- 422.Walter B.F., Giebel J.R., Steele–MacInnis M., Marks M.A.W., Kolb J., Markl G. Fluids associated with carbonatitic magmatism: A critical review and implications for carbonatite magma ascent // *Earth–Science Reviews*. – 2021. – Vol. 215. Art. –103509. – 27 p. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103509>
- 423.Walter B.F., Steele–MacInnis M., Giebel R.J., Marks M.A.W., Markl G. Complex carbonate-sulfate brines in fluid inclusions from carbonatites: estimating compositions in the system H₂O–Na–K–CO₃–SO₄–Cl // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2020. – Vol. 277. – P. 224-242. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.03.030>
- 424.Walter M.J., Bulanova G.P., Armstrong L.S., Keshav S., Blundy J.D., Gudfinnsson G., Lord O.T., Lennie A.R., Clark S.M., Smith C.B., Gobbo L. Primary carbonatite melt from deeply subducted oceanic crust // *Nature*. – 2008. – Vol. 454. – Iss. 7204. – P. 622-630. <https://doi.org/10.1038/nature07132>
- 425.Wang X., Chou I.-M., Hu W., Burruss R.C., Sun Q., Song Y. Raman spectroscopic measurements of CO₂ density: Experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – Vol. 75. – Iss. 14. – P. 4080-4093. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.04.028>
- 426.Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – Vol. 85. – Iss. 3. – P. 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- 427.Watson E.B. Melt infiltration and magma evolution // *Geology*. – 1982. – Vol. 10. – Iss. 5. – P. 236-240. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<236:MIAME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<236:MIAME>2.0.CO;2)
- 428.Weidendorfer D., Schmidt M.W., Mattsson H.B. A common origin of carbonatite magmas // *Geology*. – 2017. – Vol. 45. – Iss. 6. – pp. 507–510. <https://doi.org/10.1130/G38801.1>
- 429.Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. – 2010. – Vol. 95. – Iss. 2. – P. 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- 430.Williams J.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology*. – 1998. – Vol. 7. – P. 1-35.
- 431.Williams-Jones A.E., Migdisov A.A., Samson I.M. Hydrothermal Mobilisation of the Rare Earth Elements – A Tale of ‘Ceria’ and ‘Yttria’ // *Elements*. – 2012. – Vol. 8. – Iss. 5. – P. 355-360. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.5.355>

432. Williams-Jones A.E., Samson I.M., Olivo G.R. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico // *Economic Geology*. – 2000. – Vol. 95. – Iss. 2. – P. 327-341. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.2.327>
433. Williams-Jones A.E., Palmer D.A.S. The evolution of aqueous-carbonic fluids in the Amba Dongar carbonatite, India: implications for fenitisation // *Chemical Geology*. – 2002. – Vol. 185. – Iss. 3. – P. 283-301. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00409-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00409-0)
434. Wilson L., Head J.W. An integrated model of kimberlite ascent and eruption // *Nature*. – 2007. – Vol. 447. – P. 53–57. <https://doi.org/10.1038/nature05692>
435. Wood B.J. Carbon in the core // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – Vol. 117. – P. 593-607.
436. Wood B.J. The formation and differentiation of Earth // *Physics Today*. – 2011. – Vol. 64. – Iss. 12. – P. 40-45. <https://doi.org/10.1063/PT.3.1362>
437. Woodard J., Hetherington C.J. Carbonatite in a post-collisional tectonic setting: geochronology and emplacement conditions at Naantali, SW Finland // *Precambrian Research*. – 2014. – Vol. 240. – P. 94-107. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.10.017>
438. Woolley A.R. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis // *Periodico di Mineralogia*. – 2003. – Vol. 72. – P. 9-17.
439. Woolley A.R., Bailey D.K. The crucial role of lithospheric structure in the generation and release of carbonatites: geological evidence // *Mineralogical Magazine*. – 2012. – Vol. 76. – Iss. 2. – P. 259-270. <https://doi.org/10.1180/minmag.2012.076.2.02>
440. Woolley A.R., Church A.A. Extrusive carbonatites: a brief review // *Lithos*. – 2005. – Vol. 85. – Iss. 1-4. – P. 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.018>
441. Woolley A.R., Kemper D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // *Carbonatites: Genesis and Evolution* / eds. by Bell K. – 1989. – London: Unwin Hyman. – P. 1-14.
442. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite occurrences of the World: Map and database // *Geological Survey of Canada Open-File Report*. – 2008a. – Vol. 5796. – 28 pp. <https://doi.org/10.4095/225115>
443. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite occurrences of the World: Map and database // *Geological Survey of Canada Open-File Report*. – 2008a. – Vol. 5796. – 28 pp. <https://doi.org/10.4095/225115>
444. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – Vol. 46. – P. 741-752. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.741>
445. Wyatt B.A., Baumgartner M., Anckar E., Grutter H. Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite // *Lithos*. – 2004. – Vol. 77. – Iss. 1-4. – Art. . – P. 819-840. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.025>
446. Wyllie P.J., Lee W.-J. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas // *Journal of Petrology*. – 1998. – Vol. 39. – Iss. 11-12. – P. 1885-1893. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1885>
447. Xie Y.L., Li Y.X., Hou Z.Q., Cooke D.R., Danyushevsky L., Dominy S.C., Yin S. A model for carbonatite hosted REE mineralisation-the Mianning-Dechang REE belt, Western Sichuan Province, China // *Ore Geology Reviews*. – 2015. – Vol. 70. – P. 595-612. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.027>
448. Yamamoto J., Kagi H. Application of densimetry using micro-Raman spectroscopy for CO₂ fluid inclusions: a probe for elastic strengths of mantle minerals // *European Journal of Mineralogy*. – 2008. – Vol. 20. – Iss. 4. – P. 529-535. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1825>
449. Yang K.F., Fan H.R., Pirajno F., Li X.C. The Bayan Obo (China) giant REE accumulation conundrum elucidated by intense magmatic differentiation of carbonatite // *Geology*. – 2019. – Vol. 47. – Iss. 12. – P. 1198-1202. <https://doi.org/10.1130/G46674.1>

450. Yang Y.H., Sun J.F., Xie L.W., Fan H.R., Wu F.Y. In situ Nd isotopic measurement of natural geological materials by LA-MC-ICPMS // Chinese Science Bulletin. – 2008. – Vol. 53. – Iss. 7. – P. 1062-1070. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0166-z>
451. Yang Y.H., Wu F.Y., Li Y., Yang J.H., Xie L.W., Liu Y., Zhang Y.B., Huang C. In situ U-Pb dating of bastnäsite by LA-ICP-MS // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. – 2014. – V. 29. – P. 1017-1023. <https://doi.org/10.1039/c4ja00001c>
452. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: role information of the Central-Asian folded belt // Petrology. – 2003. – Vol. 11. – Iss. 6. – P. 504-531.
453. Yaxley G.M., Anenburg M., Tappe S., Decree S., Guzmics T. Carbonatites: Classification, Sources, Evolution, and Emplacement // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2022 – Vol. 50. – Iss. 1. – P. 261-296. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243>
454. Ying Y.-C., Chen W., Simonetti A., Jiang S.-Y., Zhao K.-D. Significance of hydrothermal reworking for REE mineralization associated with carbonatite: constraints from in situ trace element and C–Sr isotope study of calcite and apatite from the Miaoya carbonatite complex (China) // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2020. – Vol. 280. – P. 340-359. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.04.028>
455. Yuan X., Zhong R., Xiong X., Gao J., Ma Y. Transition from carbonatitic magmas to hydrothermal brines: Continuous dilution or fluid exsolution? // Science Advances. – 2023. – Vol. 9. – Iss. 29. – Art. eadh0458. – 9 pp. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adh0458>
456. Zaitsev A.N., Demény A., Sindern S., Wall F. Burbankite group minerals and their alteration in rare earth carbonatites – source of elements and fluids (evidence from C–O and Sr–Nd isotopic data) // Lithos. – 2002. – Vol. 62. – Iss. 1. – P. 15-33. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00084-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00084-1)
457. Zaitsev A.N., Keller J. Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // Lithos. – 2006. – Vol. 91. – Iss. 1-8. – P. 191-207. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.018>
458. Zaitsev A.N., Keller J., Spratt J., Jeffries T.E., Sharygin V.V. Chemical composition of nyerereite and gregoryite from natrocarbonatites of Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania // Geology of Ore Deposits. – 2009. – Vol. 51. – Iss. . – Art. . – P. 608-616. <https://doi.org/10.1134/S1075701509070095>
459. Zhang X. Tectonic Evolution of Taimyr in the Late Paleozoic to Mesozoic from Provenance and Thermochronological Evidence. Doctoral thesis. Stockholm: Department of Geological Sciences, 2015. – 28 pp.
460. Zheng X., Liu Y. Mechanisms of element precipitation in carbonatite-related rare-earth element deposits: evidence from fluid inclusions in the Maoniuping deposit, Sichuan Province, southwestern China // Ore Geology Reviews. – 2019. – Vol. 107. – P. 218-238. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.021>
461. Zindler A., Hart S.R. Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1986. – Vol. 14. – P. 493-571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>
462. Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И. и др. Состав магмы и генезис тералитов карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия. – 1999. – № 8. – С. 826-841.
463. Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И. и др. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология. – 1998. – Т. 6. - № 3. – С. 307-315.
464. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскurt В.О., Соболев С.Н. Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и эпг-минерализованных троктолитов из Зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве // Геология и геофизика. – 2020. – №. 5-6. – С. 748-773. <https://doi.org/10.15372/GiG2019185>

- 465.Березкин В.И., Зайцев А.И., Кравченко А.А. Минералогия раннедокембрийского керакского комплекса Алдано-Станового щита // Отечественная геология. – 2015. – № 5. – С. 53-63.
- 466.Боярко Г.Ю. Бирикээзское месторождение фосфатов // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т.308. – № 1. – С. 34-39.
- 467.Боярко Г.Ю. Геолого-геохимические особенности Селигдарского месторождения апатита. Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук // Томский политехнический институт. – Томск. – 1983. – 261 с.
- 468.Боярко Г.Ю., Сучков В.Н. Перспективы апатитоносности Центрально-Алданского района // В: Л. П. Карсаков, Г. В. Роганов, Р. Я. Скляров, под ред., Месторождения агрохимического сырья на юге Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. – 1989. – С.7-23.
- 469.Булах А.Г., Иванников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. – Л.: Недра. – 1984. – 240 с.
- 470.Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Холодова Д.Д. и др. Апатитовые породы Селигдара. – Новосибирск: Наука. – 1982. – 213 с.
- 471.Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ. – 1996. – 202 с.
- 472.Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // Доклады Академии наук. – 2011. – В. 5. – Т. 436. – С. 647-65.
- 473.Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы / ред. Н.В. Владыкин. Иркутск. – 2005. – С.13-30.
- 474.Владыкин Н.В. Петрология и вещественный состав редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 4. – С.545-568.
- 475.Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. – 2009. – Т.50. – № 12. – С. 1443-1455.
- 476.Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: Sr, Nd-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 405. – № 5. – С. 658-660.
- 477.Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Колмаков Ю.В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2012. – Т. 320. – №. 1. – С. 63-70.
- 478.Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченко Л.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастан и Инагли. – М.: Наука, 1974. – 175 с.
- 479.Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Ухова Н.А. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1222-1239. <https://doi.org/10.1134/S0016852112040024>
- 480.Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вин-гейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. – 2012. – № 4. – С. 28-41.
- 481.Головин А.В., Каменецкий В.С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов // Петрология. – 2023. – Т. 31. – № 2. – С. 115-152. <https://doi.org/10.31857/S0869590323020036>

482. Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН. – 2008. – С. 57-60
483. Горохов И.М., Дук В.Л., Кицул В.И., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Мельников Н.Н., Балаганский В.В., Богомолова Л.М. Рубидий-стронциевые системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 8. – С. 5-17.
484. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23. – № 2. – С. 76-91.
485. Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеанская геология. – 1994. – № 2. – С. 54-63.
486. Гулин С.А. О формировании щелочных и карбонатных метасоматитов Центрального Таймыра // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л.: НИИГА. – 1970. – С. 170-184.
487. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 587-604.
488. Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф. Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 11. – С. 1455-1475.
489. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. – 2005. – Т. 13. – № 3. – С. 253-279.
490. Дорошкевич А.Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья. Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук // Бурятский геологический институт Сибирского отделения РАН. Улан-Удэ. – 2013 – 277с.
491. Дорошкевич А.Г., Кобылкина О.В., Рипп Г.С. Роль сульфатов в формировании карбонатитов Западного Забайкалья // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 388. – № 4. – С. 535-539.
492. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С. К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 4. – С. 492-500.
493. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. – Л.: Наука. – 1975. – 227с.
494. Егин В.И., Кичигин Л.Н. Характеристика и перспективы апатитовой минерализации в Центральном Алдане // Новости геологии Якутии. – 1973. – Вып. 3. – С. 87-89.
495. Егин В.И., Кичигин Л.Н., Крук Н.И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана // Фосфаты Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. – 1975. – С. 75-80.
496. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН. – 1992. – С. 248.
497. Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Араухо Д., Гриффин В.Л. Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 11. – С. 1649-1664.
498. Информационный отчет о научно-исследовательской деятельности ТуВИКОПР СО РАН за 2005 г. / Лебедев В.И. и др. – Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2006. – 68 с.
499. Информационный отчет о научно-исследовательской деятельности ТуВИКОПР СО РАН за 2007 г. / Лебедев В.И. и др. – Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2008. – 73 с.
500. Информационный отчет о научно-исследовательской деятельности ТуВИКОПР СО РАН за 2009 г. / Лебедев В.И. и др. – Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2010. – 84 с.
501. Каргин А.В., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Каменецкий В.С., Голубева Ю.Ю. Эволюция щелочно-ультрамафического расплава Трубки Виктория (Анабарский район,

Якутия): по результатам изучения расплавных включений в оливине и минералах основной массы // Доклады Российской Академии наук. – 2023. – Т. 512. – № 2. – С. 245-250. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601369>.

502.Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В., Смокотина И.В., Маркович Л.А., Бородин В.П., Миронюк Е.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист О-(47). Братск. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2012. – 470 сс.

503.Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Андреева И.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. – М: ИГЕМ РАН, 2006. – С. 182-185

504.Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р.Тимптон) // Доклады РАН. – 1995. – Т. 335. – №3. – С. 357-361.

505.Ковригина Е.К. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(47). 48. Усть-Кут. – Л.: ВСЕГЕИ. – 1984. – 172 сс.

506.Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащённые мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. – 2006. – № 1. – С. 1-10.

507.Когарко Л.Н., Веселовский Р.В. Геодинамический режим карбонатитов – метод палеореконокструкций // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 484. – № 2. – С. 191-194.

508.Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 1. – С. 46-67.

509.Кузьмин М. И., Ярмолук В. В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 153-184.

510.Лапин А.В., Лисицын Д.В. О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия // Отечественная геология. – 2004. – № 6. – С. 83-92.

511.Лапин А.В., Пятенко И.К. Чадобецкий комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов: новые данные о составе, строении и условиях формирования // Известия РАН. – 1992. – № 6. – С. 88-101.

512.Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии С–О–Н-флюида по экспериментальным данным // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – №5. – С. 613-635.

513.Ломаев В.Г., Сердюк С.С. Чуктуконское месторождение ниобий-редкоземельных руд – приоритетный объект для модернизации редкометалльной промышленности России // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. – 2011. – Т. 4. – № 2. – С. 132-154.

514.Махнева Н.А., Махнева Г.Г., Белякова Е.В. и др. Отчёт по объекту «Поисковые и оценочные работы на Чуктуконском рудном поле (Красноярский Край)» лицензия КРР № 02629 ТП от 30.10.2014 г. 2016. Книга 1. Текст отчета (Введение, разд. №№1-4)

515.Метелкин Д.В., Верниковский В. А. Региональная геология России (краткий курс лекций) // Учебное пособие для студентов геологических специальностей. Новосибирский государственный университет, Новосибирск. – 2005. – 96 с.

516.Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 42-59.

517.Минаков В.С., Лядин В.И. Отчет по геологическому доизучению ранее заснятой в м-бе 1:50 000 площади в бассейне среднего течения р. Бол. Нимныр (листы О-51-70-Б, -В, -Г; О51-71-В, -Г). // [отчет] ГГП «Алдангеология», Алдан. – 1976.

518.Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Пругов В.П. К минералогии кальцит-магнетит-апатит-серпентиновых пород Селигдарского месторождения (Якутия) // Записки РМО. – 2016. – Т. 145. – № 1. – С. 80-104.

519.Михайлов Д.А., Левченков О.В. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe-Ca-Mg метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана // Метаморфические пояса СССР. – Л.: Наука. – 1971. – С. 92-103.

520.Мурзаев С.П. Флогопит. Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука. – 1969. – С. 319-324.

521.Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (О, С, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48. – № 4. – С. 296-319.

522.Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. – 2005. – Т.47. – №4. – С. 360-382.

523.Никифоров А.В., Ярмолук В.В. Позднемезозойская Центрально-Азиатская карбонатитовая провинция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – Иркутск, 2004. – Т. 2. – С. 47-49.

524.Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Коршунов В.В. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минералогические, химические и изотопные (О, С, S и Sr) характеристики и соотношение с щелочным магматизмом // Петрология. – 2000. – Т.8 – №3. – С. 278-302.

525.Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 666-688.

526.Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р. Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров Зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье) // Литосфера. – 2023. – Т. 23. – № 4. – С. 589-602.

527.Округин А.В., Королева О.В., Березкин В.И. Характер распространения и особенности вещественного состава базитов Алданского щита. Петрография на рубеже XXI века // ИГ Коми НЦ УРО РАН. – 2000. – Т. 1. – С. 150-153.

528.Онтеев Д.О. Геология комплексных редкоземельных месторождений. – М.: Недра, 1984. – С. 59-78.

529.Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Борздов Ю.М., Соболев Н.В. Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах «карбонат—углерод» в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – №12. – С. 1780-1792.

530.Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – №12. – С. 1290-1303.

531.Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия. – 2008. – №5. – С. 487-504.

532.Панина Л.И., Усольцева Л.М. Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 5. – С. 655-670.

533.Парфёнов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 560 с.

534. Пожарицкая Л.К., Петрова З.И., Волкова Н.В., Брандт С.Б. Возрастные взаимоотношения пород федоровской группы флогопитовых месторождений (Алданский щит). Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. – М.: Наука. – 1973. – С. 186-192.

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

536. Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Похиленко Л.Н., Тычков Н.С. Вариации состава и строения литосферной мантии под разновозрастными кимберлитовыми полями сибирской платформы // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 4. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0666>

537. Прокопьев И.Р. Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов Центральной Тувы: дис. ...к.г.-м.н.: 25.00.11. – Новосибирск, 2014. – 152 с.

538. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Варченко М.Д., Семенова Д.В., Избродин И.А., Крук М.Н. Минералогия и возраст карбонатитов массива Средняя Зима (Восточный Саян) // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. – Т. 15. – № 2. – 9 с. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0749>

539. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., Старикова А.Е., Пономарчук А.В., Семенова Д.В., Ковалев С.А., Савинский И.А. Геохронология чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U-Pb и Ar-Ar данные. // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т. 12. – № 4. – С. 865-882. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0559>.

540. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В. Геохронология щелочноультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // Геосферные исследования. – 2022. – № 4. – С. 48-66. <https://doi.org/10.17223/25421379/25/3>

541. Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Багдасаров Э.А., Росинов М.И., Толмачева Е.В., Ларионов А.Н., Бильская И.В., Гавриш А.В., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С. О происхождении карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Записки РМО. – 2010а. – №139. – С. 19-36.

542. Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В., Падерин П.Г., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С., Багаева А.А. Раннемезозойский пояс карбонатитов* полуострова Таймыр // Литосфера. – 2010б. – №3. – С. 95-102.

543. Проскурнин В.Ф., Романов А.П., Петров О.В., Сергеев С.А., Проскурнина М.А., Виноградова Н.П., Ремизов Д.Н., Богомоллов Е.С. Возраст алмазоносных альнеитов Таймыра // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 30-летию Академии наук Республики Саха (Якутия) и 40-летию геологоразведочного факультета СВФУ им. М.К. Аммосова (21-24 марта 2023). – Иркутск: Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова (Якутск). – С. 234-239.

544. Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В., Нагайцева Н.Н., Романов А.П., Громов П.А., Проскурнина М.А., Мохов В.В., Нелюбин В.В., Лохов Д.К., Проскурнина А.В., Бондаренко С.А., Ремизов Д.Н., Виноградова Н.П., Шнейдер А.Г., Багаева А.А., Петрушков Б.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 – Тарей. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2016. – 490 с.

545. Пузанов Л.С., Парцевский А.И. О генетическом типе Селигдарского месторождения апатита (Центральный Алдан) // Доклады АН СССР. – 1978. – Т.243. – № 1. – С.179-183.

546. Рассказов С.В., Ильясова А.М., Конев А.А., Ясныгина Т.А., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Демонтерова Е.И., Саранина Е.В. Геохимическая эволюция Задойского щелочно-ультраосновного массива Присяяня, юг Сибири // Геохимия. – 2007. – № 1. – С. 3-18.

- 547.Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Пер. с англ. // М: Мир, 1987. – Т.1. 560. Т. 2. 632 с.
- 548.Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 1. – С. 79-96.
- 549.Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. – 224 с.
- 550.Рипп Г.С., Платов В.С., Гусев Ю.П., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс в Западном Забайкалье // Отечественная геология. – 2002. – № 5-6. – С. 9-16.
- 551.Рипп Г.С., Прокопьев И.Р., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г., Редина А.А., Посохов В.Ф., Савченко А.А., Хромова Е.А. Бастнезит-флюоритовые породы Улан-Удэнского проявления (минеральный состав, геохимические особенности, проблемы генезиса) // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 12. – С.1754-1774. <https://doi.org/10.15372/GiG2019122>
- 552.Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Физико-химические параметры материала глубинных мантийных плюмов // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – С. 874-888.
- 553.Саватенков В.М., Мочалов А.Г. Возраст и источники дунитов массива Кондёр (Алданского щита) // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 482. – № 2. – С. 885-890.
- 554.Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айллицитов и щелочных пород Большетагинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присанье) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 2. – 6 с. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614>
- 555.Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Врублевский В.В. Гранаты ряда андрадит-моримотоит-потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb-датирования ультраосновных щелочных пород // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 480. – № 5. – С. 583-586. <https://doi.org/10.7868/S0869565218050171>
- 556.Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Никифоров А.В., Котов А.Б., Ярмолук В.В., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Плоткина Ю.В. Бастнезит-перспективный минерал-геохронометр для U-Pb-геохронологических исследований // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 430. – № 3. – С. 386-388.
- 557.Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. – М: Наука, 1983. – 199 с.
- 558.Самойлов В.С., Коваленко В.И., Наумов В.Б. и др. Несмесимость силикатных и солевых расплавов при фомировании щелочного комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия. – 1988. – № 10. – С. 1447-1460.
- 559.Склярлов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной систем // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1405-1423.
- 560.Склярлов Р.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Ангара-Ленская. Лист О-47-IV. Объяснительная записка. – М. –1971. – 96 сс.
- 561.Склярлов Р.Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия // Материалы по геологии полезных ископаемых Красноярского края. – 1962. – № 3. – С. 21-31.
- 562.Смирнов Ф.Л., Энтин А.Р., Угрюмов А.Н., и др. Докембрийская апатитовая провинция в зонах разломов центральной части Алданского щита // Фосфаты Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. – 1975. – С. 53-74.
- 563.Собаченко В.С., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // Доклады Академии наук СССР. – 1986. – Т. 287. – Вып. 5. – С. 1220-1224.

564.Соболев А.В. Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1293-1334.

565.Сокол А.Г., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Хохряков А.Ф., Соболев Н.В. Кристаллизация алмаза в расплаве Na_2CO_3 // Доклады Академии наук. – 1998. – Т. 361А. – №6. – С. 821-824.

566.Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Минералогия закристаллизованных карбонатитовых расплавов: включения в клинопироксенах и карбонатитовые жилы в составе ультракалийевого базальтоидного комплекса Дункельдык, Памир // Геохимия магматических пород: Материалы XXV Всероссийского семинара с участием стран СНГ. Школа «Щелочного магматизма Земли», Санкт-Петербург, (23–26 мая 2008 г.). – СПб., – 2008. – С. 146-147.

567.Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. Изучение включений в минералах карбонатитового комплекса Палабора (Южная Африка) // Геохимия. – 1998. – Т. 36. – № 5. – С. 435-447.

568.Старикова А.Е., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Каргин А.В., Носова А.А., Ковалев С.А. Расплавные включения в оливине как источник информации о составе и эволюции глубинных расплавов айлицитов (ультраосновных лампрофиров) Ильбокичского поднятия ЮЗ Сибирской платформы // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 4. – Art. 0655. – 9 pp. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0655>

569.Старосельцев В.С. Проблема выделения рифтогенных прогибов – перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 4. – С. 475-483.

570.Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // Доклады Академии наук. – 2001. – Т. 378. – №6. – С. 802-805.

571.Томиленко А.А., Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н., Похиленко Л.Н., Шебанин А.П. Летучие компоненты в верхней мантии (по данным изучения флюидных включений) // Геология и геофизика. – 1997, – Т. 38. – №1. – С. 276-285.

572.Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии: автореф. дис. ... д.г.-м.н.: 25.00.04 / Травин Алексей Валентинович. – Новосибирск, 2016. – 55 с.

573.Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Грачева Т.В. и др. Проблема возраста иенгурской серии Алданского щита // Доклады Академии наук СССР. – 1976. – Т.231. – № 1. – С.169-172.

574.Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского и Аргунского супертеррейнов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 6. – С. 849-862.

575.Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г. Избродин И.А. Геохимическая и Sr-Nd-Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. – 2020. – № 1. – Р. 33-55. <https://doi.org/10.17223/25421379/14/3>

576.Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Юдин Д.С., Пономарчук А.В., Сергеев С.А. Геохронология Чуктуконского карбонатитового массива. Чадобецкое поднятие. Красноярский край // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 10. – С. 1542-1553. <https://doi.org/10.15372/GiG20171007>

577.Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Чеботарев Д.А. Na-Sr-Ba-REE-карбонаты и фосфаты в минералах карбонатитов Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край //Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук Феликса Григорьевича Рейфа (1936-2008). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. – С. 180-182

578.Шарыгин И.С., Гладкочуб Е.А., Николенко Е.И., Данилова Ю.В., Марфин А.Е., Скузоватов С.Ю., Гладков А.С., Брянский Н.В., Иванов А.В., Кошкарев Д.А. Возраст трубков взрыва Чапинского щелочно-ультраосновного комплекса (Енисейский кряж) //

- Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – 2022. – Вып. 20. – С. 317-318.
579. Шатков Г.А., Вольский А.С. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. – СПб: Изд. ВСЕГЕИ. – 2004. – 190 с.
580. Широносова Г.П., Прокопьев И.Р. (Термодинамическое моделирование распределения R3Э+Y по формам в охлаждающихся богатых сульфатной серой флюидах // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019б. – Т. 330. – №11. – С. 7-18. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/11/2343>.
581. Широносова Г.П., Прокопьев И.Р. Коэффициенты распределения R3Э+Y между минералами и охлаждающимся богатым сульфатной серой флюидом (термодинамическое моделирование) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т.329. – № 10. – С.6-18. <https://doi.org/10.18799/24131830/2018/10/2100>
582. Широносова Г.П., Прокопьев И.Р. Оценка роли карбонат-бикарбонатных флюидов в транспорте и осаждении R3Э в процессе рудообразования (термодинамическое моделирование) // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 502. – № 1. – С. 16-21. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2201007X>
583. Широносова Г.П., Прокопьев И.Р. Оценка роли сульфатной серы в транспорте лантаноидов окисленными флюидами при формировании месторождений с редкоземельной минерализацией (термодинамическое моделирование) // Вестник Кольского научного центра. – 2019а. – Т. 11. – № 4. – С. 80-91.
584. Широносова Г.П., Прокопьев И.Р. Поведение R3Э+Y во фторидно-хлоридно-сульфидно-сульфатно-карбонатных средах на гидротермальных стадиях щелочных магматических комплексов по данным термодинамического моделирования // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 12. – С.75-83.
585. Широносова Г.П., Прокопьев И.Р. Формы переноса R3Э фторидно-карбонатно-хлоридными охлаждающимися гидротермальными флюидами в присутствии барита и целестина (термодинамическое моделирование) // Russian Journal of Earth Sciences. – 2023. – Vol. 23. – Iss. 5. – Art. ES5009. – 16 pp. <https://doi.org/10.2205/2023ES000859>
586. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник Л.К. Карбонатиты Якутии (вещественный состав, минералогия). – Якутск: Якут. науч. центр СО РАН, 1991. – 238 с.
587. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. Генетические особенности апатит-карбонатных пород селигдарского типа (Алдан) в свете новых данных по вариациям изотопов углерода и стронция // Доклады Академии наук СССР. – 1987. – Т. 297. – № 5. – С. 1228-1232.
588. Энтин А.Р., Тян О.А. Докарбонатитовый этап формирования апатитовых месторождений Селигдарского типа (Алдан) // Доклад на совещании «Платформенный магматизм Якутии и его металлогения». – 1984. – 27 с.
589. Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн. лет (U-Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией северной лаврентии, датированной как 723 млн. лет // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2009. – Т. 2. – С. 330-332.
590. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 43-64.
591. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика и мантийные плюмы, их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 6. – С. 504-531.
592. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 404. – №3. – С. 400-406.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Минеральный состав магнезиокарбонатитов Центрального Алдана

Таблица 1.1

Состав апатита, монацита-Ce и минералов группы эпидота из апатит-доломитовых руд месторождения Селигдар, мас.%

	Апатит					Монацит-(Ce) в апатите (Mnz-1)				Монацит-(Ce) в доломите (Mnz-2)				Минералы группы эпидота			
SiO ₂	0.79	1.75	0.64	0.90	1.05	0.58	0.41	1.90	2.65	0.51	0.58	0.60	0.47	33.61	32.65	33.46	33.2
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	17.46	15.61	17.29	16.53
FeOt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.33	13.21	11.81	11.91
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61		0.71	0.65
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.67	1.61	1.67	2.29
CaO	52.72	52.47	53.51	53.41	53.27	2.17	1.44	0.38	0.31	3.12	2.77	2.67	2.24	15.46	14.17	14.65	13.17
Na ₂ O	0.32	0.28	0.00	0.34	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	1.36	1.37	1.40	1.22	1.35	1.16	0.91	1.37	1.23	1.38	1.31	1.49	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	0.64	0.71	0.00	0.37	0.55	33.84	35.56	32.19	30.63	31.14	31.64	33.84	33.43	8.76	10.69	9.32	11.85
La ₂ O ₃	0.43	0.49	0.00	0.25	0.35	16.04	13.57	22.04	20.99	14.38	14.35	14.21	15.48	4.4	4.91	4.62	3.33
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.76	3.55	2.52	1.86	3.58	3.70	3.29	3.66	0.95	1.43	0.84	1.44
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	10.89	12.69	5.60	5.69	11.06	11.58	11.44	12.80	2.67	3.64	3.1	3.41
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.89	0.95	0.78	1.67	1.53	0.92	0.00	0.00	0.77	0.00	0.00
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.52	2.91	6.95	9.34	1.19	1.55	1.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	41.75	40.03	42.67	41.36	39.78	28.57	28.16	24.43	24.54	27.69	27.18	28.00	29.12	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.52	0.20	0.32	0.90	1.17	0.81	0.35	0.55	0.32	1.72	1.62	1.37	1.65	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.16	1.26	0.23	0.13	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	2.46	2.99	2.97	3.02	3.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-F=O ₂	1.03	1.25	1.24	1.26	1.30												
Total	99.72	99.81	100.01	100.14	99.59	99.17	100.44	98.88	98.34	97.44	97.81	99.22	100.00	96.92	98.69	97.47	97.78
La/Ce						0.5	0.4	0.7	0.7	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3
La/Nd						1.5	1.1	3.9	3.7	1.3	1.2	1.2	1.2	1.6	1.3	1.5	1.0

Примечание. здесь и далее: FeOt = Fe общее; 0.00 = ниже предела обнаружения.

Таблица 1.2

Представительные анализы состава апатита и монацита-Се карбонатов трубки Усть-Чульман, мас.%

	Апатит					Монацит-(Се) в апатите (Mnz-1)			
SiO ₂	1.16	1.03	1.50	1.28	0.62	1.63	0.00	0.90	1.02
CaO	52.97	53.7	54.04	53.44	54.22	2.73	2.02	2.91	2.31
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	1.28	1.3	1.31	1.05	1.34	2.48	1.93	1.94	3.33
Ce ₂ O ₃	0.53	0.41	0.00	0.47	0.41	30.3	31.8	32.26	32.60
La ₂ O ₃	0.40	0.19	0.00	0.00	0.00	11.08	12.08	14.86	14.90
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.63	4.01	3.48	3.86
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.53	13.27	9.75	9.69
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	2.19	0.95	0.78
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.02	0.00	0.83	0.34
P ₂ O ₅	41.07	41.45	41.12	40.92	41.03	26.28	27.27	27.73	27.52
SO ₃	0.62	0.42	0.95	0.65	0.64	3.90	3.97	3.30	3.32
Cl	0.00	0.00	0.00	0.16	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
F	4.05	4.01	3.62	3.91	4.24	0.00	0.00	0.00	0.00
-F=O ₂	1.70	1.69	1.53	1.65	1.79				
Total	99.73	100.19	100.75	99.62	100.42	98.96	99.32	98.91	99.67
La/Ce						0.4	0.4	0.5	0.45
La/Nd						0.8	0.9	1.5	3.5

Таблица 1.3

Состав апатита и монацита-(Ce) из магниокарбонатитов Муосталаах и Бирикээн, мас. %

	Апатит						Монацит-(Ce) в апатите (Mnz-1)						Монацит-(Ce) в доломите, кальците и кварце (Mnz-2)							
	Муосталаах			Бирикээн			Муосталаах			Бирикээн			Муосталаах				Бирикээн			
SiO ₂	2.7	3.21	2.97	0.71	1.28	1.45	0.36	0.51	0.73	1.22	0.32	0.00	0.73	0.00	0.00	0.00	0.79	0.00	0.00	
CaO	52.65	50.94	52.18	53.1	51.6	51.14	4.76	5.00	2.73	3.23	1.55	1.11	1.75	3.39	4.8	0.97	3.53	1.43	1.02	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
SrO	0.00	1.73	0.00	1.74	1.69	1.8	3.15	3.03	1.71	1.47	0.00	0.82	1.42	0.00	0.00	0.7	1.47	0.00	1.02	
Ce ₂ O ₃	1.32	2.26	1.56	0.00	0.67	0.8	30.41	31.07	37.12	33.11	36.52	34.8	40.21	35.93	30.96	36.56	34.06	36.43	35.36	
La ₂ O ₃	0.8	1.29	0.95	0.00	0.00	0.00	15.94	16.64	16.85	12.7	16.44	13.98	15.52	16.54	18.91	18.38	18	19.96	19.93	
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.29	2.6	2.12	3.36	3.03	3.59	2.21	3.01	2.67	3.56	3.23	3.04	2.67	
Nd ₂ O ₃	0.45	0.87	0.58	0.00	0.52	0.57	8.75	8.78	8.12	12.76	10.32	12.57	8.29	8.68	9.42	10.71	9.34	8.48	9.27	
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00	
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	1.1	0.00	3.19	1.76	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P ₂ O ₅	36.71	37.69	36.04	42.32	40.79	40.56	26.26	26.56	29.06	28.05	28.94	29.31	28.99	28.85	28.48	29.22	28.6	29.4	29.22	
SO ₃	2.62	1.37	2.95	0.00	1.1	0.8	5.92	5.77	2.45	0.45	0.00	0.00	1.17	2.47	2.97	0.00	1.12	0.00	0.00	
Cl	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
F	3.62	3.36	4.12	3.69	3.77	3.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
—F=O2	1.56	1.42	1.74	1.55	1.59	1.56														
Total	99.46	101.31	99.62	100.01	100.13	99.27	98.82	101.06	100.9	99.53	98.9	98.43	100.29	98.86	100.84	100.08	100.14	98.74	98.48	
La/Ce							0.5	0.5	0.45	0.38	0.45	0.4	0.4	0.46	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	
La/Nd							1.8	1.9	2.1	0.99	1.59	1.1	1.9	1.99	2.0	1.7	1.9	2.35	2.15	

Таблица 1.4

Состав оксидных минералов в карбонатах Усть-Чульмана, мас. %

	Магнетит		Ильменит		Рутил		Рутил (Nb)			Шпинелиды		
Al ₂ O ₃	0.00	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.36	59.14	56.38	58.21
FeO _{tot}	95.36	93.28	48.27	43.19	2.93	0.68	10.99	10.59	10.32	16.55	19.82	19.66
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	0.45	0.74
MgO	0.00	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.59	5.95	8.14
TiO ₂	0.43	0.86	47.97	52.76	96.26	98.13	65.05	65.69	69.02	10.86	10.01	1.45
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.25	22.54	20.84	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.39	6.59	12.42
Total	95.79	95.78	96.24	95.95	99.19	98.81	99.29	99.12	100.50	99.10	99.20	100.60

Таблица 1.5

Состав карбонатов магниокарбонатитов Муосталаах и Бирикээн

	Доломит						Кальцит						Сидерит		
	Муосталаах			Бирикээн			Муосталаах			Бирикээн			Бирикээн		
SiO ₂	0.00	0.92	1.63	0.00	0.00	0.00	1.24	2.12	0.00	0.00	0.45	0.88	1.39	0.46	0.87
FeOт*	0.86	1.75	1.12	0.32	0.42	0.28	0.77	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	56.08	56.7	58.12
MnO	0.87	0.26	2.61	0.00	0.54	0.31	0.68	0.45	0.00	0.45	0.00	0.5	0.96	0.31	0.99
MgO	20.61	20.51	18.64	21.03	20.99	20.91	1.67	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	1.08	1.03
CaO	29.54	28.88	28.92	29.23	28.59	29.03	49.13	49.84	53.72	52.06	51.49	51.92	1.48	1.9	1.44
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	51.88	52.32	52.91	50.58	50.55	50.54	53.5	53.57	53.72	52.97	53.02	53.32	61.07	60.45	62.45

Таблица 1.6

Состав карбонатов в карбонатитах Селигдара, мас.%

	Доломит						Кальцит						
SiO ₂	0.49	0.30	1.22	0.00	0.00	0.00	0.25	0.19	0.12	0.00	0.00	1.09	0.65
FeO _t	0.86	0.67	0.35	0.46	1.36	1.11	0.85	0.27	0.19	0.30	0.24	0.40	0.35
MnO	0.32	0.25	0.00	0.44	0.35	0.81	0.62	0.93	0.67	1.02	0.92	0.72	0.88
MgO	21.11	21.34	21.59	21.29	21.08	20.16	19.45	1.34	1.03	1.23	1.24	1.11	0.23
CaO	29.29	29.12	29.44	29.02	28.64	29.59	30.56	50.68	50.58	50.82	51.45	49.38	49.81
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	52.07	51.68	52.60	51.21	51.43	51.67	51.73	53.41	52.59	53.37	53.85	52.70	51.92

Таблица 1.7

Состав щелочных полевых шпатов в карбонатитах Селигдара, мас. %

SiO ₂	65.53	64.42	65.60	64.34	65.85	65.61	65.09	67.03	66.11	67.72	66.81	69.68	68.05
Al ₂ O ₃	18.48	18.33	18.78	18.27	18.16	18.65	18.67	21.08	21.39	20.62	21.31	19.17	20.44
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.68	2.14	1.79	2.13	0.18	1.55
Na ₂ O	0.44	1.67	1.11	0.44	0.38	0.50	0.77	11.09	10.80	10.50	10.55	11.07	10.68
K ₂ O	15.62	14.62	14.24	15.74	15.46	15.30	15.46	0.16	0.18	0.13	0.18	0.14	0.08
BaO	0.65	0.70	0.70	0.84	0.94	0.90	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.72	99.74	100.43	99.63	100.79	100.96	100.40	101.04	100.62	100.76	100.98	100.24	100.80
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 8 ат. О													
Si	3.006	2.988	3.002	2.997	3.021	3.003	2.993	2.915	2.891	2.943	2.906	3.025	2.954
Al	0.999	1.002	1.013	1.003	0.982	1.006	1.012	1.080	1.103	1.056	1.092	0.981	1.046
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.078	0.100	0.083	0.099	0.008	0.072
Na	0.039	0.150	0.098	0.040	0.034	0.044	0.069	0.935	0.916	0.885	0.890	0.932	0.899
K	0.914	0.865	0.831	0.935	0.905	0.893	0.907	0.009	0.010	0.007	0.010	0.008	0.004
Ba	0.012	0.013	0.013	0.015	0.017	0.016	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Мольные доли, %													
Альбит (Ab)	4.1	14.6	10.5	4.0	3.6	4.7	7.0	88.8	85.9	87.7	85.7	98.0	89.5
Анортит (An)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.4	13.2	11.6	13.4	1.2	10.1
Ортоклаз (Or)	95.0	84.4	88.5	94.7	95.0	94.0	92.4	0.8	0.9	0.7	1.0	0.8	0.4
Цельзиан	1.0	1.0	1.1	1.2	1.4	1.4	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Состав клинопироксена в карбонатитах Усть-Чульмана, мас.%

