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

На правах рукописи

Крук Михаил Николаевич

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС УЛЬТРАОСНОВНОГО ЩЕЛОЧНОГО КАРБОНАТИТ-ФОСКОРИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

1.6.4 - Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Дорошкевич Анна Геннадьевна

Новосибирск

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Актуальность работы	3
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	8
1.1 Карбонатиты: история изучения и механизмы образования	8
1.2 Классификации карбонатитов	10
1.3 Фоскориты – понятие и модели образования	13
1.4 Геологическая позиция карбонатитов	17
1.5 Геологическая изученность комплекса Арбарастах	18
Глава 2 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	19
2.1. Изучение петрографических и минералогических особенностей пород к	омплекса .19
2.2. Геохронологические исследования	24
2.3. Петрохимические и изотопные исследования	25
Глава 3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ	27
Глава 4 ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ	30
4.1 ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar исследования	30
4.2 U-Pb исследования	31
4.3. Обсуждение результатов	34
Глава 5 ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРС КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ	ЭД 37
5.1 Шелочные силикатные породы	
5.1.1 Пироксениты	
4.1.2 Ийолиты	43
5.1.3 Нефелиновые сиениты	49
5.1.4 Айлликиты	52
5.2 Фоскориты комплекса Арбарастах	59
5.2.1 Мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты	59
5.2.2 Пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты	63
5.2.3 Пегматоидные хондродит-апатит-магнетитовые фоскориты	66
5.3 Карбонатиты комплекса Арбарастах	70
5.3.1 Апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты	70
5.3.2 Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты	74
5.4 Обсуждение результатов	79
5.4.1 Эволюция составов минералов пород комплекса Арбарастах.	79
5.4.2. Минеральный состав айлликитов как ключ к характеристике источн	ика90
Глава 6 ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (Sr, Nd, Pb) ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД КОМПЛЕКСА	99

6.1 Петрохимический состав	99
6.2. Состав радиогенных (Sr, Nd, Pb) изотопов в породах комплекса	103
6.4 Характеристика источника и тектоническая обстановка	107
Глава 7 ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ	118
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	125
ПРИЛОЖЕНИЯ	152

введение

Актуальность работы

Щелочные карбонатитовые комплексы представляют собой уникальную группу пород, содержащих информацию для понимания глубинных мантийных процессов [например, Wallace and Green, 1988; Dalton and Wood, 1993; Harmer and Gittins, 1998]. Кроме с щелочными карбонатитовыми комплексами связаны того, месторождения редкоземельных и редких элементов, апатита, флюорита и др. [например, Wall and Zaitsev, 2004; Chakmouradian, 2006, 2012; Wall, 2013; Smith et al, 2014, Giebel et al, 2019]. Среди них наиболее перспективными для добычи минералов Zr, Nb, Ta, апатита, магнетита являются ультраосновные щелочные карбонатитовые комплексы, включающие в свой состав фоскориты (породы, преимущественно состоящие из апатита, магнетита, карбонатов и силикатных минералов (оливина, пироксена, флогопита) (Krasnova et al 2004b)). При этом, вопрос генезиса фоскоритов остается дискуссионным. Существует несколько моделей их образования. Наиболее предпочтительными являются «ликвационная» [Giebel et al., 2019] и «метасоматическая» [Vasyukova and Williams-Jones, 2022] модели (подробнее в главе 1.3). Поэтому комплексное изучение данных пород, а также реконструкция их генезиса в совокупности с другими породами комплексов, имеет не только научное, но и прикладное значение.

Стоит отметить, что в некоторых щелочных карбонатитовых комплексах отмечается пространственная и генетическая связь щелочных силикатных пород и карбонатитов с ультраосновными лампрофирами – айлликитами и дамтернитами [Riley et al., 2003; Tappe et al., 2006, 2008; Smith et al., 2013; Shaikh et al., 2017; Nosova et al., 2018; Doroshkevich et al 2019; Прокопьев и др., 2022; Nosova et al 2021; Doroshkevich et al 2022, 2023]. Предполагается, что состав ультраосновных лампрофиров наиболее приближен к родоначальному мантийному расплаву, эволюция которого могла обусловить формирование пород некоторых щелочных карбонатитовых комплексов [Nosova et al, 2021; Doroshkevich et al, 2022, 2019], поэтому изучение этих пород может пролить свет на петрогенезис этих комплексов в целом.

Объект исследования: щелочные силикатные породы, карбонатиты и фоскориты комплекса Арбарастах.

Цель исследования: реконструкция петрогенезиса пород комплекса Арбарастах.