Таблица 1.8

SiO ₂	50.64	52.93	51.97	50.4	49.48	52.33	51.19	49.31	50.6	51.88	51.6	50.68
TiO ₂	0.50	0.37	0.95	1.52	0.52	0.82	0.43	0.73	0.53	0.33	0.32	0.55
Al ₂ O ₃	2.51	2.21	2.04	3.08	3.27	1.66	2.55	2.51	2.74	1.78	1.40	1.78
FeO _{tot}	14.24	8.38	11.41	12.85	16.74	10.51	8.79	8.65	9.04	6.46	9.58	9.58
MnO	0.89	0.39	0.67	0.77	1.10	0.49	0.53	0.40	0.36	0.37	0.68	0.52
MgO	8.95	14.06	11.06	9.70	7.13	11.87	12.88	12.12	12.19	13.85	12.14	12.02
CaO	21.16	22.54	22.16	21.48	20.19	21.91	22.39	21.58	22.09	22.05	21.88	21.98
Na ₂ O	1.60	0.57	1.05	1.40	2.20	1.08	0.46	0.82	0.86	0.54	0.85	0.82
Сумма	100.5	101.4	101.31	101.21	100.62	100.67	99.23	96.12	98.42	97.26	98.46	97.94
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 4 ат. О												
Si	1.939	1.945	1.945	1.905	1.917	1.959	1.932	1.925	1.929	1.971	1.971	1.949
Ti	0.014	0.01	0.027	0.043	0.015	0.023	0.012	0.022	0.015	0.01	0.009	0.016
Al	0.113	0.096	0.09	0.137	0.149	0.073	0.113	0.116	0.123	0.08	0.063	0.08
Fe ²⁺	0.291	0.194	0.266	0.259	0.296	0.246	0.217	0.179	0.195	0.198	0.236	0.214
Fe ³⁺	0.161	0.063	0.092	0.148	0.238	0.084	0.06	0.103	0.093	0.048	0.07	0.093
Mn	0.029	0.012	0.021	0.025	0.036	0.016	0.017	0.013	0.012	0.012	0.022	0.017
Mg	0.511	0.71	0.617	0.547	0.412	0.663	0.725	0.705	0.693	0.784	0.691	0.689
Ca	0.868	0.887	0.889	0.87	0.838	0.879	0.905	0.902	0.902	0.898	0.895	0.906
Na	0.119	0.04	0.076	0.103	0.165	0.078	0.034	0.062	0.064	0.04	0.063	0.061
Мольные доли, %												
Aeg	11.9	4	7.6	10.3	16.5	7.8	3.4	6.2	6.4	4	6.3	6.1
Fer-Tsch	4.2	2.3	1.6	4.5	7.3	0.6	2.6	4.1	2.9	0.8	0.7	3.2
Ti-Ts	1.4	1	2.7	4.3	1.5	2.3	1.2	2.2	1.5	1	0.9	1.6
Al-Ts	9.9	8.6	6.3	9.4	13.4	5	10.1	9.4	10.8	7	5.4	6.4
Di	51.1	71	61.7	54.7	41.2	66.3	72.5	70.5	69.3	78.4	69.1	68.9
Hed	20.2	5.8	16.6	14.1	20.4	13.7	4.1	4	5.7	2.6	13.4	10.5
Fer	11.8	14.8	12.1	14.3	12.8	12.5	19.3	15.2	15	18.4	12.4	12.6

Таблица 1.9

Состав аксессуарных минералов карбонатитов Селигдара, мас. %

	Ксенотим						Торианит				Торит		
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	17.76	18.26	17.46
FeOt	2.12	2.14	2.30	2.10	1.18	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	1.66	0.58
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.32	0.35
CaO	0.18	0.00	0.20	0.18	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62	1.02	1.79
Sm ₂ O ₃	0.45	0.00	0.60	0.80	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd ₂ O ₃	2.87	2.33	2.20	2.10	1.99	2.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy ₂ O ₃	6.45	5.07	5.50	5.88	6.12	6.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ho ₂ O ₃	1.19	1.99	0.98	1.29	1.10	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Er ₂ O ₃	3.24	3.19	3.60	2.89	3.25	3.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb ₂ O ₃	2.21	2.82	2.60	2.87	2.46	2.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ThO ₂	0.83	0.72	0.92	1.12	1.15	0.99	90.97	92.29	94.26	92.76	74.35	73.17	74.20
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.31	6.79	5.78	6.31	0.45	0.73	0.61
Y ₂ O ₃	43.86	43.38	43.58	43.17	43.99	43.42	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	3.12	1.93
P ₂ O ₅	36.69	37.19	36.50	37.20	37.16	36.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.09	98.83	98.98	99.60	99.30	99.19	99.28	99.08	100.04	99.07	97.35	98.28	96.92

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Минеральный состав силикатных пород Центрального Алдана

Состав клинопироксена силикатных пород Бирикээна и Моусталааха, мас.%

Таблица 2.1

	Муосталаах								Бирикээн					
SiO ₂	52.8	53.48	52.29	52.59	52.78	53.4	52.59	53.7	50.55	50.96	50.02	50.13	54.28	51.84
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.15	0.25	0.25	0.00	0.18
Al ₂ O ₃	0.66	0.79	1.38	1.47	1.11	1.1	1.1	0.83	4.36	4.1	4.4	4.35	1.23	3.82
FeO _t *	8.63	8.67	8.76	9.24	8.32	9.01	8.76	4.45	6.79	6.63	6.6	6.46	4.8	6.3
MnO	0.35	0.34	0.36	0.32	0.44	0.39	0.4	0.00	0.21	0.23	0.19	0.22	0.21	0.19
MgO	12.7	12.8	12.12	12.14	12.67	12.6	12.54	15.64	13.42	13.6	13.02	13.37	15.6	14.13
CaO	23.84	24.29	23.8	24.25	23.65	24.15	24.3	24.12	24.42	24.53	24.32	24.33	24.95	24.68
Na ₂ O	0.3	0.31	0.47	0.43	0.42	0.4	0.61	0.31	0.57	0.58	0.5	0.54	0.39	0.54
Total	99.28	100.69	99.18	100.44	99.39	101.04	100.29	99.05	100.53	100.77	99.3	99.64	101.45	101.68
Формульные коэффициенты, рассчитаны на 6 ат. О														
Si	1.99	1.987	1.973	1.962	1.983	1.978	1.957	1.986	1.855	1.865	1.861	1.855	1.962	1.877
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	0.006	0.004	0.007	0.007	–	0.005
Al ^{IV}	0.01	0.013	0.027	0.038	0.017	0.022	0.043	0.014	0.145	0.135	0.139	0.145	0.038	0.123
Al ^{VI}	0.019	0.022	0.034	0.026	0.032	0.026	0.006	0.022	0.044	0.041	0.054	0.045	0.014	0.04
Fe ²⁺	0.259	0.256	0.249	0.245	0.246	0.254	0.192	0.123	0.079	0.076	0.098	0.075	0.094	0.08
Fe ³⁺	0.013	0.014	0.028	0.043	0.015	0.025	0.081	0.014	0.129	0.127	0.107	0.125	0.051	0.111
Mn	0.011	0.011	0.012	0.01	0.014	0.012	0.013	–	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006
Mg	0.713	0.709	0.682	0.675	0.71	0.696	0.696	0.862	0.734	0.742	0.722	0.738	0.841	0.763
Ca	0.963	0.967	0.962	0.969	0.952	0.958	0.969	0.956	0.96	0.962	0.969	0.965	0.966	0.958
Na	0.022	0.022	0.034	0.031	0.031	0.029	0.044	0.022	0.041	0.041	0.036	0.039	0.027	0.038
Мольные доли (%)														
Aeg	1.326	1.363	2.753	3.13	1.519	2.499	4.545	1.416	4.248	4.312	3.761	4.063	2.749	3.916
Fe-Ts	0	0	0	0.606	0	0	1.899	0	4.646	4.502	3.704	4.498	1.195	3.758
Jd	0.856	0.861	0.673	0	1.517	0.368	0	0.807	0	0	0	0	0	0
Ti-Ts	0	0	0	0	0	0	0	0	0.636	0.433	0.73	0.73	0	0.506
Al-Ts	1.888	2.153	3.394	2.645	3.198	2.581	0.592	1.405	4.594	4.329	5.626	4.721	1.441	4.155
Di	68.172	68.419	66.931	67.936	66.802	67.316	71.848	82.374	76.903	77.735	75.309	77.356	84.473	78.787
Hed	25.783	25.71	25.555	25.683	24.486	25.766	21.115	11.796	8.972	8.69	10.87	8.632	10.094	8.877
En	1.433	1.087	0.502	0	1.813	1.064	0	1.926	0	0	0	0	0.044	0
Fs	0.542	0.408	0.192	0	0.665	0.407	0	0.276	0	0	0	0	0.005	0

Таблица 2.2

Состав апатита и эпидот-алланита-(Ce) силикатных пород Бирикээна и Моусталааха, мас.%

Апатит								Эпидот-алланит-(Ce)							
Муосталаах								Бирикээн							
SiO ₂	1.45	0.92	0.77	0.96	0.3	1.45	0.75	34.36	34.17	31.62	31.47	34.38	33.1	33.42	33.25
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	17.67	18.86	15.55	14.4	14.21	17.61	17.46	17.29
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	13.35	13.95	13.69	15.43	11.93	9.91	10.51	10.15
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3	3.18	3.34	3.49
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.6	0.00	1.03	0.76	1.13	0.00	0.00	0.00
CaO	53	53.2	53.6	53.4	53.8	52.65	55.7	15.14	16.8	11.54	11.6	11.59	14.19	14.61	14.36
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	0.56	0.63	0.46	0.77	0.00	1.1	0.00	8.9	6.49	13.54	13.18	9.02	10.21	9.89	10.23
La ₂ O ₃	0.00	0.47	0.00	0.42	0.00	0.65	0.00	5.41	4.3	6.78	7.48	7.22	3.68	3.26	3.49
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	0.69	1.49	1.08	1.1	0.98	1.11	1.15
Nd ₂ O ₃	0.59	0.35	0.00	0.4	0.00	0.61	0.00	1.49	1.48	2.53	1.99	3.38	3.35	3.63	3.29
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.55	0.57	0.00
P ₂ O ₅	40.5	40.5	41.2	40.9	42.8	40.7	40.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	1.02	1.15	0.7	0.5	0.00	0.6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	4.27	4.16	4.39	4.06	4.36	3.96	3.6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
—F=O ₂	1.79	1.75	1.84	1.71	1.83	1.66	1.51								
Total	99.6	99.67	99.34	99.76	99.39	100.06	100.32	97.57	96.74	97.77	97.39	96.95	96.75	97.79	96.68

Таблица 2.3

Состав амфибола щелочно-силикатных пород Бирикээн и Моусталааха, мас.%

Муосталаах								Бирикээн						
SiO ₂	58.25	48.93	52.59	51.41	41.4	53.06	48.46	52.63	53.95	53.74	54.92	54.13	53.85	55.62
TiO ₂	0.00	0.42	0.00	1.05	1.37	0.73	0.00	0.3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.3	0.28
Al ₂ O ₃	0.00	5.65	2.57	2.78	11.17	1.3	6.33	4.69	4.67	3.85	3.17	3.82	4.29	2.8
FeO	3.55	21.64	19.31	21.72	20.33	21.3	22.09	7.37	7.68	7.04	6.66	7.2	6.88	5.96
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.28	0.39	0.36	0.52	0.00	0.52	0.44	0.00	0.00	0.34	0.15	0.00	0.00	0.00
MgO	22.22	9.14	11.57	9.39	8.41	9.93	8.71	19.02	18.72	19.35	20.56	19.22	19.49	19.8
CaO	13.31	11.75	11.75	11.82	11.11	11.96	11.22	12.82	12.73	13.42	12.47	12.86	12.89	12.86
Na ₂ O	0.00	0.73	0.32	0.47	1.48	0.00	0.8	1.05	1.09	1.05	0.74	0.93	1.16	0.74
K ₂ O	0.00	0.2	0.00	0.00	1.83	0.00	0.29	0.42	0.41	0.28	0.25	0.00	0.28	0.27
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.62	98.84	98.48	99.15	98.5	98.81	98.33	98.3	99.26	99.07	98.93	98.16	99.13	98.32
Формульные коэффициенты (apfu)														
Si	8.018	7.266	7.716	7.6	6.341	7.854	7.232	7.402	7.489	7.487	7.559	7.558	7.464	7.717
Ti	–	0.047	–	0.117	0.158	0.081	–	0.032	–	–	–	–	0.031	0.029
Al	–	0.988	0.444	0.484	2.016	0.227	1.114	0.777	0.764	0.632	0.514	0.629	0.701	0.457
Fe ³⁺	–	0.277	0.13	0.16	0.334	–	0.354	–	0.067	0.057	0.299	0.099	0.075	–
Fe ²⁺	0.409	2.41	2.239	2.525	2.27	2.637	2.403	0.867	0.825	0.763	0.468	0.741	0.722	0.692
V	–	–	–	–	0.043	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn ²⁺	0.033	0.049	0.045	0.065	–	0.065	0.056	–	–	0.04	0.017	–	–	–
Mg	4.56	2.023	2.531	2.069	1.92	2.191	1.938	3.988	3.874	4.019	4.218	4.001	4.027	4.095
Ca	1.963	1.869	1.847	1.872	1.823	1.897	1.794	1.932	1.893	2.003	1.839	1.924	1.914	1.912
Na	–	0.211	0.091	0.135	0.439	–	0.232	0.286	0.294	0.284	0.198	0.252	0.311	0.199
K	–	0.038	–	–	0.358	–	0.055	0.075	0.073	0.05	0.044	–	0.05	0.048
Cl	–	–	–	–	0.275	–	–	–	–	–	–	–	–	–
OH	2	2	2	2	1.725	2	2	2	2	2	2	2	2	2

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Изотопно-геохронологические исследования карбонатов Алдана

Таблица 3.1

Результаты U-Pb (SIMS SHRIMP-II) анализа зерен циркона из апатит-доломитовых карбонатов Селигдарского месторождения

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	Err corr		
SLG-1.4.1	0.94	522	575	1.14	33.3	458	2	1579	40	245	13.564	0.5	0.0976	2.2	0.991	2.2	0.0736	0.5	0.237
SLG-1.5.1	0.68	457	520	1.18	47.8	736	4	1736	28	136	8.261	0.6	0.1062	1.6	1.771	1.6	0.1209	0.6	0.337
SLG-1.6.1	0.67	446	441	1.02	55.9	871	4	1754	26	101	6.902	0.5	0.1073	1.4	2.140	1.5	0.1447	0.5	0.318
SLG-1.2.2	0.92	404	424	1.08	99.4	1607	7	1826	21	14	3.525	0.5	0.1116	1.2	4.358	1.3	0.2832	0.5	0.362
SLG-1.1.2	0.29	395	422	1.10	92.5	1547	7	1847	13	19	3.685	0.5	0.1129	0.7	4.222	0.9	0.2712	0.5	0.546
SLG-1.3.2	0.00	354	331	0.97	93.3	1724	7	1873	10	9	3.263	0.5	0.1146	0.6	4.842	0.7	0.3065	0.5	0.620
SLG-1.2.1	0.17	333	274	0.85	96.6	1870	7	1876	12	0	2.970	0.5	0.1148	0.7	5.325	0.8	0.3365	0.5	0.562
SLG-1.3.1	0.09	274	217	0.82	79.0	1866	9	1891	12	1	2.979	0.6	0.1157	0.7	5.355	0.9	0.3356	0.6	0.652
SLG-1.1.1	0.10	255	181	0.73	75.5	1904	10	1892	13	-1	2.910	0.6	0.1158	0.7	5.486	0.9	0.3436	0.6	0.634
SLG-1.3.3	0.12	270	219	0.84	78.1	1867	8	1902	14	2	2.977	0.5	0.1164	0.8	5.390	0.9	0.3358	0.5	0.552

Примечание. Ошибки составляют 1 сигма; Pb_c и Pb^* обозначают общую и радиогенную части, соответственно. Погрешность стандартной калибровки составила 0.29% (не входит в приведенные выше ошибки, но необходима при сравнении данных с разных монтровок). (1) Обычный Pb с поправкой на измеренный ^{204}Pb .

Таблица 3.2

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита мономинеральной краевой зоны Селигдарской карбонатитовой интрузии.

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	^{39}Ar , % cumulative	Age, Ma
500	94.1	9.0	0.09	0.05	0.7	0.4	0.20	0.1	1.1	254.0
625	94.2	0.5	0.06	0.02	0.21	0.09	0.053	0.005	6.9	539.4
725	164.6	1.0	0.01	0.01	0.55	0.12	0.009	0.006	11.7	977.6
825	229.9	4.6	0.04	0.01	0.13	0.08	0.03	0.02	16.1	1232.7
925	340.8	1.8	0.005	0.003	0.02	0.01	0.01	0.005	38.2	1653.9
1000	367.8	1.5	0.010	0.004	0.03	0.01	0.005	0.004	67.4	1742.1
1050	369.2	1.4	0.052	0.006	0.16	0.05	0.013	0.004	82.1	1739.9
1100	388.4	2.0	0.015	0.007	0.007	0.007	0.001	0.005	100.0	1807.5

Результаты U-Pb (SIMS) анализа зерен циркона из апатит-доломитовых карбонатитов Усть-Чульмана, Муосталааха и силикатных пород																Таблица 3.3
Spot	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (age, Ma)	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb(age, Ma)	Disc (%)	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb* (±%)	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U (±%)	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U (±%)	Err corr				
Усть-Чульман, магнезиокарбонатиты (образец 1-17)																
1-17_1.1	0.15	113	41	0.37	35.5	2016 ±25	1886 ±21	-6	0.1154	1.1	5.84	1.9	0.367	1.5	0.79	
1-17_1.2	0.20	110	44	0.41	32.1	1878 ±28	1882 ±21	0	0.1152	1.2	5.37	2.1	0.338	1.7	0.82	
1-17_1.3	0.44	80	38	0.50	22.5	1821 ±25	1835 ±31	1	0.1122	1.7	5.05	2.3	0.327	1.5	0.68	
1-17_1.4	0.27	137	78	0.59	32.5	1566 ±20	1912 ±25	22	0.1171	1.4	4.44	2.0	0.275	1.4	0.72	
1-17_1.5	0.35	70	32	0.47	21.6	1980 ±27	1854 ±30	-6	0.1133	1.6	5.62	2.3	0.360	1.6	0.69	
1-17_1.6	0.18	104	46	0.46	24.4	1552 ±21	1900 ±32	22	0.1163	1.8	4.36	2.3	0.272	1.5	0.65	
1-17_2.1	0.30	99	53	0.55	30.2	1948 ±26	1891 ±30	-3	0.1157	1.7	5.63	2.3	0.353	1.6	0.69	
1-17_2.2	0.45	151	86	0.58	44.0	1871 ±24	1845 ±33	-1	0.1128	1.8	5.24	2.4	0.337	1.5	0.63	
1-17_2.3	0.01	137	67	0.50	30.7	1490 ±20	1865 ±20	25	0.1140	1.1	4.089	1.9	0.260	1.5	0.80	
Муосталаах, магнезиокарбонатиты (образец 14-156)																
14-156_1.1	0.63	33	36	1.11	10.4	1991 ±35	1836 ±99	-8	0.1122	5.4	5.60	5.8	0.362	2.0	0.35	
14-156_1.2	0.67	27	28	1.09	8.1	1925 ±36	1809 ±110	-6	0.1106	5.9	5.31	6.3	0.348	2.2	0.35	
14-156_1.3	1.26	25	26	1.06	7.4	1855 ±37	1827 ±130	-1	0.1117	7.2	5.13	7.6	0.333	2.3	0.30	
14-156_1.4	0.35	33	40	1.25	9.5	1868 ±31	1853 ±56	-1	0.1133	3.1	5.25	3.6	0.336	1.9	0.52	
Образец МУ-2-17-1																
МУ-2-17-1_5.2	4.41	855	91	178.0	0.11	1396 ±10	1895 ±47	+29	0.1160	2.6	3.87	2.7	0.242	0.8	0.28	
МУ-2-17-1_6.1	0.07	263	31	63.1	0.12	1590 ±41	1914 ±14	+19	0.1172	0.8	4.52	3.0	0.280	2.9	0.97	
МУ-2-17-1_5.1	0.01	397	117	107.0	0.30	1757 ±34	1916 ±12	+9	0.1173	0.7	5.07	2.3	0.313	2.2	0.95	
МУ-2-17-1_8.2	0.08	38	19	10.5	0.50	1784 ±30	1951 ±34	+10	0.1196	1.9	5.26	2.7	0.319	1.9	0.70	
МУ-2-17-1_6.2	0.20	242	38	67.9	0.16	1822 ±15	1912 ±15	+5	0.1171	0.8	5.27	1.2	0.327	0.9	0.75	
МУ-2-17-1_2.1	0.08	316	222	89.5	0.73	1837 ±25	1902 ±11	+4	0.1164	0.6	5.29	1.7	0.330	1.6	0.93	
МУ-2-17-1_8.1	0.02	1383	452	409.0	0.34	1908 ±11	1910 ±5	+0	0.1169	0.3	5.55	0.7	0.344	0.7	0.92	
МУ-2-17-1_7.1	0.18	170	121	50.8	0.73	1923 ±31	1896 ±16	-2	0.1161	0.9	5.56	2.1	0.348	1.9	0.91	
МУ-2-17-1_3.1	0.13	123	48	36.9	0.41	1926 ±19	1902 ±18	-1	0.1164	1.0	5.59	1.5	0.348	1.2	0.75	
МУ-2-17-1_9.1	0.04	302	282	90.7	0.96	1931 ±25	1883 ±12	-3	0.1152	0.7	5.55	1.7	0.349	1.5	0.91	
МУ-2-17-1_10.1	0.02	493	230	148.0	0.48	1933 ±20	1903 ±8	-2	0.1165	0.5	5.61	1.3	0.350	1.2	0.93	
МУ-2-17-1_1.1	0.14	174	117	52.4	0.69	1943 ±17	1903 ±15	-2	0.1165	0.9	5.65	1.3	0.352	1.0	0.77	
МУ-2-17-1_4.1	0.03	420	318	128.0	0.78	1955 ±16	1912 ±9	-3	0.1171	0.5	5.72	1.1	0.354	0.9	0.87	
Муосталаах, щелочные силикатные породы (образец МУ-4-3)																
МУ-4-3_14.1	0.01	412	111	0.28	123.0	1917 ±14	1919 ±9	0	0.1175	0.5	5.61	1.0	0.346	0.8	0.8	
МУ-4-3_2.1	0.01	461	116	0.26	137.0	1919 ±14	1937 ±9	1	0.1187	0.5	5.68	1.0	0.347	0.9	0.9	
МУ-4-3_8.1	0.01	531	163	0.32	159.0	1922 ±14	1935 ±8	1	0.1186	0.5	5.68	0.9	0.347	0.8	0.9	
МУ-4-3_15.1	0.02	371	81	0.23	111.0	1924 ±14	1930 ±10	0	0.1183	0.6	5.67	1.0	0.348	0.9	0.8	
МУ-4-3_6.1	0.01	368	86	0.24	110.0	1928 ±14	1925 ±10	0	0.1179	0.6	5.67	1.0	0.349	0.9	0.8	
МУ-4-3_10.1	0.01	393	104	0.27	118.0	1937 ±14	1936 ±10	0	0.1186	0.6	5.73	1.0	0.350	0.9	0.8	
МУ-4-3_9.1	0.02	405	98	0.25	122.0	1942 ±15	1942 ±10	0	0.1191	0.5	5.77	1.0	0.352	0.9	0.9	

Примечание. Ошибки составляют 1 сигма; Pb_c и Pb* обозначают общую и радиогенную части, соответственно. Погрешность стандартной калибровки составила 0.51% (не входит в приведенные выше ошибки, но необходима при сравнении данных с разных монтажинок). (1) Обычный Pb с поправкой на измеренный ²⁰⁴Pb.

ПРИЛОЖЕНИЕ 4. LA-ICP-MS исследования включений карбонатитов Алдана

Таблица 4.1

Результаты LA-ICP-MS анализа расплавных включений в апатите магнезиокарбонатитов Селигдарского месторождения

Элемент/образец	Слг 12-1	Слг 12-2	Слг 12-3	Слг 12-4	Слг 12-5	Слг 12-6
Ba	55.77	48.42	44.04	62.76	62.84	58.53
Sr	6485.88	6840.07	6670.80	7894.00	6982.00	9852.00
Th	722.49	668.79	697.83	637.85	575.75	584.57
U	12.76	12.33	13.42	10.92	9.58	9.69
Nb	0.68	0.69	0.62	Н.о.	Н.о.	Н.о.
La	711.87	701.26	692.00	654.20	533.02	513.41
Ce	1788.06	1813.22	1892.12	1586.27	1244.50	1270.23
Pr	313.31	309.37	315.17	277.58	233.22	255.53
Nd	1526.29	1591.93	1589.82	1340.80	1060.65	1104.47
Zr	5.37	5.85	5.00	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	0.04	0.06	0.04	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sm	227.58	233.87	231.34	199.58	161.67	164.76
Eu	35.87	36.36	37.21	32.41	25.18	25.27
Dy	53.73	52.40	52.42	46.83	36.61	36.47
Yb	11.24	10.94	11.04	9.88	7.55	7.58
Lu	1.54	1.49	1.45	1.31	1.00	1.04

Таблица 4.2

Результаты ICP-MS анализа магнезиокарбонатитов Селигдарского месторождения

Элемент/ образец	slg-01	Sld-1	slg-2	slg-02	slg-12	Sld-33	slg-17
Ba	5.2	23.8	Н.п.о.	15.7	25.8	22.9	15.4
Sr	420.6	304.8	156.2	348.8	484.8	149.3	300.2
Th	3.8	118.8	28.3	258.2	357.7	265.0	16.3
U	0.2	4.3	2.4	5.8	11.6	10.1	0.6
Nb	0.2	0.5	0.5	0.8	2.1	1.8	0.3
La	495.4	571.5	314.4	483.3	822.4	576.5	338.6
Ce	866.2	1263.9	645.5	1177.3	1971.3	1366.7	652.4
Pr	103.5	158.8	78.2	159.6	257.7	187.6	78.1
Nd	347.9	567.2	268.6	634.8	955.6	669.0	180.2
Zr	1.0	3.0	1.5	4.8	5.4	7.4	0.8
Hf	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sm	34.3	72.2	30.9	86.7	117.0	78.2	20.3
Eu	7.9	14.6	7.5	15.9	21.6	16.5	6.5
Dy	4.8	17.3	8.3	21.3	25.7	20.3	6.6
Yb	1.5	4.6	2.4	5.5	6.4	4.8	2.6
Lu	0.2	0.6	0.3	0.7	0.8	0.6	0.4

Примечание: Н.о.- элемент не определялся, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Минералогия ультраосновных лампрофиров чадобецкого комплекса

Представительные результаты анализа химического состава минералов группы шпинели и титаномагнетита (мас.%) Таблица 5.1

Айлликиты и мела-айлликиты														
Шпинелиды										Ti-Mag				
MgO	10.68	10.22	10.35	10.02	9.85	9.90	8.59	10.56	0.00	7.43	8.86	8.97	1.36	
Al ₂ O ₃	6.24	6.86	6.65	4.91	7.56	8.72	3.99	7.50	2.32	3.67	9.39	9.56	0.96	
TiO ₂	12.01	9.31	12.41	16.15	10.36	8.49	16.88	11.21	12.76	13.49	6.06	6.02	11.08	
Cr ₂ O ₃	21.19	25.96	17.29	7.23	22.41	27.42	1.41	19.72	0.00	0.00	28.91	30.99	0.00	
V ₂ O ₃	0.00	0.24	0.21	0.24	0.21	0.22	0.26	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	
MnO	0.00	0.49	0.52	0.58	0.43	0.30	0.56	0.49	0.00	0.56	0.39	0.00	0.48	
FeO _t	49.31	46.55	51.38	59.81	48.36	44.46	67.43	49.31	83.02	73.15	45.75	44.05	83.81	
Total	99.43	99.63	98.81	98.94	99.18	99.51	99.12	99.04	98.10	98.30	99.36	99.59	98.18	
Mg*	0.533	0.504	0.515	0.500	0.487	0.485	0.437	0.519	0.000	0.379	0.437	0.446	0.076	
Al	0.246	0.267	0.262	0.194	0.295	0.338	0.161	0.291	0.056	0.148	0.366	0.376	0.042	
Ti	0.303	0.232	0.312	0.407	0.258	0.21	0.434	0.278	0.344	0.347	0.151	0.151	0.312	
Cr	0.561	0.679	0.456	0.191	0.587	0.713	0.038	0.514	0.000	0.000	0.756	0.817	0.000	
V	0.000	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	
Mn	0.000	0.014	0.015	0.016	0.012	0.008	0.016	0.014	0.000	0.016	0.011	0.000	0.015	
Fe ²⁺	0.781	0.711	0.792	0.893	0.755	0.719	0.993	0.750	1.307	0.951	0.710	0.711	1.236	
Fe ³⁺	0.599	0.577	0.642	0.78	0.586	0.504	0.934	0.610	1.181	1.112	0.556	0.517	1.329	
Шпинель**	12.3	13.4	13.1	9.7	14.8	16.9	8.0	14.6	2.8	7.4	18.3	18.7	2.1	
Магнезиоферрит	20.4	18.5	19.2	30.8	17.0	15.9	35.6	18.7	0.0	30.7	12.7	12.9	5.5	
Ульвошпинель	30.2	23.2	31.2	40.7	25.9	21.1	43.3	27.9	35.0	34.9	15.1	15.1	31.1	
Якобсит	0.0	1.4	1.5	1.6	1.2	0.8	1.6	1.4	0.0	1.6	1.1	0.0	1.5	
Магнетит	9.9	9.0	12.6	7.4	11.1	9.4	10.0	11.6	62.1	25.2	15.3	12.9	59.9	
Магнезиохромит	20.4	18.5	19.2	9.6	17	15.9	0.0	18.7	0.0	0.0	12.7	12.9	0.0	
Хромит	7.5	15.5	3.6	0.0	12.4	19.9	1.9	7.1	0.0	0.0	25.2	27.9	0.0	
Кульсонит	0.0	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	

Примечание: *Формулы на основе 3 катионов и 4 атомов кислорода, arfu; ** мол.% конечных членов.

Таблица 5.2

Представительные результаты анализа химического состава перовскита (мас.%)

	Айлликиты/мела-айлликиты			Дамтьерниты		
TiO ₂	57.30	58.95	58.75	58.00	57.88	57.63
V ₂ O ₃	0.72	0.00	0.00	0.63	0.47	0.47
Al ₂ O ₃	0.30	0.00	0.28	0.23	0.23	0.25
Fe ₂ O ₃	1.16	1.40	1.44	1.30	1.39	1.71
MgO	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00
CaO	39.67	40.13	40.30	39.78	39.56	39.86
ΣREE ₂ O ₃	1.25	0.00	0.00	1.79	1.58	1.30
Na ₂ O	0.44	0.32	0.00	0.00	0.34	0.20
Total	100.84	100.80	100.77	101.90	101.45	101.42
Ti*	0.981	0.996	0.991	0.978	0.980	0.976
V	0.013	0.000	0.000	0.011	0.008	0.008
Al	0.008	0.000	0.007	0.006	0.006	0.007
Fe ³⁺	0.019	0.024	0.024	0.022	0.024	0.029
Sum B	1.022	1.019	1.023	1.018	1.018	1.020
Mg	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Ca	0.952	0.966	0.970	0.957	0.955	0.962
ΣREE	0.010	0.000	0.000	0.015	0.013	0.011
Na	0.019	0.014	0.000	0.000	0.015	0.009
Sum A	0.981	0.980	0.970	0.977	0.983	0.982
Total	2.003	2.000	1.993	1.995	2.002	2.001

Примечание: *формула рассчитана на 3 ат. О, арфу.

Таблица 5.3

Представительные результаты анализа химического состава клинопироксена (мас.%)

Айлликиты/мела-айлликиты								Дамтьерниты								
SiO ₂	45.01	51.32	45.23	49.68	50.72	50.36	48.65	51.90	49.10	45.63	43.24	51.88	52.07	51.22	49.42	51.37
TiO ₂	3.87	1.55	4.12	2.22	1.72	2.87	3.14	1.33	2.84	3.82	4.79	1.22	1.60	1.37	2.75	1.87
Al ₂ O ₃	6.01	2.04	5.54	2.49	1.76	2.04	3.06	1.42	2.83	5.59	7.07	1.27	1.34	1.23	2.23	1.34
FeO _t	7.67	4.73	7.77	6.45	6.81	7.11	7.69	6.42	7.42	7.42	8.01	5.35	6.34	7.64	8.41	6.12
MgO	12.49	15.09	12.52	14.15	13.70	13.38	12.80	14.24	13.18	12.65	11.87	14.81	14.63	13.33	12.90	14.33
CaO	24.58	24.67	24.35	24.02	23.67	22.82	22.99	23.80	22.99	24.32	24.22	24.28	23.72	23.81	23.65	23.60
Na ₂ O	0.46	0.61	0.51	0.78	0.90	1.37	1.39	0.97	1.39	0.44	0.51	0.81	0.98	0.92	0.77	1.09
Total	100.09	100.01	100.04	100.02	99.46	100.13	99.94	100.27	99.94	99.87	99.71	99.84	100.13	99.98	100.42	100.02
Si*	1.686	1.895	1.698	1.85	1.904	1.888	1.832	1.927	1.844	1.713	1.632	1.925	1.92	1.92	1.853	1.914
Ti	0.109	0.043	0.116	0.062	0.048	0.081	0.089	0.037	0.08	0.108	0.136	0.034	0.044	0.039	0.077	0.052
Al	0.265	0.089	0.245	0.109	0.078	0.09	0.136	0.062	0.125	0.247	0.314	0.055	0.058	0.054	0.098	0.059
Fe ³⁺	0.161	0.057	0.146	0.095	0.05	0.022	0.074	0.044	0.077	0.129	0.168	0.055	0.049	0.062	0.07	0.049
Fe ²⁺	0.079	0.089	0.098	0.106	0.164	0.201	0.168	0.155	0.155	0.104	0.084	0.111	0.147	0.177	0.194	0.142
Mg	0.696	0.829	0.699	0.784	0.765	0.746	0.717	0.787	0.737	0.706	0.667	0.818	0.803	0.744	0.72	0.794
Ca	0.987	0.976	0.979	0.958	0.952	0.917	0.927	0.947	0.925	0.978	0.98	0.965	0.937	0.956	0.95	0.942
Na	0.017	0.022	0.019	0.028	0.033	0.05	0.051	0.035	0.051	0.016	0.019	0.029	0.035	0.033	0.028	0.039
Aeg**	1.3	1.6	1.4	2.0	2.6	3.9	4.0	2.8	4.0	1.3	1.4	2.3	2.8	2.6	2.2	3.1
Fe-Ts	14.0	3.4	11.6	6.2	2.0	0.0	2.8	1.3	3.1	11.1	14.5	2.8	1.7	3.1	4.3	1.3
Jd	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	0.5	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4
Ti-Ts	10.4	4.0	10.5	5.6	4.8	7.7	8.6	3.6	7.7	10.4	13.0	3.3	4.3	3.8	7.5	5.1
Al-Ts	2.2	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Di	60.1	68.8	56.8	63.2	67.5	64.4	62.2	69.5	64.0	61.5	57.5	71.3	70.5	65.2	62.8	69.6
Hed	0.0	11.1	6.3	7.6	19.1	15.7	15.9	18.5	14.5	10.1	6.9	16.1	15.0	21.1	17.5	15.7
En	3.3	3.8	3.2	3.5	3.8	3.6	3.5	3.9	3.6	3.4	3.2	4.0	3.9	3.6	3.5	3.9
Fs	8.4	7.1	9.7	11.6	0.0	4.2	2.7	0.2	2.7	0.6	1.4	0.0	1.6	0.2	1.9	1.0

Примечание: *формула рассчитана на основе 4 катионов и 6 атомов кислорода, арфу. **Сокращения конечных членов (мол.%): Aeg – эгирин, Fe-Ts – ферри-чермакит, Jd – жадеит, Ti-Ts – титано-чермакит, Al-Ts – алюмо-чермакит, Di – диопсид, Hed – геденбергит, En – энстатит, Fs – ферросилит.

Результаты анализа химического состава карбонатов (мас.%)

Таблица 5.4

Айлликиит								Дамтьернит				
Кальцит				Доломит				Доломит				Сидерит
в основной массе				основ.масса		Глобула		в основной массе				
FeO _t	2.16	0.00	0.36	0.44	2.44	2.33	6.82	11.98	13.51	11.77	9.15	44.31
MnO	0.00	0.00	0.21	0.00	0.32	0.61	0.00	0.00	0.31	0.57	0.00	0.75
MgO	0.78	0.43	0.40	0.58	18.85	18.03	17.08	13.83	10.91	13.28	15.22	12.54
CaO	49.46	53.41	54.33	52.61	31.54	32.20	28.11	28.75	30.28	28.74	29.65	1.12
SrO	1.04	1.37	0.35	2.25	0.00	0.01	0.28	0.76	0.00	0.31	0.44	0.00
Total	53.44	55.21	55.65	55.88	53.15	53.18	52.29	55.32	55.01	54.67	54.46	58.72

Таблица 5.5

Представительные результаты анализа химического состава флогопитов (мас.%)

	Айлликиит				Дамтьернит					
	Макрокрист				Основн. масса		Макрокрист		Основн. масса	
	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край
SiO ₂	39.94	41.14	37.27	37.01	36.99	36.24	36.03	39.19	38.55	38.98
TiO ₂	1.70	0.60	4.49	4.35	4.39	4.44	5.79	3.17	3.65	2.47
Al ₂ O ₃	11.92	12.77	13.17	13.70	12.94	11.13	15.51	12.19	10.88	12.34
FeO _t	7.81	5.60	10.60	10.55	10.83	22.81	7.67	8.49	13.02	9.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.46	0.00	0.22	0.31	0.28
MgO	23.23	25.80	18.92	19.47	19.00	11.16	19.53	21.89	18.84	21.64
BaO	0.00	0.00	0.70	1.14	0.66	0.00	1.00	0.78	0.50	0.51
Na ₂ O	1.08	2.09	0.32	0.34	0.43	0.26	0.53	0.55	0.38	0.44
K ₂ O	9.05	7.35	9.58	9.34	9.42	9.47	9.46	9.71	9.69	9.65
H ₂ O*	3.96	4.18	3.87	3.90	3.81	3.55	4.04	3.90	3.67	3.93
Total	98.69	99.53	98.92	99.80	98.66	99.52	99.56	100.09	99.49	99.28
Si**	2.900	2.908	2.764	2.726	2.755	2.823	2.631	2.843	2.869	2.852
Al	1.020	1.064	1.151	1.189	1.136	1.022	1.335	1.042	0.954	1.064
Fe ³⁺	0.080	0.028	0.085	0.085	0.109	0.156	0.034	0.115	0.177	0.083
Sum T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.093	0.032	0.250	0.241	0.246	0.260	0.318	0.173	0.204	0.136
Fe	0.395	0.303	0.572	0.565	0.566	1.330	0.434	0.400	0.634	0.470
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.030	0.000	0.014	0.020	0.017
Mg	2.514	2.718	2.091	2.137	2.109	1.295	2.125	2.366	2.090	2.360
Sum O	3.002	3.053	2.914	2.943	2.933	2.916	2.877	2.953	2.947	2.983
Ba	0.000	0.000	0.020	0.033	0.019	0.000	0.029	0.022	0.015	0.015
Na	0.152	0.286	0.046	0.049	0.062	0.039	0.075	0.077	0.055	0.062
K	0.838	0.663	0.906	0.878	0.895	0.941	0.881	0.899	0.920	0.901
Sum K	0.990	0.949	0.973	0.959	0.977	0.980	0.985	0.998	0.989	0.978
O	0.080	0.028	0.085	0.085	0.109	0.156	0.034	0.115	0.177	0.083
OH	1.920	1.972	1.915	1.915	1.891	1.844	1.966	1.885	1.823	1.917
T***	770	575	727	716	774	n.d.	728	679	752	n.d.