Для достижения цели решались следующие задачи:

 петрографическая и минералогическая характеристики основных разновидностей пород комплекса, выявление минералогических индикаторов эволюции магматической системы;

 определение времени формирования основных разновидностей пород, слагающих этот комплекса;

- оценка Р-Т параметров кристаллизации протоайлликитового расплава;

- петролого-геохимическая характеристика пород комплекса и реконструкция наиболее вероятных источников вещества;

- сопоставление полученных результатов с опубликованной информацией по ультраосновным щелочным карбонатитовым комплексам, содержащим фоскориты и ультраосновные лампрофиры, а также неопротерозойским ультраосновным щелочным карбонатитовым комплексам юга Сибирского кратона;

- создание петрогенетической модели образования массива.

Научная новизна:

Была получена петролого-минералогическая характеристика пород комплекса с использованием современных методов исследования вещества. Впервые были рассмотрены эволюционные тренды главных и второстепенных минералов пород комплекса Арбарастах. Впервые дана детальная вещественная характеристика ультраосновных лампрофиров. Обосновано, что айлликиты являются наименее дифференцированными породами, а их характеристики отвечают наиболее примитивному расплаву. Впервые построена петрогенетическая модель формирования пород комплекса Арбарастах. Определены возрастные интервалы образования пород массива, которые доказывают связь комплекса Арбарастах с эпохой неопротерозойского щелочного магматизма в южной части Сибирского кратона. Определен источник вещества, задействованный в образовании пород этого комплекса – он отвечает изотопно умеренно деплетированной метасоматизированной мантии.

Теоретическая и практическая значимость

В работе предложена модель образования ультраосновных щелочных карбонатитфоскоритовых комплексов, содержащих ультраосновные лампрофиры (айлликиты),

которая может быть использована при расшифровке генезиса подобных комплексов мира. Полученные геохронологические и петролого-геохимические, включая изотопные, данные для пород комплекса, являются важными как для реконструкции геологической истории Алдан-Станового щита, так и для характеристики неопротерозойского этапа щелочного магматизма юга Сибирского кратона. Выявленные минералогические и геохимические особенности фоскоритов и карбонатитов, являющихся рудоносными в отношении ряда редких элементов (Nb, Ta, Zr, U, Th, REE), P, магнетита и других полезных ископаемых, несут информацию о процессах рудообразования. Полученные минералогические данные могут быть использованы для выбора и разработки возможных технологических схем обогащения руд.

Фактический материал и методы исследования:

В работе использована коллекция образцов комплекса Арбарастах, полученная коллективом лаборатории №215 ИГМ СО РАН в ходе экспедиции в 2019 году. При решении поставленных задач использовались методы оптической и электронной микроскопии, микрозондового анализа, порошковый рентгенофазовый анализ, РФА, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb изотопные анализы, Ar-Ar и U-Pb методы датирования. Более подробные данные о методологии работы приведены в главе 2.

Личный вклад

Личный вклад автора заключается в первичной подготовке каменного материала для минералогических, петролого-геохимических и изотопных исследований; петрографическом описании образцов; проведении исследований методами электронной микроскопии и микрозондового анализа; обработке минералогических, петрологогеохимических и изотопных данных; анализе и интерпретации полученных данных.

Структура и объем работы

Диссертация объемом 187 странниц состоит из титульного листа, оглавления, введения, 7 глав, заключения и списка литературных источников из 299 наименований. В работе содержится 56 рисунков, 20 приложений.

Апробация работы и публикации:

Материалы, изложенные в данной работе, опубликованы в 5 российских и зарубежных журналах по списку ВАК:

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

2. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В. Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // <u>Геосферные</u> <u>исследования.</u> 2022, №4, с. 48-66. DOI: 10.17223/25421379/25/3;

3. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., **Kruk M.N.**, Sharygin V.V., Izbrodin I.A., Starikova A.E., Ponomarchuk A.V., Izokh A.E., Nugumanova Y. N. 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, I. 9. DOI: https://doi.org/10.1093/petrology/egac073;

4. 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. // <u>Lithos.</u> 2023. V.718. P. 464-465. DOI: 107458. 10.1016/j.lithos.2023.10745

5. 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). // *Geosystem and Geoenvironment*. 2024 https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100271

Докладывались на 2 российских конференциях:

Новое в познании процессов рудообразования (ИГЕМ РАН, Москва, 2021);

Геодинамика и минерагения Северной Евразии VI (ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2023).

Защищаемые положения:

1. Особенности эволюции состава минералов пород комплекса Арбарастах позволяют выделить три группы пород: айлликиты, щелочно-силикатно-карбонатитовая группа, включающая в себя пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, пироксен-флогопит кальцитовые карбонатиты, и фоскоритовая группа, содержащая фоскориты всех типов и апатит-доломитовые карбонатиты.

2. Минералогические (составы, минералов групп оливина и шпинели, флогопитов, ильменитов) и петрохимические (высокие Ni, Cr, Mg#) характеристики айлликитов комплекса Арбарастах позволяют отнести их к породам, сформированным из наиболее примитивного расплава по сравнению с другими разновидностями пород комплекса.

3. Пироксениты, ийолиты фоскориты, карбонатиты и айлликиты комплекса Арбарастах образованы из изотопно умеренно деплетированного мантийного источника. Первичный расплав для пород комплекса связан с плавлением метасоматизированных гранатовых перидотитов.

Благодарности:

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич за помощь в исследовании, многочисленные рекомендации и мудрое руководство. Также автор благодарен исследовательскому коллективу лаборатории рудоносности щелочного магматизма «№215», а также сотрудникам аналитического центра многоэлементных исследований, изотопных исследований и лаборатории рентгеноспектральных методов анализа «№772».

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1 Карбонатиты: история изучения и механизмы образования

Породы, известные сегодня как карбонатиты, впервые были описаны П.Н. Бозе [Bose, 1884] в Индии (долина Нижняя Нарбада). Но только после исследований карбонатитов в щелочных ультраосновных комплексах Альнё в Швеции [Hogbohm, 1895] и Фен в Норвегии [Brogger, 1921] появилось предположение о магматическом происхождении карбонатных пород, связанных с щелочными плутонами. Эта концепция вызывала сопротивление в научном сообществе того времени. Влиятельные петрографы, такие как Р.А. Дэйли и Д.С. Шенд, утверждали, что "вулканические известняки" являются мегаксенолитами осадочного материала [Daly, 1914; Shand, 1943]. Широко используемый в те времена глоссарий "Описательная петрография магматических пород [Johansen, 1938] не включал карбонатиты в качестве типов пород, не признавая их изверженными. В то же время, связанные с карбонатитами экзотические породы, такие как «твейтосит», были включены в категорию магматических пород. Главным аргументом того времени против магматического происхождения карбонатитов являлась высокая температура кристаллизации кальцита (более 1300 °C при 100 МПа). Такие температуры противоречат геологическим наблюдениям, указывавшим на более низкотемпературные параметры их образования. В 1920-1950-е гг., карбонатитовые месторождения практически не изучались, так как считались аналогом обычных карбонатных пород осадочного происхождения, вследствие чего не представляли ни научного, ни экономического интереса.

В 60-е годы XX века изучение карбонатитов значительно продвинулось. Экспериментальная работа П. Д. Вайлли и О.Ф. Таттла [Wyllie & Tuttle, 1960] показала, что кальцит может кристаллизоваться при температурах до 650°С и давлении 0,1 ГПа в присутствии воды. Практически одновременно с этими исследованиями были открыты натрокарбонатитовые лавы действующего вулкана Олдоиньо Ленгаи в Танзании [Guest, 1956; Dawson, 1962]. Два этих открытия доказали, что карбонатиты, связанные с щелочными комплексами, также могут иметь магматический генезис. Вскоре среди карбонатитов была выделена группа разновидностей, с которыми связаны богатые месторождения редких и рассеянных элементов (редкоземельные элементы, ниобий и тантал, цирконий и др.), имеющих стратегическое значение для современной экономики. В 1950-1960-х годах было описано множество новых месторождений, связанных с карбонатитами, однако вопрос генезиса данных пород оставался открытым. В последующие 40 лет многочисленные работы по изучению карбонатитов были связаны не

только с петрологическими. минералогическими, а также изотопными исследованиями. Также было сделано большое количество экспериментальных работ, посвященных генезису карбонатитов.

Изучение состава радиогенных изотопов позволили обосновать, что астеносферная и литосферная мантии играют основную роль в генезисе многих карбонатитов [Dalton and Presnall, 1998; Eggler, 1989; Lee and Wyllie, 1998; Wolley and Kjasgaard, 2008; Yaxley et al., 2020, 2022]. За последние двадцать лет количество исследований, посвященных распределению изотопов в минералах карбонатитов и связанных с ними щелочных пород, росло в геометрической прогрессии [Yaxley et al., 2022]. В минералах данных пород было изучено множество радиогенных (например, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd [Bell and Blenkinsop, 1987; Nelson et al., 1988; Tilton and Bell, 1994; Bell and Tilton, 2002]) и стабильных изотопных систем (например, ¹⁸O/¹⁶O, ¹³C/¹²C [Conway and Taylor, 1969; Keller and Hoefs, 1995], ⁷Li/⁶Li, ²⁶Mg/²⁴Mg, ⁴⁴Ca/⁴²Ca [Halama et al., 2008; Li et al., 2016; Tappe et al., 2017; Sun et al., 2021]). Результаты изотопного анализа используются в качестве аргумента при решении вопроса о связи карбонатитовых магм с литосферным и астеносферным источником, а также с активностью мантийных плюмов [Bell, Simonetti, 2010]. Другим важным вопросом является необходимость изучения процессов мантийного метасоматоза источника карбонатитовых расплавов [Amsellem et al., 2020; Horton, 2021; Hulett et al., 2016; Hutchison et al., 2019; Tappe et al., 2017]

Большинство проявлений карбонатитов связаны в пространстве и времени с ультраосновными-основными щелочными силикатными породами [Sweeney, 1994; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wallace, Green, 1988 Dalton, Wood, 1993; Bell, Rukhlov, 2004; Mitchell, 2005; Дорошкевич, 2013]. На сегодняшний день основными механизмами образования карбонатитов в ассоциации с силикатными породами принято считать жидкостную несмесимость и/или кристаллизационную дифференциацию.