Примечание. *H₂O рассчитывается по формуле (OH+O) = 2; **формула на основе 11 атомов кислорода, urfu; F и Cr₂O₃ – ниже предела обнаружения; Fe³⁺ рассчитано только для тетраэдрической позиции. ***Температура (°C) рассчитана по биотит-апатитовому геотермометру (Ludington, 1978), примененному для макрокристов и центральных частей (ядра) флогопитов основной массы, см. пояснения в тексте.

Таблица 5.6

Представительные результаты анализа химического состава фторапатита, монацита-(Ce) и синхизита-(Ce) (мас.%)

	Фторапатит					Монацит-(Ce)			Синхизит-(Ce)		
	Айлликиит		Дамтьернит								
SiO ₂	2.57	2.73	2.21	1.58	1.44	0.56	0.66	0.68	0.68	0.58	1.54
Al ₂ O ₃	0.00	0.21	0.32	0.00	0.72	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91
FeO _t	0.86	0.85	1.21	0.41	0.91	0.00	0.73	0.00	1.52	1.38	2.42
MnO	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	2.04	1.18	1.28	0.00	0.14	0.00	0.21	0.05	0.00	0.00	1.48
CaO	49.69	53.81	50.55	54.72	51.21	1.23	1.15	1.05	1.81	2.71	5.67
Na ₂ O	2.91	0.00	2.51	0.32	0.65	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	1.08	0.96	1.55	1.15	1.74	1.11	1.68	0.89	1.35	1.19	1.23
Ce ₂ O ₃	2.42	0.00	1.48	0.00	2.11	32.19	31.44	33.03	30.96	30.85	28.08
La ₂ O ₃	0.82	0.00	0.61	0.00	0.02	12.55	12.09	11.88	16.59	16.09	15.74
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	3.98	3.48	3.63	3.23	2.89	2.49
Nd ₂ O ₃	1.18	0.00	0.48	0.00	1.15	14.25	17.04	16.41	9.89	9.26	8.21
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	1.89	1.46	1.94	1.02	0.00	0.00
ThO ₂	0.00	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	1.01	0.92
P ₂ O ₅	35.17	37.66	35.16	39.92	36.76	29.79	30.11	29.77	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.22	0.95	0.23	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.18	1.92	1.82	2.12	1.78	0.00	0.00	0.00	7.83	9.14	7.21
-F=O ₂	0.50	0.81	0.76	0.89	0.75	-	-	-	3.29	3.84	3.03
Total	99.46	98.61	99.35	98.99	98.66	99.11	100.05	99.33	71.51	69.81	71.67
F	0.431	0.486	0.522	0.635	0.507	-	-	-	2.887	2.495	1.964
Cl	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	-	-	-	0.000	0.000	0.000
OH	0.569	0.503	0.478	0.365	0.493	-	-	-	0.113	0.505	1.036
La/Ce						0.39	0.38	0.36	0.54	0.52	0.56
La/Nd						0.88	0.72	0.72	1.68	1.74	1.92

Примечание. **Формулы на основе 12 атомов кислорода для фторапатита, 3 атомов кислорода для бастнезита-(Ce), urfu.

Таблица 5.7

Представительные результаты анализа химического состава полевых шпатов
дамтьернитов (мас.%)

	Калиевый полевой шпат					Плагиоклаз					
SiO ₂	65.85	65.27	65.49	66.28	66.04	69.10	69.04	68.55	68.97	68.97	69.10
Al ₂ O ₃	18.27	17.93	17.86	17.46	17.99	18.33	18.23	18.63	18.31	18.61	18.52
Fe ₂ O ₃	0.41	0.33	0.49	0.00	0.50	0.60	0.50	0.71	0.44	0.37	0.66
CaO	0.35	0.17	0.39	0.00	0.00	0.13	0.20	0.32	0.00	0.00	0.17
Na ₂ O	1.40	0.74	1.08	0.00	0.00	11.32	11.36	11.24	11.32	11.53	11.28
K ₂ O	13.99	15.83	14.31	15.23	15.91	0.11	0.11	0.61	0.23	0.11	0.18
Total	100.27	100.27	99.62	98.97	100.44	99.59	99.44	100.06	99.27	99.59	99.91
Si*	3.000	3.001	3.007	3.062	3.016	3.018	3.023	2.992	3.024	3.016	3.010
Al	0.981	0.972	0.966	0.951	0.968	0.944	0.941	0.958	0.946	0.959	0.951
Fe	0.028	0.023	0.034	0.000	0.034	0.039	0.033	0.047	0.029	0.024	0.043
Ca	0.017	0.008	0.019	0.000	0.000	0.006	0.009	0.015	0.000	0.000	0.008
Na	0.124	0.066	0.096	0.000	0.000	0.959	0.964	0.951	0.962	0.978	0.953
K	0.813	0.929	0.838	0.898	0.927	0.006	0.006	0.034	0.013	0.006	0.010
Ab	12.96	6.58	10.08	0.00	0.00	98.74	98.41	95.11	98.68	99.38	98.15
An	1.79	0.84	2.01	0.00	0.00	0.63	0.96	1.50	0.00	0.00	0.82
Or	85.24	92.59	87.90	100.00	100.00	0.63	0.63	3.40	1.32	0.62	1.03

Примечание. *Формула на основе 8 атомов кислорода, urfu; **Ab, An, Or — концевые компоненты – альбит, анортит и ортоклаз (моль%), соответственно.

Таблица 5.8

Представительные результаты анализа химического состава оливина айллкитов (мас.%)

	Оливин-I (макрокристы)						Оливин-II (мелкозернистые кристаллы или фенокристы)								
	Центр			Кайма 1			Кайма 2			Центр			Кайма		
SiO ₂	40.30	40.46	39.50	39.26	38.07	39.87	39.65	39.88	39.56	39.67	39.94	39.60	39.83	39.66	39.61
TiO ₂	0.026	0.027	0.043	0.031	0.013	0.030	0.046	0.036	0.042	0.036	0.033	0.054	0.056	0.063	0.100
Al ₂ O ₃	0.054	0.018	0.032	0.023	0.000	0.034	0.025	0.034	0.033	0.028	0.037	0.033	0.028	0.024	0.037
Cr ₂ O ₃	0.064	0.066	0.004	0.000	0.000	0.036	0.042	0.036	0.041	0.013	0.037	0.037	0.042	0.020	0.077
FeO _t	11.45	11.11	15.19	17.20	23.18	14.04	14.53	13.71	15.14	14.89	13.33	14.91	14.21	14.94	14.48
MnO	0.124	0.132	0.151	0.171	0.273	0.140	0.167	0.139	0.154	0.149	0.135	0.144	0.157	0.193	0.164
MgO	47.05	47.35	44.14	43.28	38.28	45.64	45.08	46.02	44.56	45.08	46.33	44.71	45.47	44.96	45.07
CaO	0.130	0.047	0.089	0.067	0.037	0.130	0.195	0.142	0.126	0.105	0.138	0.130	0.179	0.273	0.201
CoO	0.024	0.020	0.024	0.025	0.025	0.027	0.025	0.027	0.028	0.026	0.025	0.027	0.024	0.023	0.025
NiO	0.388	0.398	0.250	0.184	0.174	0.367	0.280	0.350	0.340	0.290	0.383	0.324	0.318	0.214	0.302
ZnO	0.013	0.009	0.016	0.018	0.027	0.012	0.007	0.015	0.013	0.014	0.014	0.012	0.012	0.014	0.012
Total	99.62	99.64	99.44	100.25	100.08	100.32	100.05	100.39	100.04	100.31	100.40	99.98	100.32	100.38	100.08
Fo	87.99	88.37	83.81	81.77	74.64	85.28	84.69	85.68	83.99	84.37	86.10	84.23	85.08	84.29	84.72
Si*	1.001	1.002	0.999	0.994	0.995	0.995	0.995	0.993	0.996	0.994	0.993	0.996	0.995	0.994	0.994
Ti	0.0005	0.0005	0.0008	0.0006	0.0003	0.0006	0.0009	0.0007	0.0008	0.0007	0.0006	0.0010	0.0011	0.0012	0.0019
Al	0.0008	0.0003	0.0005	0.0003	0.0000	0.0005	0.0004	0.0005	0.0005	0.0004	0.0005	0.0005	0.0004	0.0004	0.0005
Cr	0.0013	0.0013	0.0001	0.0000	0.0000	0.0007	0.0008	0.0007	0.0008	0.0003	0.0007	0.0007	0.0008	0.0004	0.0015
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.009	0.010	0.003	0.005	0.008	0.002	0.011	0.007	0.001	0.004	0.009	0.004
Fe ²⁺	0.238	0.230	0.321	0.355	0.497	0.290	0.300	0.278	0.317	0.300	0.269	0.313	0.294	0.304	0.300
Mn	0.003	0.003	0.003	0.004	0.006	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003
Mg	1.741	1.748	1.664	1.634	1.491	1.697	1.685	1.708	1.671	1.683	1.717	1.675	1.693	1.678	1.685
Ca	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.005	0.007	0.005
Co	0.0005	0.0004	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0006	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005
Ni	0.008	0.008	0.005	0.004	0.004	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006	0.008	0.007	0.006	0.004	0.006
Zn	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0005	0.0002	0.0001	0.0003	0.0002	0.0003	0.0003	0.0002	0.0002	0.0003	0.0002

Примечание. Для оливина-I приведены анализы центральных частей для различных макрокристов; кайма 1 и кайма 2 — внутренняя и внешняя части краевой зоны соответственно; Fo = Mg/(Mg + Fe). * Формулы рассчитаны на основе 3 катионов и 4 атомов кислорода, арфу.

ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Изотопно-геохронологические исследования чадобецкого комплекса

Результаты U-Pb датирования цирконов из коры выветривания по карбонатитам Чуктукоского рудного поля

Таблица 6.1

П.п.	f206c. %	²⁰⁶ Pb	Uppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	R	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	1 σ	T 206/238	1 σ	T 207/235	1 σ	D	T 207/206	1 σ	T 208/232	1 σ
1	0.04	22	391	0.48	0.48697	0.01067	0.06422	0.0011	0.78	0.05508	0.00133	0.01637	0.00031	401	7	403	7	0.40	415	52	328	6
2	0.07	14	225	0.70	0.54026	0.01316	0.06932	0.00121	0.72	0.05661	0.0015	0.01705	0.00033	432	7	439	9	1.50	476	58	342	7
3	0.00	4	152	2.14	0.1823	0.00765	0.02665	0.00052	0.46	0.04968	0.00219	0.00687	0.00014	170	3	170	7	0.24	180	99	138	3
4	0.00	1	52	1.14	0.18623	0.01492	0.02708	0.00067	0.31	0.04995	0.00412	0.00688	0.00028	172	4	173	13	0.64	193	181	139	6
5	0.09	51	1857	0.17	0.22096	0.00437	0.03155	0.00053	0.85	0.05087	0.00112	0.00808	0.00016	200	3	203	4	1.25	235	50	163	3
6	0.00	3	148	1.33	0.18158	0.00853	0.02695	0.00054	0.43	0.04895	0.0024	0.00683	0.00017	171	3	169	7	-1.17	145	111	138	3
7	0.16	19	303	0.33	0.57284	0.01351	0.07259	0.00126	0.74	0.05732	0.00147	0.01892	0.00043	452	8	460	9	1.79	504	56	379	8
8	0.26	6	170	0.80	0.29446	0.0096	0.04005	0.00074	0.57	0.0534	0.00185	0.01052	0.00024	253	5	262	8	3.56	346	76	212	5
9	0.04	20	726	0.44	0.22256	0.00513	0.03202	0.00055	0.75	0.05048	0.00127	0.00839	0.00017	203	3	204	4	0.39	217	57	169	3
10	0.00	22	815	0.66	0.21028	0.00517	0.03121	0.00055	0.72	0.04894	0.0013	0.00807	0.00019	198	3	194	4	-2.17	145	61	163	4
11	0.00	14	584	0.33	0.18353	0.00477	0.02711	0.00048	0.68	0.04917	0.00138	0.007	0.00017	173	3	171	4	-0.81	156	64	141	3
12	0.07	24	366	1.26	0.60625	0.01346	0.07608	0.00132	0.78	0.05788	0.00141	0.01915	0.00037	473	8	481	9	1.80	525	53	383	7
13	0.00	7	210	0.86	0.25537	0.0087	0.0371	0.00069	0.55	0.05	0.0018	0.00906	0.00022	235	4	231	7	-1.66	195	82	182	4
14	0.03	9	134	0.43	0.5932	0.01739	0.07486	0.00136	0.62	0.05756	0.0018	0.02021	0.00054	465	8	473	11	1.61	513	68	404	11
15	0.00	17	448	1.02	0.31702	0.00784	0.04422	0.00078	0.71	0.05208	0.00139	0.01092	0.00023	279	5	280	6	0.25	289	60	219	5
16	0.13	17	277	0.43	0.55335	0.01364	0.07042	0.00124	0.71	0.05708	0.00152	0.01812	0.00043	439	7	447	9	1.94	494	58	363	9
17	0.00	12	458	0.56	0.19658	0.00674	0.0288	0.00054	0.55	0.04959	0.0018	0.00694	0.0002	183	3	182	6	-0.44	176	83	140	4
18	0.04	68	1018	0.87	0.58917	0.01213	0.07535	0.00129	0.83	0.0568	0.00129	0.01871	0.00039	468	8	470	8	0.43	483	49	375	8
19	0.00	5	218	0.49	0.1857	0.0081	0.02692	0.00054	0.46	0.0501	0.00229	0.0071	0.00025	171	3	173	7	0.99	200	103	143	5
20	0.00	14	424	0.84	0.27068	0.00698	0.03858	0.00068	0.68	0.05097	0.00141	0.00988	0.00023	244	4	243	6	-0.33	240	63	199	5
21	0.04	3	110	1.00	0.24872	0.01118	0.03504	0.0007	0.44	0.05157	0.00242	0.00908	0.00027	222	4	226	9	1.58	266	104	183	5
22	0.00	39	139	0.43	5.17815	0.10298	0.32825	0.00582	0.89	0.1144	0.00249	0.09728	0.00265	1830	28	1849	17	1.04	1871	39	1876	49
23	0.00	17	272	0.53	0.57296	0.01315	0.07345	0.0013	0.77	0.05657	0.0014	0.02119	0.00059	457	8	460	8	0.66	474	54	424	12
24	0.00	32	112	0.76	5.16775	0.09708	0.33118	0.00578	0.93	0.11316	0.00234	0.08866	0.00231	1844	28	1847	16	0.17	1851	37	1717	43
25	0.00	31	110	0.81	5.19934	0.10473	0.32842	0.00585	0.88	0.11482	0.00252	0.0918	0.00253	1831	28	1853	17	1.19	1877	39	1775	47
26	0.00	27	1028	0.71	0.20975	0.0045	0.03044	0.00054	0.83	0.04998	0.00115	0.01055	0.00038	193	3	193	4	0.00	194	53	212	8
27	0.00	61	925	0.57	0.60449	0.01205	0.0773	0.00135	0.88	0.05672	0.00123	0.02652	0.00087	480	8	480	8	0.02	480	47	529	17
28	0.00	7	234	0.28	0.22639	0.00647	0.03245	0.00059	0.64	0.05059	0.00153	0.01133	0.00042	206	4	207	5	0.63	222	68	228	8
29	0.00	21	534	0.53	0.31927	0.00762	0.04452	0.00078	0.73	0.05209	0.00135	0.0142	0.00026	281	5	281	6	0.18	289	58	285	5
30	0.03	10	257	0.51	0.31509	0.00837	0.04374	0.00078	0.67	0.05232	0.00149	0.01526	0.0003	276	5	278	6	0.76	300	64	306	6
31	0.00	9	140	0.64	0.57795	0.01715	0.07437	0.00138	0.63	0.05636	0.00177	0.02681	0.00089	462	8	463	11	0.15	466	68	535	18
32	0.02	25	1048	0.28	0.19497	0.00414	0.02815	0.0005	0.84	0.05024	0.00115	0.00915	0.00032	179	3	181	4	1.06	206	52	184	6

Примечание: датированы образцы 545/046 (п.п. 1 – 22) и 514/066 (п.п. 23 – 32) из разведочных скважин Чуктуконского меторождения (рис. 3а), R – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U, D – дискордантность.

Таблица 6.2

Результаты Ar-Ar датирования щелочных пород чадобецкого комплекса

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Выделенный ^{39}Ar , %	Возраст млн. л.	±
Тер 3/4 биотит			J=0.006244±0.000102								
600	33.3	0.1	0.0748	0.0009	3.66	0.04	0.046	0.004	2.3	208.4	11.1
700	30.79	0.05	0.0548	0.0004	7.06	0.02	0.018	0.002	7.0	267.3	6.4
800	26.70	0.02	0.0460	0.0002	0.46	0.01	0.0303	0.0008	15.5	189.7	3.9
900	26.50	0.01	0.01467	0.00009	0.081	0.004	0.0029	0.0002	35.9	268.0	4.1
975	24.86	0.01	0.01534	0.00007	0.062	0.004	0.0012	0.0002	61.2	256.9	3.9
1025	24.75	0.01	0.01526	0.00008	0.050	0.003	0.0007	0.0002	81.6	257.2	4.0
1130	25.22	0.01	0.0168	0.0001	0.118	0.006	0.0019	0.0002	100.0	258.3	4.0
Тер 2 биотит			J=0.006204±0.0001								
500	53.9	0.6	0.047	0.009	4.8	2.6	0.15	0.01	0.1	92.7	32.2
600	30.68	0.05	0.027	0.001	4.6	0.3	0.024	0.002	1.1	247.6	5.8
700	27.21	0.02	0.0186	0.0001	4.20	0.02	0.0048	0.0009	12.6	267.8	4.7
750	26.025	0.006	0.0152	0.0001	0.68	0.02	0.0019	0.0002	23.9	264.6	4.0
800	23.475	0.003	0.0145	0.0001	0.06	0.02	0.0004	0.0001	43.1	244.1	3.7
850	23.434	0.007	0.0157	0.0002	0.24	0.03	0.0011	0.0003	53.5	241.7	3.7
900	23.531	0.005	0.0166	0.0001	0.01	0.02	0.0018	0.0002	63.9	240.7	3.7
950	23.593	0.007	0.0154	0.0002	0.26	0.05	0.0030	0.0003	73.4	237.7	3.7
1000	23.790	0.007	0.0162	0.0002	0.30	0.03	0.0023	0.0003	80.8	241.8	3.7
1050	24.094	0.008	0.0172	0.0002	0.26	0.06	0.0035	0.0003	86.8	241.3	3.7
1130	24.219	0.006	0.0156	0.0001	0.14	0.02	0.0041	0.0002	100.0	240.7	3.7
Тер 1/2 биотит			J=0.006226±0.000101								
600	16.92	0.08	0.072	0.001	2.8	0.4	0.041	0.004	0.3	52.8	13.9
800	23.087	0.003	0.01543	0.00006	0.018	0.004	0.0007	0.0001	17.1	240.1	3.7
850	23.044	0.004	0.0163	0.0001	0.04	0.01	0.0003	0.0002	26.5	241.1	3.7
950	23.209	0.003	0.01548	0.00005	0.027	0.005	0.0006	0.0001	51.1	241.7	3.7
1025	23.013	0.007	0.01622	0.00006	0.053	0.003	0.0010	0.0003	85.0	238.6	3.7
1075	23.116	0.006	0.0170	0.0002	0.101	0.007	0.0016	0.0002	93.5	237.9	3.7
1130	22.804	0.005	0.0192	0.0002	0.14	0.02	0.0043	0.0002	100.0	227.1	3.5
546/053 биотит			J= 0.006198±0.0001								
650	23.15	0.02	0.020	0.001	0.77	0.06	0.0117	0.0005	0.7	207.7	3.5

750	23.681	0.004	0.01464	0.00008	0.114	0.005	0.0003	0.0002	10.1	246.2	3.7
825	23.797	0.004	0.01465	0.00004	0.035	0.006	0.0005	0.0001	25.3	246.7	3.7
875	24.086	0.004	0.01503	0.00007	0.005	0.005	0.0008	0.0002	34.9	248.8	3.8
925	24.633	0.003	0.01499	0.00005	0.003	0.003	0.00125	0.00007	53.2	252.7	3.8
1000	24.993	0.003	0.01480	0.00004	0.008	0.005	0.00044	0.00008	69.0	258.6	3.9
1050	29.154	0.005	0.01474	0.00005	0.048	0.006	0.0015	0.0001	85.4	295.6	4.4
1100	39.486	0.008	0.0153	0.0001	0.006	0.006	0.0026	0.0002	93.5	388.0	5.7
1150	47.02	0.01	0.0162	0.0001	0.008	0.008	0.0036	0.0002	100.0	452.2	6.5
546/193-8 вал									J= 0.005424±0.000077		
600	25.50	0.05	0.020	0.001	3.364	0.008	0.015	0.002	18.2	194.9	6.0
700	24.30	0.04	0.0166	0.0005	2.085	0.005	0.004	0.001	56.3	212.6	4.6
780	28.03	0.06	0.021	0.002	5.39	0.02	0.005	0.002	74.5	242.2	6.2
980	30.6	0.2	0.031	0.003	7.02	0.04	0.016	0.006	91.2	237.1	14.5
1150	32.59	0.06	0.023	0.002	13.46	0.02	0.020	0.002	100.0	244.9	5.7

Примечание: ошибки указаны с интервалом $\pm 2\sigma$.

ПРИЛОЖЕНИЕ 7. Состав включений в минералах пород чадобецкого комплекса

Состав минеральных включений и кристаллических фаз расплавных включений в оливине айлликитов

Таблица 7.1

Мас.%	Флогопит			Клинопироксен			Ортопироксен		Мас.%	Сг-шпинелиды			Тi-магнетит		Ильменит		
SiO ₂	36.07	39.41	38.02	52.65	45.14	44.47	56.01	56.19	MgO	10.43	10.20	10.96	8.89	3.98	8.71	11.26	9.65
TiO ₂	6.44	2.54	4.27	1.38	6.58	7.17	0.29	0.40	Al ₂ O ₃	7.05	6.99	6.80	3.53	1.23	0.77	1.17	0.00
Al ₂ O ₃	13.70	12.53	13.79	1.66	5.42	5.83	0.55	0.62	TiO ₂	10.09	11.74	10.74	19.40	7.24	49.44	51.71	50.26
FeO _t	8.09	8.25	10.48	4.39	8.38	9.24	8.41	8.52	Cr ₂ O ₃	25.88	21.70	23.62	0.85	2.41	0.99	3.68	0.56
MgO	19.00	24.28	22.75	17.86	13.80	13.21	32.76	32.64	V ₂ O ₃	0.24	0.00	0.00	0.00	0.26	0.51	0.53	0.37
CaO	0.00	0.00	0.00	21.79	21.02	20.88	0.71	0.65	MnO	0.00	0.00	0.00	0.35	0.92	0.31	0.00	0.23
BaO	0.00	0.00	0.61	-	-	-	-	-	FeO _t	43.39	45.44	44.24	62.76	73.88	38.27	31.17	38.09
Na ₂ O	1.19	1.60	1.02	1.47	1.35	1.11	0.00	0.00	NiO	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-
K ₂ O	8.50	6.99	7.26	-	-	-	-	-	Total	97.72	96.74	97.51	96.05	90.87	99.00	99.52	99.45
H ₂ O calc	3.79	3.93	3.90	-	-	-	-	-	Формула на 3 кат и 4 ат О. apfu						2 кат и 3 ат О		
Total	93.35	95.60	98.19	101.20	101.67	101.92	98.72	99.03	Mg	0.525	0.517	0.637	0.456	0.206	0.307	0.388	0.337
Формула на 11 ат. О				2 кат и 6 ат О, apfu					Al	0.281	0.280	0.312	0.143	0.050	0.021	0.032	0.000
Si	2.679	2.817	2.692	1.878	1.654	1.633	1.970	1.975	Ti	0.256	0.301	0.315	0.502	0.189	0.880	0.900	0.886
Ti	0.360	0.137	0.227	0.037	0.181	0.198	0.008	0.011	Cr	0.691	0.584	0.728	0.023	0.066	0.019	0.067	0.010
Al	1.199	1.056	1.151	0.070	0.234	0.252	0.023	0.026	V	0.007	0.000	0.000	0.000	0.007	0.010	0.010	0.007
Fe ^{3+*}	0.121	0.127	0.157	0.131	0.191	0.173	0.021	0.000	Mn	0.000	0.000	0.000	0.010	0.027	0.006	0.000	0.005
Fe ^{2+**}	0.381	0.366	0.463	0.000	0.065	0.110	0.226	0.250	Fe ²⁺	0.741	0.793	0.869	1.029	0.898	0.566	0.511	0.537
Mg	2.103	2.587	2.400	0.949	0.753	0.723	1.718	1.710	Fe ³⁺	0.485	0.500	0.572	0.777	1.251	0.191	0.092	0.210
Ca	0.000	0.000	0.000	0.833	0.825	0.822	0.027	0.025	Шпинель	14.1	14.1	14.7	7.2	2.6			
Ba	0.000	0.000	0.017	-	-	-	-	-	Магнезиоферрит	19.3	18.9	22.6	38.8	9.5			
Na	0.171	0.222	0.140	0.102	0.096	0.079	0.000	0.000	Ульвошпинель	25.7	30.2	29.6	50.6	19.8			
K	0.805	0.637	0.656	-	-	-	-	-	Якобит	0.0	0.0	0.0	1.0	2.8			
O	0.121	0.127	0.157	-	-	-	-	-	Магнетит	6.6	8.1	4.3	0.9	53.7			
ОН	1.879	1.873	1.843	-	-	-	-	-	Магнезиохромит	19.3	18.9	22.6	0.0	7.8			
									Хромит	15.3	10.4	11.6	1.2	0.0			
#Mg	80.71	83.99	79.46	87.88	74.59	71.82	87.41	87.23	Кульсонит	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4			

Примечание. Флогопит и клинопироксен – кристаллические фазы из вторичных расплавных включений, ортопироксен и ильменит – минеральные включения в макрокристах оливина (Ол-I); Кристаллическими включениями во вкрапленниках оливина (Ол-II) являются минералы группы шпинели и Тi-магнетит: в центральных частях располагается шпинель, а по краям - Тi-магнетит. *Fe³⁺ для флогопитов рассчитано только для тетраэдрической позиции, ** для флогопита общее количество Fe находится в октаэдрической позиции.

Таблица 7.2

Представительные результаты LA ICP-MS исследования расплавных включений в оливине айллицитов чадобецкого комплекса (ppm)

Элемент/ образец	Ter 3-2	Ter 3-3	Ter 3-4	Ter 3-5	Ter 3-6	Ter 3-7	Ter 3-8	Ter 3-9	Ter 3-10	Ter 2-2	Ter 2-3
Ba	6602	5402	5001	12900	8701	14710	16620	11910	6402	3701	3101
Sr	7027	7380	7985	3246	3145	4672	4441	3316	22830	19720	12810
Nb	3701	2700	3601	2200	2500	3000	1890	2020	3701	1800	1500
Ta	200	114	105	112	105	108	109	100	148	59	80
K, %	14.52	13.36	19.08	16.11	17.42	18.69	17.5	17.091	15.459	18.14	13.649
La	1800	1900	2000	3501	3701	2560	2560	6302	3201	8204	5802
Ce	3401	3701	3201	6305	5304	2500	3555	6080	9605	16510	11210
Pr	250	400	400	350	380	256	590	600	700	1700	1300
Nd	850	1000	1400	900	900	1020	1800	1200	1200	1700	1200
Zr	7041	10210	8610	9500	8500	9052	10000	5500	5702	9705	4604
Hf	200	238	215	202	228	112	115	120	128	154	56

Таблица 7.3

Представительные результаты ICP-MS исследования айллитов чадобецкого комплекса (ppm)

Элемент/ образец	546046	546054	514218
Ba	2297.08	1872.1	2063.86
Sr	1271.14	1653.33	1077.27
Nb	386.38	636.51	579.73
Ta	3.29	2.71	5.059
K, %	2.0743	2.05	3.30
La	374.79	514.78	244.43
Ce	655.39	817.28	436.26
Pr	73.28	86.6	45.32
Nd	262.68	296.44	159.51
Zr	205.19	270.19	286.68
Hf	6.05	10.50	7.03

ПРИЛОЖЕНИЕ 8. Оценки РТХ-параметров для айллитов чадобецкого комплекса

Таблица 8.1

Температуры равновесия макрокристов оливина для пород чадобецкого комплекса рассчитаны с помощью «Al-in-olivine» термометра Bussweiler et al. (2017).

Мас. %	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.17	40.08	40.08	40.46	40.34	40.44
TiO ₂	0.033	0.066	0.031	0.027	0.040	0.025
Al ₂ O ₃	0.035	0.046	0.036	0.018	0.022	0.014
Cr ₂ O ₃	0.065	0.083	0.086	0.066	0.107	0.065
FeO	12.70	12.60	12.45	11.11	11.57	11.11
MnO	0.136	0.136	0.136	0.132	0.134	0.130
MgO	45.80	45.64	46.23	47.35	47.22	47.06
CaO	0.057	0.073	0.082	0.047	0.051	0.070
CoO	0.022	0.019	0.023	0.020	0.020	0.021
NiO	0.306	0.300	0.306	0.398	0.376	0.406
ZnO	0.016	0.012	0.012	0.009	0.010	0.007
Total	99.36	99.07	99.48	99.66	99.93	99.37
#Mg	86.54	86.59	86.88	88.37	87.91	88.31
#Cr	0.558	0.548	0.615	0.716	0.761	0.753
T° C, 2 Gpa	1019	1059	1037	959	1000	939
T° C, 6 Gpa	1250	1297	1269	1174	1220	1149

Примечание. Расчет проводился для давления 2 и 6 ГПа (см. описание в тексте диссертации). Для определения температур использовались макрокристы оливина с мантийными характеристиками: высоким содержанием Ni (≥ 2350 ppm), низким содержанием Ca (≤ 715 ppm) и низким Mn (≤ 1160 ppm); #Cr = Cr/(Cr + Al).

Таблица 8.2

Фугитивность кислорода (fO_2) для пород чадобецкого комплекса (рассчитана по уравнению Ballhaus et al. (1991) (из публикации Prokoryev et al. (2020))).

Ядра шпинелидов из ОМ и оливина-II													
P. Gpa	2	6	2	6	2	6	2	6	2	6	2	6	
T °C	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	
X Fe ³⁺ Spl	0.485				0.412				0.437				
x Al Spl	0.141				0.217				0.200				
X Fe Ol	0.159		0.135		0.135		0.159		0.159		0.135		
X spl Fe ²⁺	0.694				0.597				0.608				
$\Delta\log(fO_2)$ FMQ	-0.12	-1.07	-0.22	-1.15	-0.17	-1.11	-0.06	-1.02	-0.08	-1.03	-0.18	-1.12	
P. Gpa	2	6	2	6	2	6	2	6	2	6	2	6	
T °C	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	
X Fe ³⁺ Spl	0.434				0.466				0.448				
x Al Spl	0.175				0.166				0.175				
X Fe Ol	0.135		0.159		0.159		0.135		0.135		0.159		
X spl Fe ²⁺	0.594				0.641				0.585				
$\Delta\log(fO_2)$ FMQ	-0.20	-1.13	-0.10	-1.05	-0.10	-1.05	-0.21	-1.14	-0.20	-1.13	-0.10	-1.05	
Включения шпинелидов и оливина-II													
P. Gpa	2	6	2	6	2	6	2	6	2	6	2	6	
T °C	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	1020	1300	
X Fe ³⁺ Spl	0.396				0.387				0.397				
x Al Spl	0.192				0.205				0.194				
X Fe Ol	0.159		0.135		0.135		0.159		0.159		0.135		
X spl Fe ²⁺	0.591				0.605				0.577				
$\Delta\log(fO_2)$ FMQ	-0.08	-1.04	-0.19	-1.12	-0.18	-1.11	-0.07	-1.03	-0.08	-1.04	-0.18	-1.12	

ПРИЛОЖЕНИЕ 9. Минеральный состав карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастах

Представительные результаты анализа химического состава флогопита пород массива Арбарастах. мас.%

Таблица 9.1

Фосокриты	Карбонатиты									
	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край
SiO ₂	39.11	38.49	39.00	37.93	38.23	40.37	36.56	40.41	41.85	39.26
Al ₂ O ₃	13.94	11.98	14.15	12.07	13.89	13.04	19.16	12.57	11.56	15.25
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO _t	1.89	1.13	1.71	1.04	1.62	1.27	4.21	3.77	3.04	3.87
MgO	26.53	26.17	26.04	25.87	25.87	27.89	22.59	25.29	25.74	24.71
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.79	3.44	1.00	4.04	1.71	3.04	1.19	0.63	0.00	0.85
K ₂ O	10.48	9.64	10.72	9.46	10.18	9.99	9.46	9.94	10.31	9.84
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.43	0.00	0.47
Total	92.75	90.84	92.63	90.41	91.49	95.6	93.88	93.03	92.48	94.25
Si**	2.849	2.908	2.851	2.892	2.840	2.884	2.657	2.946	3.036	2.830
Al	1.151	1.067	1.149	1.085	1.160	1.098	1.343	1.054	0.964	1.170
Fe ³⁺	0.000	0.025	0.000	0.023	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.115	0.047	0.105	0.043	0.101	0.058	0.256	0.230	0.184	0.233
Mg	2.881	2.947	2.837	2.941	2.865	2.970	2.447	2.748	2.784	2.655
Al	0.046	0.000	0.070	0.000	0.056	0.000	0.298	0.026	0.025	0.125
Sum O	3.042	2.994	3.012	2.984	3.022	3.028	3.001	3.004	2.993	3.013
Ba	0.023	0.102	0.029	0.121	0.049	0.085	0.034	0.018	0.000	0.024
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.074	0.061	0.000	0.066
K	0.974	0.929	1.000	0.92	0.965	0.910	0.877	0.924	0.953	0.905
Sum K	0.997	1.031	1.029	1.041	1.014	0.995	0.985	1.003	0.953	0.995
O	0.068	0.000	0.050	0.000	0.006	0.000	0.090	0.134	0.184	0.119
OH	1.932	2.000	1.950	2.000	1.994	2.000	1.910	1.866	1.816	1.881

Примечание: *H₂O рассчитана как (ОН+О) = 2; **на 11 ат О. арфу; F и Cr₂O₃ – ниже предела обнаружения; Fe³⁺ рассчитано только для тетраэдрической позиции

Представительные анализы состава фторапатита пород массива Арбарастах. мас. %

Фоскориты					Карбонатиты					
					Центр			Край		
SiO ₂	0.09	0.02	0.06	0.03	0.20	0.19	0.14	0.77	0.33	0.44
CaO	54.86	54.68	55.21	54.77	54.51	54.53	55.02	53.29	54.39	54.59
Na ₂ O	0.22	0.14	0.12	0.15	0.12	0.15	0.17	0.21	0.14	0.12
SrO	0.66	0.65	0.45	0.60	0.78	0.64	0.63	0.84	0.62	0.82
La ₂ O ₃	0.14	0.07	0.07	0.14	0.16	0.11	0.16	0.55	0.27	0.24
Ce ₂ O ₃	0.30	0.29	0.19	0.30	0.38	0.39	0.34	1.38	0.65	0.62
Pr ₂ O ₃	0.08	0.01	0.06	0.11	0.07	0.02	0.06	0.11	0.06	0.19
Nd ₂ O ₃	0.17	0.15	0.13	0.14	0.24	0.17	0.15	0.56	0.29	0.27
Sm ₂ O ₃	0.03	0.04	0.00	0.06	0.08	0.07	0.01	0.05	0.06	0.05
Y ₂ O ₃	0.04	0.05	0.00	0.05	0.06	0.04	0.04	0.06	0.01	0.06
P ₂ O ₅	41.29	41.50	41.48	41.66	41.66	41.65	41.19	40.09	40.82	41.10
F	2.02	1.71	2.01	1.67	1.89	1.99	1.95	1.87	1.89	1.94
Subtotal	99.92	99.31	99.79	99.69	100.16	99.96	99.87	99.79	99.52	100.45
-F=O ₂	0.85	0.72	0.84	0.70	0.80	0.84	0.82	0.79	0.79	0.82
Total	98.74	98.32	98.63	98.72	99.06	98.81	98.74	98.70	98.43	99.33
Si	0.008	0.001	0.005	0.002	0.017	0.016	0.012	0.065	0.028	0.037
Ca	4.972	4.980	4.996	4.974	4.937	4.946	4.973	4.836	4.936	4.909
Na	0.018	0.011	0.010	0.013	0.010	0.012	0.014	0.017	0.012	0.010
Sr	0.033	0.032	0.022	0.029	0.038	0.031	0.031	0.041	0.030	0.040
La	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003	0.009	0.004	0.004
Ce	0.005	0.004	0.003	0.005	0.006	0.006	0.005	0.021	0.010	0.009
Pr	0.0013	0.0002	0.0009	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.003
Nd	0.003	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003	0.002	0.009	0.004	0.004
Sm	0.0005	0.0005	0.00004	0.001	0.001	0.001	0.0001	0.001	0.001	0.001
Y	0.0008	0.0012	0.0001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.0001	0.001
P	2.957	2.987	2.966	2.990	2.982	2.985	2.942	2.875	2.927	2.920
F	0.541	0.460	0.536	0.449	0.506	0.533	0.521	0.501	0.505	0.516
OH	0.459	0.540	0.464	0.551	0.494	0.467	0.479	0.499	0.495	0.484

Примечание: формула составлена на 12 ат. О.

Таблица 9.3

Представительные анализы химического состава минералов группы шпинели (мас.%).

	Фоскориты				Карбонатиты		
Al ₂ O ₃	63.09	61.99	64.34	63.09	0.00	0.00	0.00
FeO _t	7.37	8.98	7.09	7.58	92.92	40.42	93.08
MnO	0.00	0.31	0.26	0.27	0.00	4.13	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	53.61	0.53
MgO	26.51	23.98	24.91	24.28	0.00	3.86	0.00
ZnO	1.83	1.97	2.29	2.61	0.00	0.00	0.00
Total	98.54	97.23	99.82	97.83	93.7	102.22	93.96
Al*	1.851	1.857	1.873	1.874	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.038	0.048	0.041	0.034	1.016	2.118	1.015
Fe ³⁺	0.116	0.143	0.106	0.126	1.967	0.902	1.969
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	1.451	0.015
Mn	0.000	0.007	0.005	0.006	0.000	0.125	0.000
Mg	0.936	0.909	0.917	0.912	0.000	0.207	0.000
Zn	0.037	0.037	0.042	0.049	0.000	0.000	0.000
Шпинель**	89.0	89.0	89.0	89.0	0.0	0.0	0.0
Ульвошпинель	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	87.5	1.5
Якобсит	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	12.5	0.0
Магнетит	0.0	4.0	2.0	3.0	98.3	0.0	98.5
Магнезиоферрит	5.0	2.0	3.0	3.0	0.0	0.0	0.0
Ганит	4.9	4.0	4.0	5.0	0.0	0.0	0.0

*Формулы на основе 3 катионов и 4 атомов кислорода. арфу; ** мол.% конечных членов

Представительные анализы химического состава клинопироксена (мас. %).