Экспериментальные работы доказали, что ликвация силикатно-карбонатитового расплава может происходить в широких диапазонах температуры и давления [Koster van Groos, 1975; Wedlandt, Harrison, 1979; Freestone, Hamilton, 1980; Kjarsgaard, Hamilton, 1988; Kjarsgaard, 1998; Brooker, 1998; Wyllie, Lee, 1998; Veksler et al., 2012; Cyk, 2001, 2003, 2012 и другие]. Подтверждение процессов жидкостной несмесимости находится и в природных объектах при изучении расплавных включений в минералах магматических пород, имеющих щелочно-силикатные составы [Rankin, Le Bas, 1974; Романчев, Соколов, 1980; Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Wyllie, 1989; Brooker, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Lee,

Wyllie, 1998; Рипп и др., 2000; Gittins, Harmer, 2003; Сук, 2003; Panina, 2005; Doroshkevich et al., 2010; Veksler et al., 2012].

Экспериментально доказано, что кристаллизация щелочно-силикатных карбонатитовых расплавов может происходить ниже смесимого интервала [Ferguson, Curre, 1971; Романчев, Соколов, 1979; Когарко и др, 1992; Le Bas, Aspden, 1981; Соколов, 1993; Соловова и др, 1996; и многие другие]. При таких условиях кальцитовые карбонатиты кристаллизуются на заключительном этапе эволюции расплава. В природных объектах, в которых карбонатиты образованы путем фракционной кристаллизации, отмечается изменение соотношений стабильных изотопов (например $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$) от ранних карбонатитов к поздним, характерное при кристаллизационной дифференциации расплава [Wyllie, Haas, 1965; Heinrich, 1966; Кононова, 1976; Le Bas, 1987; Конев, 1982; Врублевская, 1992; Otto, Wyllie, 1993; Lee, Wyllie, 1994, 1998; Veksler et al., 1998; Pilipiuk et al., 2001; Тарре et al., 2006; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич, 2011 и другие].

1.2 Классификации карбонатитов

Согласно системе Международного Союза Геологических наук (IUGS) разновидности карбонатитов выделяются на основе доминирующего карбонатного минерала, например, кальцита, доломита, анкерита и др. [Woolley & Kempe, 1989] и называются, соответственно, кальцитовым карбонатитом, доломитовым карбонатитом и т.д. В отдельные группы выделяются карбонатиты с различными вариациями набора и количества некарбонатных минералов. Так, породы, в модальном составе которых преобладают силикатные минералы, такие как пироксеновый карбонатит, иногда называют "силикокарбонатитами" [Brogger, 1921; Ресога 1956]. И хотя этот термин используется в научном сообществе, данное определение носит весьма расплывчатый характер. Ж. Гиттинс с соавторами [Gittins et al., 2005] отмечал, что термин «силикокарбонатит» не определяет присутствующий силикатный минерал (пироксен, амфибол, флогопит и др.), Р. Митчелл [Mitchell, 2005] также подчеркивает, что введение дополнительного термина подразумевает, что эти породы могу быть генетически не связаны с карбонатитами, которые обычно сопровождают их в непосредственной близости (тема пространственных взаимоотношений карбонатитов и силикокарбонатитов детальнее рассмотрена в главе 1.2). При работе с данными породами Р. Митчелл предлагает опустить нижний предел наличия карбонатных минералов до 30% объема породы (по определению карбонатитов нижний предел - 50% объема породы) и использовать названия, сочетающие основные карбонатный и силикатный минералы (например, кальцит-флогопитовый карбонатит). Р. Митчелл считает

данный подход оправданным, если такие породы являются частью одной и той же ассоциации с карбонатитами, попадающими под «классическое определение».