Таблица 9.4

Карбонаты									
SiO ₂	54.04	53.76	53.66	52.35	53.66	52.95	53.33	53.51	52.82
Al ₂ O ₃	1.95	2.17	1.87	1.97	2.00	1.97	1.91	2.02	2.06
TiO ₂	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.00	0.41
FeO	13.35	14.45	14.72	15.26	13.66	16.31	12.17	14.05	16.96
MnO	0.39	0.00	0.36	0.28	0.34	0.34	0.35	0.34	0.00
MgO	9.44	8.34	8.69	8.11	9.17	7.89	9.63	9.05	7.36
CaO	16.94	15.91	15.92	15.71	16.45	15.38	16.81	16.06	14.69
Na ₂ O	4.87	5.49	4.77	4.91	5.14	5.41	4.76	4.92	5.58
Total	100.97	99.87	99.99	98.59	100.42	100.24	99.36	99.95	99.87
Si*	1.974	1.998	1.992	1.973	1.969	1.962	1.976	1.979	1.970
Ti	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.012
Al	0.084	0.095	0.082	0.088	0.087	0.086	0.083	0.088	0.091
Fe ²⁺	0.095	0.139	0.180	0.156	0.079	0.128	0.093	0.127	0.178
Fe ³⁺	0.313	0.308	0.277	0.325	0.341	0.378	0.284	0.307	0.351
Mn	0.012	0.000	0.011	0.009	0.011	0.011	0.011	0.011	0.000
Mg	0.514	0.460	0.481	0.456	0.502	0.436	0.532	0.499	0.409
Ca	0.663	0.610	0.633	0.635	0.647	0.611	0.667	0.636	0.587
Na	0.345	0.394	0.343	0.359	0.366	0.389	0.342	0.353	0.403
Aeg**	31	31	28	33	35	38	29	3	35
Jd	3	9	7	3	3	1	6	5	5
Fe-Ts									
Ti-Ts							1		1
Al-Ts	3		1	3	3	4		2	1
Di	52	46	46	45	51	44	54	49	39
Hed	10	14	18	16	8	13	9	13	18
En									1

* Формула на основе 4 катионов и 6 атомов кислорода. арфу. **Аббревиатуры миналов (мол. %): Aeg – эгирин. Jd – жадеит. Fe-Ts – Fe- чермакит. Ti-Ts – Ti-чермакит. Al-Ts – Al-чермакит. Di – диопсид. Hed – геденбергит. En - энстатит.

Таблица 9.5

Представительные анализы химического состава пироксенов (мас.%).

	Карбонаты							Фоскориты				
TiO ₂	7.16	6.97	5.00	5.64	5.77	5.14	4.85	0.67	0.12	0.36	0.56	0.55
FeO	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	3.59	3.82	3.36	3.36	3.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	1.32	0.98	0.80	0.98
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.65
CaO	11.29	14.97	16.43	15.41	15.73	15.62	15.87	11.31	10.74	12.00	10.28	9.04
Na ₂ O	7.76	7.67	6.92	7.00	6.89	6.78	6.75	4.46	3.72	4.62	4.56	4.96
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	2.37	2.26
Ce ₂ O ₃	4.98	1.76	1.16	1.28	1.09	0.94	0.71	1.98	2.47	1.83	3.36	2.22
La ₂ O ₃	1.58	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00
Nd ₂ O ₃	1.05	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.17	1.10	1.00	1.35	0.85
ThO ₂	0.00	1.67	0.00	0.00	0.00	0.93	0.88	6.77	9.11	5.94	7.26	6.69
UO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.37	9.75	12.31	4.93	10.69
Nb ₂ O ₅	57.14	57.09	64.29	60.48	60.66	62.44	62.03	41.01	42.24	42.01	42.74	43.47
Ta ₂ O ₅	0.65	0.59	0.20	0.87	1.59	1.53	0.85	13.20	9.06	13.11	12.87	11.30
F	5.27	5.33	5.70	5.48	5.14	5.06	4.96	1.42	1.81	1.23	2.67	1.43
Total	96.88	98.85	99.70	96.49	96.87	98.44	97.76	96.86	97.27	98.75	98.55	98.15
-F=O ₂	2.21	2.24	2.39	2.30	2.16	2.13	2.08	0.60	0.76	0.52	1.12	0.60
Total	93.82	95.76	96.39	93.31	93.89	95.51	94.88	96.04	96.22	98.04	97.00	97.32

Таблица 9.6.1

Представительные анализы химического состава первичных карбонатов карбонатитов и фоскоритов массива Арбарастах(мас.%).

Фоскориты							Карбонатиты							
	Кальцит			Доломит				Кальцит			Доломит			
CaO	50.15	50.43	51.14	50.23	27.12	29.78	28.73	50.99	50.48	51.29	50.64	28.33	28.67	28.19
MgO	0.38	1.04	1.18	1.34	21.23	20.03	21.31	0.99	1.11	0.98	0.58	21.04	21.29	22.37
SrO	1.18	1.18	0.85	1.31	1.62	0.75	0.48	1.24	1.23	1.27	1.15	0.57	0.92	0.61
FeO _t	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	1.62	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	1.13	0.96	0.89
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.36	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.59	0.81
Total	52.07	52.93	53.17	52.88	52.19	53.73	51.04	53.22	52.82	53.54	52.36	51.49	52.44	52.88

Таблица 9.6.2

Представительные анализы химического состава кальцита расплавных включений в карбонатитах и фоскоритах массива Арбарастах (мас.%).

	Фоскориты			Карбонатиты		
CaO	51.47	54.00	54.25	53.32	54.23	54.71
SiO ₂	0.26	0.32	0.00	1.58	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00
SrO	1.01	1.09	0.96	1.36	1.04	1.12
FeO _t	0.35	0.35	0.33	0.58	0.40	0.40
Total	56.08	55.95	55.54	57.33	55.67	56.23

Таблица 9.7

Представительные анализы химического состава РЗЭ-карбонатов, барита и стронцианита карбонатитов массива Арбарастах (мас.%).

	Анкилит-(Ce)			Бурабанкит			Барит		Стронцианит	
CaO	2.15	2.11	2.21	11.45	9.54	22.29	5.89	10.77	8.03	10.69
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	10.19	11.51	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	20.62	18.34	20.42	18.47	14.16	1.48	0.00	0.00	57.32	53.25
BaO	0.00	0.00	0.00	5.10	6.71	13.88	55.50	52.11	0.00	0.00
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	25.55	27.29	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	23.29	24.36	22.73	9.62	11.79	13.39	0.00	0.00	0.00	0.73
La ₂ O ₃	12.04	12.70	11.36	5.85	7.34	8.12	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃	6.46	6.75	7.03	2.51	2.53	2.53	0.00	0.00	0.00	0.48
Pr ₂ O ₃	1.93	2.63	2.14	0.89	0.87	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	66.50	66.91	65.92	64.08	64.45	64.85	86.94	90.18	65.35	65.45

Таблица 9.8

Представительные анализы химического состава Ba-Sr сульфатов и стронцианита фоскоритов массива Арбарастах (мас.%).

	Барито-целестин			Барит			Стронцианит		
BaO	42.76	39.70	45.83	61.91	60.47	65.48	1.89	1.13	1.67
SrO	16.89	19.37	12.99	0.00	29.94	0.00	55.42	51.72	59.92
SO ₃	36.76	37.33	34.79	33.14	0.00	34.16	0.00	0.00	0.00
CaO	0.71	0.49	0.50	4.41	2.41	0.00	6.39	7.37	4.18
FeO	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.61	0.00
Total	97.12	97.54	94.11	99.46	94	99.65	64.42	61.63	65.78

ПРИЛОЖЕНИЕ 10. Изотопно-геохронологические исследования массива Арбарастах

Таблица 10.1

Результаты Ar-Ar датирования пород

T, °C	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±	Выделенный ³⁹ Ar, %	Возраст млн. л.	±
2-1/19 флогпит / пироксенит					J=0.004375±0.00005						
500	352.2	80.2	0.3	0.2	2.7	0.8	1.0	0.3	0.1	413.4	430.5
630	175.9	4.7	0.04	0.03	0.8	0.1	0.43	0.03	0.4	347.0	52.5
750	116.3	1.1	0.027	0.005	1.74	0.06	0.138	0.010	1.5	514.4	18.1
870	106.7	0.4	0.014	0.004	0.19	0.01	0.042	0.003	4.3	623.3	8.3
970	98.9	0.1	0.014	0.000	0.004	0.002	0.0068	0.0006	27.1	637.7	6.3
1025	102.6	0.2	0.014	0.001	0.01	0.01	0.022	0.002	32.7	632.7	7.2
1075	103.5	0.4	0.020	0.003	0.013	0.009	0.027	0.004	36.4	630.3	9.2
1150	99.1	0.1	0.0158	0.0005	0.016	0.001	0.010	0.001	48.9	633.2	6.2
1200	98.3	0.1	0.017	0.001	0.026	0.003	0.008	0.001	63.3	632.0	6.6
1230	99.2	0.2	0.011	0.001	0.005	0.005	0.010	0.002	73.2	633.9	7.0
1250	99.2	0.2	0.011	0.001	0.013	0.003	0.010	0.002	83.9	634.5	7.1
1280	98.5	0.2	0.011	0.002	0.026	0.005	0.009	0.002	100.0	630.7	7.2
68-16 флогопит / карбонатит					J=0.004398±0.000051						
500	210.8	18.0	0.07	0.07	1.6	0.6	0.56	0.10	0.1	333.7	168.5
650	116.7	1.3	0.022	0.008	1.21	0.03	0.07	0.01	1.1	638.3	20.4
750	103.6	0.2	0.007	0.002	0.15	0.01	0.018	0.002	4.8	648.8	6.9
825	102.1	0.3	0.013	0.001	0.048	0.009	0.012	0.002	10.8	650.0	7.3
900	102.2	0.1	0.0121	0.0006	0.038	0.002	0.006	0.001	25.1	659.9	6.5
950	101.6	0.2	0.013	0.001	0.008	0.006	0.010	0.001	32.2	649.4	6.7
1020	100.4	0.1	0.0127	0.0005	0.003	0.003	0.006	0.001	45.9	650.5	6.5
1100	99.5	0.1	0.0139	0.0005	0.0004	0.0008	0.004	0.001	63.8	647.8	6.3
1150	99.7	0.1	0.0117	0.0003	0.0040	0.0009	0.0044	0.0006	80.6	648.6	6.3
1200	101.0	0.1	0.0135	0.0007	0.0062	0.0007	0.007	0.001	90.2	651.1	6.5
1240	101.4	0.2	0.0177	0.0006	0.030	0.006	0.006	0.002	99.3	655.1	7.1
1280	124.7	2.6	0.031	0.010	0.20	0.09	0.12	0.02	100.0	597.1	37.0
66-1 флогопит / силикокарбонатит					J=0.004509±0.000053						
500	348.1	61.2	0.3	0.2	1.9	0.9	1.3	0.3	0.1	0.0	545.1

800	134.6	1.5	0.037	0.005	20.7	0.5	0.13	0.01	2.6	643.7	21.2
900	101.6	0.3	0.015	0.001	4.0	0.1	0.017	0.002	17.3	651.9	7.6
950	97.3	0.1	0.014	0.001	0.04	0.01	0.007	0.001	36.9	644.4	6.6
1000	97.2	0.2	0.016	0.002	0.03	0.02	0.009	0.002	46.5	639.8	7.2
1100	99.3	1.0	0.012	0.003	0.05	0.07	0.03	0.01	49.7	619.8	19.1
1175	95.1	0.6	0.014	0.001	0.03	0.02	0.007	0.005	64.3	632.3	10.5
1250	95.8	0.1	0.0130	0.0005	0.007	0.005	0.0029	0.0009	100.0	642.7	6.6
50-2 флогопит / карбонатит								J=0.004473±0.000052			
550	188.2	8.5	0.04	0.02	0.4	0.3	0.46	0.05	0.3	372.2	88.6
850	106.5	0.8	0.007	0.006	0.24	0.03	0.066	0.007	2.5	592.5	14.4
920	101.5	0.2	0.018	0.002	0.018	0.004	0.015	0.002	10.8	650.5	7.3
980	100.2	0.1	0.012	0.001	0.005	0.004	0.006	0.001	28.0	657.5	6.6
1030	100.4	0.1	0.014	0.001	0.004	0.003	0.006	0.001	40.8	659.1	6.8
1080	99.5	0.1	0.0129	0.0004	0.006	0.002	0.008	0.001	54.3	651.5	6.6
1125	101.2	0.2	0.0166	0.0007	0.000	0.007	0.011	0.002	63.5	656.3	7.2
1175	100.3	0.2	0.0140	0.0004	0.008	0.000	0.005	0.001	86.3	659.6	6.7
1215	103.1	0.3	0.013	0.001	0.001	0.003	0.014	0.002	93.4	661.7	7.7
1260	104.2	0.2	0.014	0.001	0.017	0.003	0.014	0.002	100.0	667.7	7.3
56-4 флогопит / щелочной сиенит								J=0.004457±0.000052			
500	393.4	31.6	0.16	0.07	1.1	0.5	0.8	0.1	0.2	1006.7	125.8
630	283.9	27.7	0.09	0.04	0.2	0.1	0.7	0.1	0.6	444.9	185.2
760	164.8	3.9	0.05	0.02	0.19	0.05	0.23	0.02	1.9	644.4	41.7
860	118.1	0.7	0.023	0.003	0.01	0.01	0.059	0.006	5.2	669.0	12.4
960	104.8	0.2	0.020	0.002	0.003	0.005	0.025	0.002	15.1	650.3	7.0
1000	104.5	0.2	0.0145	0.0004	0.000	0.003	0.027	0.002	24.7	645.6	7.1
1040	108.3	0.3	0.019	0.004	0.010	0.009	0.041	0.002	28.2	642.8	7.5
1100	102.1	0.2	0.0171	0.0006	0.000	0.002	0.015	0.001	40.7	652.6	6.9
1150	103.2	0.1	0.010	0.001	0.001	0.003	0.0250	0.0007	48.8	641.5	6.4
1200	99.4	0.1	0.0132	0.0003	0.003	0.001	0.0099	0.0008	69.0	645.5	6.5
1280	99.4	0.3	0.0162	0.0008	0.005	0.005	0.011	0.003	100.0	643.2	8.4

Примечания: Ошибки указаны с интервалом $\pm 2\sigma$.

Таблица 10.2

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования пироксенита (обр. 2-1/19) массива Арбарастах

№	% $^{206}\text{Pb}_c$	г/г U	г/г Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	г/г $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	% Несогл. возр.	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Ошибка корр.
1.1	0.00	147	245	1.72	13.1	634.6 4.6	632 ±26	0	9.666 0.76	0.06080 1.2	0.867 1.4	0.10346 0.76	0.5
2.1	0.00	152	210	1.43	13.7	643.2 4.7	646 ±25	0	9.53 0.76	0.06119 1.2	0.885 1.4	0.10493 0.76	0.5
2.2	0.00	7	4	0.56	0.603	659.0 11.0	585 ±120	-11	9.29 1.8	0.05950 5.7	0.883 6	0.1076 1.8	0.3
3.1	0.00	117	136	1.19	10.5	637.3 4.7	639 ±29	0	9.623 0.78	0.06100 1.3	0.874 1.5	0.10392 0.78	0.5
4.1	0.00	405	731	1.86	35.8	630.5 4.3	620 ±16	-2	9.732 0.72	0.06045 0.7	0.8565 1	0.10276 0.72	0.7
4.2	2.48	11	96	9.13	1.01	642.0 14.0	682 ±440	6	9.55 2.3	0.06200 21.0	0.9 21	0.1047 2.3	0.1
5.1	0.00	118	134	1.17	10.6	637.4 4.8	624 ±29	-2	9.623 0.78	0.06057 1.4	0.868 1.6	0.10392 0.78	0.5
6.1	0.29	91	97	1.10	8.26	645.0 5.4	634 ±63	-2	9.502 0.88	0.06080 2.9	0.883 3	0.10524 0.88	0.3
6.2	0.00	15	6	0.40	1.4	648.2 8.0	700 ±78	8	9.45 1.3	0.06270 3.6	0.915 3.9	0.1058 1.3	0.3
7.1	0.00	35	32	0.94	3.17	652.2 6.6	633 ±51	-3	9.393 1.1	0.06080 2.4	0.893 2.6	0.1065 1.1	0.4
8.1	0.00	185	256	1.42	16.6	640.6 4.7	625 ±23	-2	9.571 0.77	0.06060 1.1	0.873 1.3	0.10448 0.77	0.6
9.1	0.00	208	460	2.28	18.3	629.4 4.6	639 ±22	2	9.75 0.76	0.06100 1.0	0.863 1.3	0.10257 0.76	0.6

Таблица 10.3

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования карбоната (обр. 68-16) массива Арбарастах

№	% $^{206}\text{Pb}_c$	г/г U	г/г Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	г/г $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	(3) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	(1) $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Возраст	% несогл. Возр	Сум. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±%
8.1	8.32	750	6554	9	29.1	261.7 7.6	267 ±6.9	113 ±39	-695 ±890	222.7 6.6	-366	22.12	2.6
5.1	0.56	58	4150	74	4.42	547.3 5.5	546.9 ±5.3	582 ±10	571 ±110	578.4 7	4	11.22	0.98
2.1	9.42	1	644	452	0.132	585.0 44.0	510 ±26	464 ±26	2522 ±450	466.0 25	331	9.54	4.6
7.2	0.44	64	815	13	5.4	601.4 5.6	597.8 ±5.5	489 ±20	775 ±81	548.9 7.9	29	10.182	0.93
8.2	38.94	1	9	13	0.102	628.0 240.0	476 ±44	446 ±180	3260 ±1400	543.0 130	420	5.96	5.2
7.1	0.62	42	1286	31	3.81	640.7 6.7	637.1 ±6.4	603 ±11	800 ±110	611.3 8.5	25	9.51	1
6.1	0.00	6	50	9	0.541	641.0 11.0	641 ±12	801 ±190	665 ±130	668.0 29	4	9.56	1.9
1.1	1.85	14	731	55	1.31	668.0 12.0	660.2 ±8.9	645 ±14	968 ±280	648.0 13	45	8.99	1.3
3.1	0.00	4	1288	359	0.356	683.0 15.0	683 ±16	632 ±21	705 ±160	633.0 20	3	8.94	2.4
4.1	0.92	9	1165	140	1.48	1163.0 18.0	1170 ±18	312 ±22	1026 ±150	357.0 20	-12	5.011	1.6

Таблица 10.3 продолжение

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования карбоната (обр. 68-16) массива Арбарастах

Общ. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Ошибка корр.
0.1032	1.2	24.13	3	0.035	32	0.201	32	0.0414	3	0.1
0.0636	2.1	11.29	1	0.0591	5.3	0.722	5.4	0.0886	1	0.2
0.233	5.8	10.53	7.9	0.166	27	2.18	28	0.0949	7.9	0.3
0.0685	1.8	10.226	0.97	0.065	3.9	0.877	4	0.0978	0.97	0.2
0.502	5.7	9.8	41	0.26	87	3.7	96	0.1020	41	0.4
0.0708	2.1	9.57	1.1	0.0658	5.2	0.948	5.3	0.1045	1.1	0.2
0.0617	5.9	9.56	1.9	0.0617	5.9	0.89	6.2	0.1046	1.9	0.3
0.0864	3.3	9.16	1.8	0.0714	14	1.07	14	0.1091	1.8	0.1
0.0629	7.4	8.94	2.4	0.0629	7.4	0.97	7.8	0.1118	2.4	0.3
0.0812	2.4	5.057	1.7	0.0734	7.6	2	7.8	0.1977	1.7	0.2

Таблица 10.4

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования щелочного сиенита (обр. 56-4)

№	% $^{206}\text{Pb}_c$	г/г U	г/г Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	г/г $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	% Несогл. возр.	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Ошибка корр.
1.1	2.71	7	107	15.78	0.647	642.0 15.0	264 ±620	-59	9.55 2.5	0.052 27	0.74 27	0.1047 2.5	0.1
2.1	0.00	8	44	6.06	0.66	625.0 12.0	715 ±110	14	9.82 2.0	0.0632 5.3	0.888 5.6	0.1019 2.0	0.3
3.1	0.90	21	37	1.79	1.93	640.1 8.5	485 ±180	-24	9.58 1.4	0.0568 8.4	0.818 8.5	0.1044 1.4	0.2
3.2	0.00	64	98	1.57	5.74	639.3 5.6	682 ±39	7	9.593 0.9	0.0622 1.8	0.894 2	0.1043 0.9	0.5
3.3	0.00	23	36	1.58	2.11	644.3 6.9	715 ±64	11	9.51 1.1	0.0632 3	0.916 3.2	0.1051 1.1	0.4
3.4	0.00	27	29	1.14	2.43	651.4 6.7	606 ±62	-7	9.41 1.1	0.0601 2.9	0.881 3.1	0.1063 1.1	0.4
4.1	0.11	30	78	2.69	2.7	639.4 6.2	588 ±49	-8	9.59 1.0	0.0596 2.3	0.857 2.5	0.1043 1.0	0.4

ПРИЛОЖЕНИЕ 11. LA-ICP-MS анализ включений карбонатитов массива Арбарастах

Таблица 11.1

Результаты LA ICP-MS исследования расплавных включений в клинопироксене карбонатитов (образцы Арб-1 – Арб-5), а также состав (ICP MS анализ) айлликита массива Арбарастах (ppm)