Основная проблема классификации карбонатитов по доминирующему минералу состоит в том, что такой подход опускает генезис породы. Такой метод хорошо подходит для классификации для наиболее распространённых типах силикатных магматических пород, в то же время он совершенно не подходит для более экзотических типов горных пород, таких как кимберлит, лампроит или карбонатит. Для таких типов пород были разработаны минералого-генетические классификации [Mitchell, 1995; Wolley et al., 1996], которые основаны на том, что спектр модально разнообразных, но генетически связанных пород, может быть получен из одного типа расплава. Они распознаются по наличию типоморфных или характерных ассоциаций главных, второстепенных или акцессорных минералов. Р.Х. Митчелл определял карбонатит как породу, содержащую более 30% объема карбонатных минералов первичного магматического происхождения независимо от содержания кремнезема [Mitchell, 2005]. Основным преимуществом этого определения, по мнению Р.Х. Митчелла, является признание факта, что в результате дифференциации карбонатитовой магмы будет генерироваться набор генетически связанных пород, количество карбонатов в которых будет существенно варьировать. Таким образом, точное количество присутствующего карбоната не так важно, как тот факт, что набор карбонатсодержащих пород образован из одной и той же магмы. Действительно, в карбонатитах почти всегда наблюдается широкий разброс модальных соотношений минералов на небольших расстояниях в пределах одного комплекса. Многие плутонические карбонатитовые комплексы демонстрируют такие модальные вариации в масштабе от сантиметра до дециметра, например, комплекс Фен в Норвегии [Brøgger, 1921; Andersen, 1988].

Пространственные взаимоотношения карбонатитов и вмещающих пород могут быть описаны согласно концепции петрологических кланов, впервые сформулированной Р.А. Дейли [Daly, 1914]. Согласно этой концепции, определенный тип магмы может многократно образовываться в пространстве и времени, а результатом дифференциации этой магмы могут являться группы горных пород с разнообразным минеральным составом. Подробное обсуждение применения этой теории к щелочным породам и карбонатитам, в частности, можно найти в работах Р.Х. Митчелла [Mitchell, 1995,1996]. При изучении ультраосновных щелочных карбонатитовых массивов стало очевидно, что карбонатиты пространственно связаны с широким разнообразием щелочных силикатных пород. Значение этих ассоциаций кратко обсуждалось применительно к ниобиевой минерализации

[Woolley, 2003; Mitchell, 2005]. А.Р. Уоллей, используя принципы IUGS [подробнее в Le Bas, Streckeisen, 1991] для определения карбонатита, предположил, что шесть серий (или типов магмы) горных пород могут быть выделены как связанные с «карбонатитами»: мелилитит-нефелинит-фонолит-трахитовая; нефелинит-фонолит-трахитовая; базанит-трахитовая; фонолит-трахитовая; трахитовая; кимберлитовая [Woolley, 2003]. Однако Ж. Гиттинс и Р.Е. Хармер [Gittins & Harmer, 2003] оспаривают важность большинства ассоциаций карбонатитов и щелочных пород в одном комплексе, предполагая, что эта ассоциация может быть только пространственной, а не генетической, и эти породы являются продуктами кристаллизации двух отдельных расплавов, использующих один и тот же канал при подъёме на поверхность с различных глубин.

Опираясь на концепцию «петрологического клана» и используя минералого – генетический подход к классификации карбонатитов, Р.Х. Митчелл [Mitchell, 2005] выделяет следующие группы карбонатитов (sensu lato): 1 - *первичные карбонатиты* образованные преимущественно из астеносферных мантийных магм и связанных с мелилититами, нефелинитами, айлликитами и кимберлитами; 2 –*гкарботермалиты* карбонат-содержащие породы, вместе с богатыми РЗЭ карбонатными породами неопределенного генезиса, связанные с удьтракалиевыми и натриевыми щелочными кремний-недосыщенными или кремний-пересыщенными магмами, образованными из метасоматизированной литосферной мантии. Породы, образованные в результате пневматолических процессов, Р.Х. Митчелл предлагает не рассматривать как карбонатиты. Происхождение натрокарбонатитов (Олдоиньо-Ленгаи) не было определено однозначно на сегодняшний день, поэтому предлагается рассматривать их как отдельную разновидность первичного карбонатита (sensu stricito) [Mitchell, 2005].

В последствии Р.Х. Митчелл и Д. Гиттинс развили эту идею, предложив пересмотренную классификацию карбонатитов [Mitchell & Gittins, 2023]. Авторами выделен ряд признаков, по которым первичные карбонатиты отличаются от карботермалитов:

 структурное положение пород в комплексе и пространственная ассоциация их с щелочными силикатными породами – для карбонатитов это крупные интрузии, связанные с щелочными силикатными породами, карботермалиты не имеют явных контактов, подтверждающих их генетическую ассоциацию с силикатными породами;

 структурно-текстурные характеристики – карбонатиты имеют аллотриоморфнозернистую или «зернистую» (от мелко до крупнозернистую) структуру,

модально неоднородны, карботермалиты же образуют текстуры замещения и модально очень неоднородны, структуры от мелкозернистой до офитовой;

3) минералогические признаки. По мнению авторов, для карбонатитов характерны такие минералы как оливин (первичный или ксенокристы), пироксен диопсидгеденбергит-эгиринового состава, флогопит и тетраферрифлогопит и др. В карботермалитах перечисленные силикатные фазы либо редки, либо отсутствуют, вместо них распространены калиевый полевой шпат, кварц, барит, флюорит и др.. [Mitchell & Gittins, 2023].