Элемент/образец	Арб-1	Арб-2	Арб-3	Арб-4	Арб-5	Айлликиит (АЛ-1)
Ba	4408	3406	4025	4900	4608	750
Sr	8052	9359	9086	8252	9005	1818.98
Nb	808	958	986	832	706	190.58
Ta	56	46	55	48.6	37.8	7.71
La	1125	1096	1090	1205	1103	200.86
Ce	2060	2070	1920	1708	1630	445.81
Pr	189	202	198	179	184	61.02
Nd	652	509	640	596	502	215
Zr	5046	4890	4999	5503	4520	415.33
Hf	133	139	145	138.9	128	12.09

ПРИЛОЖЕНИЕ 12. Результаты исследований карбонатитов ЦАСП и Таймыра

Данные по включениям карбонатитовых комплексов З. Забайкалья Ц. Тувы и Ю. Монголии (Prokopyev et al., 2023a)

Таблица 12.1

Карбонатитовый комплекс	Карбонатит/силикатные породы	Минерал-хозяин	Тип включений	Термометрия вкл., Thom, °C	Концентрация солей, (мас.%)	Дочерние фазы и состав вкл.*	Минеральные ассоциации пород
Западное Забайкалье Халюта	Шонкинит, щелочной сисенит	Титанит Клинопироксен, К-шпат	Минеральные и расплавные силикатно-солевые	780-800 несмесимость	95 – 97 об.%	Cpx, Kfs, Phl, Cal, Anh, Ba-Clt, сульфид (mss), CO ₂ ; Ab, Ba-Clt	Калиевый полевой шпат, эгирин-диопсид и амфиболы, флогопит, апатит, титанит, альбит, кальцит, целестин, циркон и алланит.
Южное	Карбонатиты REE	Магнетит Флюорит**	Расплавные карбонатно-сульфатные рассолы Многофазные флюидные	> 480 - 520 360 - 470 110 - 165	> 80 60 - 74 (54-68 – сульфаты) 43 – 56 << 15	Cal, Str, щелочные (Na-Ca) карбонаты и Ba-Clt; Anh, Thn, Acp, Att; Na-K-карбонаты; Na-Sr сульфаты, Na ± Ca карбонаты и хлориды CO ₂ -H ₂	Кальцит, флюорит, бастнезит-(Ce), флогопит Барит, флюорит, кальцит, целестин
Аршан	Карбонатиты REE-Ba-Sr	Флюорит**	Рассол-расплавные Многофазные флюидные	420-560 90-150	50-67 (46-55 – сульфаты) 12-14	Na ± Ca ± Sr сульфаты and Na-Sr карбонаты CO ₂ ± N ₂ ± H ₂	Кальцит, баритоцелестин, и флюорит Кальцит, бастнезит-(Ce), флюорит
Улан-Удэнское (Портовое)	Карбонатиты F-REE	Бастнезит-(Ce) Флюорит**	Рассол-расплавные Многофазные флюидные Газово-жидкие	490 - 520 430-450 370-400 135 - 250	> 65 52 - 62.5 (54-68 – сульфаты) 38 – 42 14.5 - 16	Ten, Glb, REE-, Na-Ca-карбонаты; Ca-Na-REE карбонаты, Na-Sr сульфаты и Na-K-хлориды, CO ₂ (L); Хлориды и гидрокарбонаты Na, K, Ca, CO ₂ ± N ₂ ± H ₂	Флюорит, бастнезит-(Ce), монацит-(Ce), альбит, калишпат, Nb-рутил, ильменит; глауберит, пломбоярозит, Монацит-(Ce), коркит. Флюорит, бастнезит-(Ce)-(Ce), кальцит, сидерит

Центрально-Тувинские карбонатиты	Анкерит-кальцитовые (первая фаза)	Апатит	Расплавные	840-850	95 - 98	Силикаты (Phl?): Si, Al, Ca, Na, K, Fe, Mg, Ti, O, Cl, OH Карбонаты Ank: Ca, Fe, Mg, Sr, CO ₂	Кальцит, анкерит, флогопит, фторапатит, Ti-магнетит
		Флогопит	Расплавные	>> 500	Силикаты – 50-70 об.%; карбонаты – 30-50 об.%		
Карасуг***		Флюорит	Рассол-расплавные	620-650	~ 87.5-95 карбонаты – 10-50; хлориды - 40-75	Нl, Syl, Cal, Ank, CO ₂ (L)	
			Улатай-Чоза	Рассол-расплавные	610-650	> 80	
Карасуг***	Сидеритовые Fe-F-Ba-Sr-REE (вторая фаза)	Кварц		Рассол-расплавные	580-640	87 – 92 NaCl - 45-48 KCl - 32-30	Нl, Syl, Sd, Anh, анкилит-Ce Fe-копиапит-CO ₂ (L)
		Улатай-Чоза***	Флюорит		>> 500	Сидерит 10-15 75 – 77 NaCl - 42-47 KCl - 28-30	Нl, Syl, Sd, Bsn-(Ce), Силикаты, Brt-Clт - CO ₂ (L)

Карасуг	Сидеритовые	Кварц, флюорит	Многофазные флюидные (первичные и псевдо-вторичные)	420-480	40 – 60 KCl - 30-45 NaCl - 10-15 Сульфаты - 2-5	HI, Syl, Anh, Brt-Clт, Thn, Cal, Bst-(Ce) - CO ₂ (L)	Сидерит, кальцит, доломит, флюорит, кварц, барит, Ва-целестин, бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), синхизит-(Ce), ксенотим-(Y), фторапатит, стронцианит, серицит
Улатай-Чоза	Анкерит-кальцитовые, сидеритовые	Флюорит, кварц		300-380	30 – 40 NaCl - 10-25 KCl - 30-15	HI, Syl, Anh, Brт-Clт, Thn, Bst-(Ce), Gyl-CO ₂ ± N ₂	
	Анкерит-кальцитовые	Кварц		250-300	15 - 30 NaCl –экв.	H ₂ O- NaCl/KCl - CO ₂ (G/L)	
Мушугай-Худук****	Магнетит-апатитовые породы (руды)	Фторапатит****	Расплавные	830-850	89 – 97	Na-Amp, Anh, Brт-Clт, Mnz-(Ce), Hem - CO ₂ (L)	Магнетит, фторапатит, ильменит, флогопит
			Рассол-расплавные	500-580			
			Многофазные флюидные	400-380 250-150	45 – 60 10 - 20	HI/Syl, Anh, Brт-Clт, Mnz-(Ce), Hem - CO ₂ (L)	Монацит-(Ce), целестин, рутил, кварц, флюорит, барит, гипс, фосфосидерит
	Кальцит-флюоритовые карбонатиты	Флюорит****	Рассол-расплавные	500-530	52 - 64	HI/Syl, Ank, Brт-Clт, Thn, Cal, Mag, Bst-(Ce), Sgn -CO ₂ (L)	Магнетит, кальцит, апатит, флюорит, барит, целестин
	Поздние кварц-карбонат-целестин-флюоритовые породы	Флюорит****	Многофазные флюидные	470-390 295-250	38 – 46 13.9 – 6.5	HI/Syl, Cal, Bst-(ce), Brт-Clт, Anh, - CO ₂ (L) HI/Syl, Cal, Bst-(ce), Brт-Clт, Anh, Str, P-Sid - CO ₂ ±H ₂	Кварц, флюорит, кальцит, барит, целестин, пиролюзит, бастнезит-(Ce), монацит-(Ce), ильменит, рутил, сидерит и фосфосидерит

Примечание: Tm – температура плавления солевого компонента; Thom - температура гомогенизации включения; cr. ph - кристаллическая фаза; "---" - параметр не определен, * - состав кристаллических фаз, определённый с помощью рамановской спектроскопии и SEM EDS анализа; ** - предшествующие (Doroshkevich et al., 2010) и современные данные (Redina et al., 2021; Редина и др., 2024); *** - данные Прокопьев (2014); Prokoryev et al. (2016) и современные данные. **** - наши предшествующие (Nikolenko et al., 2018; Redina et al., 2020) и современные данные. Аббревиатуры минералов даны по Watt (2021).

Таблица 12.2

Результаты LA-ICP-MS анализа рассол-расплавных включений карбонатов ЦАСП (из Prokoryev et al., 2023a)

Область провинции	Центральная Тува				Западное Забайкалье		Комплекс Мушугай-Худук	
Комплексы	Улатай-Чоза*	Карасут*	Улатай-Чоза		Южное	Улан-Удэ		
Тип пород	Анкерит-кальцитовые	Fe-F-REE сидеритовые			REE кальцитовые	F-REE карбонатиты	Магнетит-апатитовые породы	Клаецит-флюоритовые породы
Минерал Элемент	Кварц	Кварц	Флюорит	Кварц	Флюорит		Фторapatит	Флюорит
Na, wt%	7.5 - 15	17 – 18	13.4 – 13.6	5 – 10	15 – 20	10 – 22	10 – 15	10 – 22
K, wt%	8.1 - 12.2	14 - 15	5.4 – 7.1	12 – 15	10 - 15	10 - 12	5 - 10	10 - 12
Fe, wt%	0.25 - 6	5 - 6	3.6	6.2 - 7.8	5.2 – 10.1	8.2 – 15.6	10.2 – 15.5	9.9 – 10.4
Mn, wt%	0.13 – 1.1	0.65 – 1.1	0.045 – 0.3	0.48 – 1.1	0.5 – 1.5	0.5 – 1.1	0.5 – 1.5	0.5 – 1.2
Ca, wt%	12.7 – 15.6	0.01–0.32	0.013 – 0.1	0.8 – 1.2	10.5 – 25	15 – 20	5 – 10	15 – 20
Sr, wt%	---	0.28 – 0.7	0.43 – 2.7	0.88 – 2.66	5.5 – 12.1	5.5 – 12.1	5 – 16.2	12.5 – 15.1
Ba, wt%	---	0.2 – 0.8	0.01 – 1.2	0.32 – 1.18	1.3 – 2.65	0.3 – 0.65	0.5 – 0.55	0.5 – 0.65
La, ppm	4-5	30 - 60	460–1400	380 – 1565	2540 - 6550	3040 - 8550	2540 - 5650	3050 - 9550
Ce, ppm	880-1100	15 – 70	2200 - 4700	2548 – 3988	3280 – 9520	4250 – 10520	4550 – 7500	4450 – 9550
Nd, ppm	---	20 - 30	450 - 4450	305 – 2680	3520 – 7500	4020 – 7800	3020 – 5500	4050 – 8800
Y, ppm	---	0.15 - 6	---	250 – 1520	580 – 1050	550 – 1020	250 – 520	580 – 1050
Th, ppm	---	0.3 - 28	0.2–0.6	0.5 – 10	0.5 - 10	0.5 - 50	0.5 - 10	0.5 - 30
U, ppm	---	2.5 - 35	10-35	10 - 30	10 - 50	10 - 50	10 - 20	10 - 25

* - наши предыдущие (Прокопьев, 2014; Prokoryev et al., 2016) и современные данные. Методом LA-ICP MS проанализировано 38 включений из Центральной Тувы, 27 включений из Западного Забайкалья и 36 включений из пород карбонатитового комплекса Мушугай-Худук.

Таблица 12.3

Результаты U-Th-Pb анализа карбонатитов Центрального Таймыра (данные из работы Prokoryev et al. (2023b))

Point	Pb	Th	U	Th/U	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1s	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1s	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	1s	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	1s
T-695-1	4	657	2	329	24.7	0.6	0.0905	0.0034	0.503	0.018	0.04046	0.00096	0.012180	0.00022	244.6	4.5
T-695-2	5	810	3	294	24.4	0.6	0.1306	0.0042	0.735	0.022	0.04095	0.00096	0.012410	0.00023	249.3	4.5
T-695-3	4	677	2	332	24.7	0.6	0.0583	0.0021	0.325	0.011	0.04050	0.00092	0.012420	0.00022	249.4	4.5
T-695-4	5	875	4	237	22.5	0.5	0.1953	0.0046	1.190	0.026	0.04436	0.00095	0.012400	0.00022	249.2	4.5
T-695-5	5	791	4	199	21.7	0.5	0.2761	0.0064	1.749	0.037	0.04610	0.00099	0.012630	0.00023	253.7	4.5
T-695-6	7	1081	3	411	25.8	0.6	0.0611	0.0020	0.325	0.010	0.03874	0.00085	0.012310	0.00022	247.2	4.4
T-695-7	5	844	5	171	25.9	0.6	0.0921	0.0023	0.489	0.012	0.03868	0.00083	0.012310	0.00022	247.3	4.4
T-695-8	5	780	2	339	25.2	0.6	0.0608	0.0020	0.331	0.010	0.03965	0.00088	0.012240	0.00022	246.0	4.4
T-695-9	4	718	2	376	25.1	0.6	0.0563	0.0021	0.308	0.011	0.03986	0.00090	0.012380	0.00022	248.6	4.4
T-695-10	4	688	2	384	25.3	0.6	0.0578	0.0022	0.314	0.011	0.03954	0.00090	0.012360	0.00022	248.3	4.4
T-695-11	6	1001	3	325	24.3	0.5	0.0829	0.0027	0.469	0.014	0.04119	0.00093	0.012130	0.00022	243.8	4.3
T-695-12	4	680	2	289	25.1	0.6	0.0556	0.0019	0.304	0.010	0.03983	0.00088	0.012410	0.00022	249.4	4.4
T-695-13	5	820	3	299	25.2	0.6	0.0547	0.0018	0.298	0.009	0.03970	0.00087	0.012480	0.00022	250.6	4.4
T-695-14	6	931	3	274	25.0	0.5	0.0808	0.0022	0.443	0.011	0.04000	0.00087	0.012030	0.00021	241.7	4.3
T-695-15	8	1201	4	306	24.4	0.5	0.1238	0.0031	0.695	0.016	0.04092	0.00088	0.012300	0.00022	247.1	4.4
T-695-16	9	1450	5	307	22.2	0.5	0.1382	0.0036	0.854	0.020	0.04502	0.00099	0.012210	0.00022	245.2	4.3
T-695-17	5	864	2	371	25.5	0.6	0.0565	0.0019	0.304	0.010	0.03921	0.00087	0.012060	0.00021	242.3	4.3
T-695-18	5	747	2	363	24.9	0.6	0.0548	0.0020	0.302	0.010	0.04017	0.00090	0.012120	0.00021	243.5	4.3
T-695-19	3	503	2	279	25.1	0.6	0.0547	0.0020	0.298	0.010	0.03980	0.00090	0.012100	0.00022	243.1	4.3
T-695-20	3	511	2	270	25.1	0.6	0.0555	0.0020	0.303	0.010	0.03980	0.00090	0.012040	0.00021	241.8	4.3

Примечание: Pb, Th, U – содержание в ppm.

Таблица 12.4

Представительные анализы LA-ICP-MS исследования флюоритов Улатайского проявления (Тува)

№ обр.	Ранняя генерация							Поздняя генерация						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La	214.72	291.96	263.77	204.26	182.52	204.11	206.91	15.28	42.87	57.73	29.56	18.78	27.96	31.59
Ce	428.30	403.35	349.00	396.12	304.65	361.05	385.57	89.86	178.87	256.74	103.36	83.57	121.57	121.36
Pr	53.47	41.52	33.49	34.56	35.30	46.36	47.33	25.25	44.14	64.66	25.02	21.94	30.04	30.84
Nd	236.65	126.15	110.47	180.80	129.31	183.52	190.36	201.97	337.80	406.00	207.46	194.60	242.01	234.81
Sm	70.96	35.72	28.59	39.22	44.08	60.67	60.89	115.92	151.54	163.11	99.20	96.63	118.89	103.67
Eu	77.88	40.18	33.22	41.66	47.66	63.94	63.41	49.24	47.60	52.69	30.47	30.38	37.65	33.67
Gd	74.87	31.53	25.40	44.68	50.16	67.88	72.08	158.14	188.46	153.27	141.71	126.05	169.41	143.66
Tb	15.63	8.53	6.58	9.82	10.90	14.10	14.26	33.44	29.59	27.63	22.30	21.50	27.45	21.63
Dy	94.99	54.37	40.06	61.34	69.14	84.36	85.54	242.21	206.77	186.02	160.92	143.11	186.89	147.78
Ho	10.88	5.69	4.26	7.48	7.90	10.23	10.57	46.23	38.71	27.56	29.05	28.66	35.10	29.54
Er	19.20	9.62	8.08	13.77	15.68	19.74	19.61	148.85	114.27	88.08	88.33	81.22	101.71	89.94
Tm	1.30	0.75	0.56	1.18	1.28	1.61	1.53	20.50	13.13	12.48	10.22	9.62	12.03	10.92
Yb	3.31	2.22	1.92	4.11	4.07	5.16	5.00	108.01	64.68	61.42	51.40	48.59	59.99	58.67
Lu	0.17	0.15	0.12	0.25	0.31	0.34	0.34	13.47	8.15	8.05	6.17	5.75	7.38	7.96

Таблица 12.5

Представительные анализы LA ICP-MS исследования флюоритов Карасугского проявления (Тува)

№ обр.	Ранняя генерация							Поздняя генерация					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	676.79	375.47	649.10	139.30	114.36	122.77	182.79	11.97	12.20	13.71	15.10	22.31	20.74
Ce	3045.37	2106.75	3231.54	1269.83	1099.30	1007.20	1080.65	53.15	48.64	57.89	61.48	95.44	87.59
Pr	459.22	329.49	519.32	292.03	252.65	220.43	206.25	13.71	11.78	14.48	15.22	23.65	21.01
Nd	1728.38	1127.82	1963.68	1492.39	1365.88	1090.15	985.30	103.23	91.98	117.11	126.96	190.47	171.46
Sm	334.33	295.79	453.55	647.01	618.24	441.68	376.25	57.59	52.63	66.06	71.95	106.52	94.01
Eu	123.47	141.43	186.53	340.62	328.66	238.51	192.47	26.90	24.10	29.84	33.35	50.28	44.22
Gd	113.05	81.63	159.88	290.10	327.73	227.21	188.30	90.14	88.45	106.08	117.47	169.40	155.87
Tb	17.31	13.84	26.36	57.76	64.27	47.05	37.73	15.60	14.95	18.38	20.54	29.90	25.30
Dy	73.08	55.68	120.18	280.74	339.60	231.71	193.96	112.40	113.08	131.24	147.52	212.59	191.12
Ho	6.36	4.56	10.09	22.91	30.41	20.11	17.46	21.24	21.34	24.54	26.66	41.97	36.48
Er	12.34	9.87	19.25	43.87	62.08	40.68	37.87	61.68	61.23	73.42	83.42	114.23	107.08
Tm	1.46	1.24	2.07	5.36	8.02	4.77	4.69	7.49	7.57	8.88	10.27	13.48	12.46
Yb	5.44	5.33	8.23	20.22	30.69	18.77	18.55	38.27	38.68	44.12	49.94	68.14	61.77
Lu	0.32	0.41	0.52	1.26	2.12	1.22	1.12	4.85	4.93	5.40	5.86	8.86	8.02

Таблица 12.6

Представительные анализы LA ICP-MS исследования флюоритов Центрального Таймыра

№обр.	Ранняя генерация			Поздняя генерация				
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	67.87	37.75	21.30	11.57	8.26	7.66	5.36	4.83
Ce	183.39	110.39	60.34	31.12	27.33	24.58	17.19	14.72
Pr	27.98	19.07	10.47	5.12	4.38	4.10	2.75	2.20
Nd	130.22	101.85	58.40	26.47	21.92	20.34	13.83	10.63
Sm	23.13	21.61	12.58	5.62	5.98	5.50	3.82	2.69
Eu	7.62	6.99	4.34	1.83	2.44	2.41	1.61	1.14
Gd	23.10	21.53	13.58	5.97	8.06	7.75	5.16	3.48
Tb	2.90	2.82	1.86	0.80	1.29	1.24	0.83	0.59
Dy	18.68	18.81	11.56	5.41	10.15	9.01	6.27	4.35
Ho	3.73	3.90	2.55	1.10	2.29	2.11	1.39	0.91
Er	11.93	11.51	7.87	3.45	7.71	7.15	5.17	3.16
Tm	1.47	1.68	1.03	0.47	1.06	1.03	0.66	0.46
Yb	9.12	8.84	6.17	2.61	5.59	5.51	3.66	2.43
Lu	1.38	1.44	0.88	0.38	0.71	0.65	0.43	0.32