Стоит отметить, что авторами абсолютно не рассматривается состав включений (как расплавных включений, так и включений других фаз) в минералах карбонатитов и ассоциирующих с ними щелочных силикатных пород. Также малый акцент делается на форму геологических тел карбонатитов и их пространственные взаимоотношения с другими породами в ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексах, а также неразрывность магматического и постмагматического процессов, типичных в данных комплексах.

1.3 Фоскориты – понятие и модели образования

Согласно классификации магматических пород Международного союза геологических наук (IUGS), фоскорит представляет собой «магнетитовую, оливиновую, апатитовую породу, обычно связанную с карбонатитами» [Le Maitre, 2002]. Первоначально термин получен от названия Phosphate Development Corporation и относится к магнетитоливин-апатитовым породам, окружающим карбонатитовое тело Лулекоп в комплексе Палабора [Russel et al., 1954]. В советской литературе фоскориты также упоминались как «форстерит-магнетитовые и апатитовые породы» или «породы рудного комплекса» [например, Кухаренко и др. 1965, Глаголев и др., 1974 Булах и Иваников, 1984 и др.], как «сложные апатит – магнетитовые руды [Терновой, 1977] и как «камафориты» (термин образован от названий минералов: кальцит, апатит, магнетит, форстерит) [Бородин и др., 1973].

Всего в мире известно 21 местонахождение фоскоритов [Кrasnova et al, 2004]. Большинство из них пространственно связаны с карбонатитами, образуя фоскорит карбонатитовые серии [Russel et al., 1954; Кухаренко и др., 1965; Бородин и др., 1973; Лапин, 1979;Vartiainen, 1980; Булах и Иванников, 1984; Verwoerd, 1986; Краснова и Копылова, 1988; Eriksson, 1989; Egorov, 1991; Yegorov, 1993; Balaganskaya, 1994; Epshteyn,

1994; Zaitsev and Bell, 1995; Verhulst et al., 2000; Dunworth and Bell, 2001; Krasnova et al 2004; Zaitsev et al., 2004 Giebel et al., 2019; Barbosa et al., 2020 и другие]. Наиболее изученными на территории РФ являются фоскориты Ковдора на Кольском полуострове. Общий вид и зональные отношения пород Ковдорского комплекса были установлены О.М. Римской-Корсаковой [1963], А.А. Кухаренко с соавторами [1965], С.В. Эпштейном [1970, 1974], В.И. Тернового [1977] и другими. Более подробная карта Магнетитового карьера Ковдорского комплекса (в котором расположены фоскориты) была завершена Красновой и Копыловой [1988], в этой же работе выделены разновидности фоскоритов и последовательность их кристаллизации. Впоследствии, О.М. Римская-Корсакова и Н.И. Краснова [2002] выделяют 6 стадий формирования фоскоритов и карбонатитов Ковдора, отличающиеся друг от друга как породообразующими, так и акцессорными минералами. Авторами была предложена последовательность формирования пород фоскорит-карбонатитового комплекса. Наиболее подробная характеристика всех фоскоритовых разновидностей дана в [Krasnova et al., 2004 6], подробные описания всех известных минералов Ковдора приведены в работе Иванюка с соавторами [2002].

Другим щелочным карбонатитовым комплексом, в которых присутствуют фоскориты, является массив Вуориярви (Кольский полуостров). Первые исследования магнетитовых и карбонатитовых пород этого комплекса датируются концом 19 века и принадлежат И. Седерхольму, наиболее полное исследование приведено в работе В.А Хэкмена [1925]. В последующем, петрографические особенности комплекса были изучены Н.А. Волотовской [1958] и А.А. Кухаренко [1965]. Описание основных структурных особенностей комплекса принадлежат Ю.Л. Капустину [1975]. Более поздние исследования и данные изотопного анализа принадлежат В.В. Балаганской с соавторами [2001] и А.Н. Зайцеву с соавторами [2002], наиболее полный материал и обобщение всех известных данных приведено в P.I. Karchevsky and J. Moutte [2004].

Обобщающие работы, приведенные выше [Krasnova et al., 2004 b; Karchevsky and Moutte, 2004], являются частью сборника Wall and Zaitsev [2004], в котором также приведены и основные понятия о фоскоритах [Krasnova et al., 2004a].

Для фоскоритов и связанных с ними карбонатитов характерно сходство минеральных ассоциаций и геохимических особенностей, что говорит о том, что эти породы образовывались из единой исходной магмы путем дифференциации [Krasnova et al., 2004a]. Некоторые исследователи отдают предпочтение фракционной кристаллизации как основному процессу [Kogarko et al., 1997, Milani et al., Prokopyev et al., 2021]. Согласно

экспериментальным данным, из карбонатитового расплава с высоким содержанием железа и фосфора могут кристаллизоваться фоскориты. Остаточный расплав после кристаллизации фоскоритов по составу будет идентичен карбонатиту [Klemme, 2010]. Другие исследователи считают, что фоскориты образуются в результате жидкостной несмесимости карбонатитового расплава [Le Bas, 1977; Lapin, Vartiainen, 1983, Giebel et al., 2019; Rass et al., 2020]. Примеры таких фоскорит-карбонатитовых систем были описаны на массивах Вуориярви (Россия), Кольской щелочной провинции (Россия) и Горное Озеро (Россия) [Фиженко, 1970], Тороро в Угадно [Sutherland, 1980], и на массиве Арбарастах [Глаголев и др., 1974, Kruk et al., 2021, Prokopyev et al., 2021]. В некоторых исследованиях предполагается комбинация процессов жидкостной несмесимости и фракционной кристаллизации [Barbosa et al. 2020].

Мантийное происхождение фоскоритов подтверждается изотопными исследованиями [например, Eriksson, 1989; Зайцев, Bell, 1995; Marty et al., 1998; Verhulst et al., 2000; Dunworth, Bell, 2001; Толстихин и др. 2002, Zaitsev et al., 2004]. Большой разброс отношений 87 Sr/ 86 Sr, 143 Nd/ 144 Nd в фоскоритах, карбонатитах и силикатных породах комплексов Ковдор и Турий Мыс позволяет предположить сложную эволюцию этих пород с порционным внедрением магм, образовавшихся из неоднородной мантии или смешением нескольких компонентов мантии [Zaitsev and Bell, 1995; Verhust et al., 2000, Dunworth& Bell, 2001].

На сегодняшний день существует две модели, объясняющие образование карбонатитфоскоритовых комплексов. О.В. Васюкова и А.Е. Вилльям-Джонс [2022] предполагают, что ультраосновные щелочные карбонатит-фоскоритовые комплексы образуются в результате метасоматоза вмещающих пород (богатых кварцем, в том числе гранитов и гнейсов) первичными магнезиокарбонатитовыми расплавами. Такие родоначальные расплавы образуются при крайне низких степенях частичного плавления субконтинентальной литосферной мантии (степень плавления <0,5% - [Dalton and Presnall, 1988]). Эти расплавы поднимаются до глубин 75-30 км и начинают реагировать с энстатитом с образованием диопсида, форстерита и CO₂ [Lee and Wyllie, 2000; Hammouda and Keshav, 2015]. О.В. Васюкова и А.Е. Вилльям-Джонс [2022] предложили, что как только эти породы «бронируются» диопсидом и форстеритом, реакция прекращается и следующие порции расплава способны подняться выше. Затем, в земной коре карбонатитовый расплав продолжает метасоматизировать вмещающие породы, однако характер реакций изменяется за счет изменения состава самих вмещающих пород. Движению магмы вверх и внедрению новых порций магмы способствует накопление и избыточное давление углекислого газа,

которое (давление) разрушает вмещающие породы [Vasukova and Williams-Jones, 2022]. Этот процесс способствует увеличению проникающей способности новых порций карбонатной магмы низкой вязкости. Если доступ к неизмененным вмещающим породам неограничен, вся карбонатитовая магма расходуется с полным замещением вмещающих пород. Сам метасоматоз происходит на контакте карбонатитовой магмы и вмещающих пород с образованием форстерита и диопсида. При обширном взаимодействии образуются мономинеральные зоны. О.В. Васюкова и А.Е. Вилльям-Джонс [2022] отмечают, что магма доломитового состава при взаимодействии с вмещающими породами должна образовывать только диопсид. Однако, если градиент химического потенциала SiO2 между магмой и вмещающими породами очень высок, между диопсидовой зоной и карбонатитовой магмой может образовываться форстерит [Vasukova and Williams-Jones, 2022]. Согласно авторам, по мере развития метасоматоза, остаточная магма концентрирует Na, что позволяет произвести ассимиляцию минералов с большой концентрацией кремния с образованием щелочно-силикатной магмы. В зависимости от состава «захваченных» минералов, такая магма может быть обогащена Fe и/или Al, что может привести к кристаллизации ийолитов. Все вышеописанные метасоматические процессы авторы выделяют в «силикатную стадию» развития карбонатитового комплекса [Vasukova and Williams-Jones, 2022]. Подчеркивается, что на данной стадии происходит полное расходование карбонатной магмы.

На последующих этапах доля неизменённых вмещающих пород вблизи канала поднятия уменьшается, за счет чего прекращается метасоматоз [Vasukova and Williams-Jones, 2022]. В результате этого образуется остаточная карбонатитовая магма, обогащенная Si, P, Fe. На этом этапе магма обогащается вышеперечисленными компонентами при кристаллизации кальцита. Последующая кристаллизация апатита, магнетита и оливина (и/или флогопита) приводит к образованию фоскорита. Этот процесс O.V. Vasukova и A.E. Williams-Jones описывают как «фоскоритовый этап». В отличие от силикатной стадии, карбонатитовая магма расходуется лишь частично. В завершение происходит «карбонатитовый этап», при котором кристаллизуются карбонатиты.

Другая модель образования фоскоритовых комплексов была предложена на примере массива Палабора [Giebel et al, 2019]. Данная модель предполагает независимую генерацию силикатного и карбонатного расплавов при разных степенях частичного плавления в различных областях мантийного плюма. Так, первичные карбонатитовые расплавы, обогащенные магнием [Lee and Wyllie, 1998; Harmer and Gittins, 1998; Sweeney, 1995], образуются в литосферной метасоматизированной мантии на глубинах более 70 км при степени частичного плавления не более 5% [Dalton and Presnall, 1998; Dasgupta et al., 2007;

Gudfinnsson and Presnall, 2005] в краевых зонах мантийных плюмов [Bell and Simonetti, 2010], образование силикатных расплавов происходит при более высоких степенях плавления в центральной части плюма. Согласно авторам [Giebel et al, 2019], жидкостная несмесимость препятствует смешению этих двух расплавов в случае их совместного сосуществования. При этом Fe и, особенно, P перераспределяются преимущественно в карбонатитовый расплав, превращая его в расплав СРІО (carbonate-phosphate/iron-oxide). Основная часть это расплава становится более плотной за счет обогащения Fe и P, пока его плотность не будет равна плотности силикатного расплава [Giebel et al, 2019]. Р.Д. Гибель и соавторы утверждают, что если предположить, что плотность силикатного расплава равна плотности СРІО – расплава, то в последнем соотношение фоскоритовой и карбонатной составляющих находятся в пропорции 50/50 [Giebel et al., 2019].

Впоследствии, при активации слабых зон, СРІО расплав может быть втянут в канал вместе с силикатным расплавом [Giebel et al., 2019]. Из-за снижения температуры и/или давления, поднимающийся СРІО расплав расслоится на фоскоритовый и карбонатитовый. При этом, концентрация F, aH_2O и fO_2 оказывают свое влияние на коэффициенты распределения основных компонентов, включая Fe, P, Ca [Hou et al., 2018]. Эти факторы могут быть причиной разнообразия минералогии фоскоритов [Giebel et al., 2019]. При разделении СРІО расплава на карбонатный и фоскоритовый, начинается немедленная кристаллизация последнего. Авторы утверждают [Giebel et al., 2019], что это согласуется с исследованиями D.H. Lindsley и N. Epler, которые показали, что P, F, и, особенно, C могут стабилизировать высокожелезистые расплавы с низкими содержаниями Ti (обычные фоскориты), однако, если убрать из системы углерод, начинается кристаллизация такого расплава [Lindsley and Epler, 2017]. Осаждение апатита запускает образование оксида Fe (Ti) и, наоборот, что объясняет общую ассоциацию апатита и оксидов Fe (Ti) [Lindsley and Epler, 2017].

1.4 Геологическая позиция карбонатитов

В основном, карбонатиты представляют из себя дайкообразные тела в составе кольцевых интрузий в ассоциации с силикатными щелочными породами, такими как пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, и ультраосновными породами такими как перидотиты, кимберлиты, айлликиты и дамтерниты. В отдельных случаях карбонатиты образуют отдельные интрузии или жилы [Cerva-Alves et al., 2017; Linnen et al., 2014]. Единственным известным карбонатитовым стратовулканом, извергающим карбонатные лавы, является Ол-Доиньо-Ленгаи на севере Танзании [Guest, 1956; Dawson, 1962].

Карбонатиты расположены преимущественно в стабильных платформенных обстановках [Garson et al., 1984; Le Bas, 1987; Veizer et al., 1992]. Многие исследования указывают на связь между карбонатитовым магматизмом и континентальным рифтогенезом, процессами орогенеза, и активностью плюмов [Arzamastsev et al., 2001; Bell, 2001; Kogarko and Veselovsky, 2019; Nelson et al., 1988; Pirajno, 2015, 2000; Rukhlov and Bell, 2010 и другие]. Возраст карбонатитов варьирует от архея до современности, при этом активный карбонатитовый магматизм локализован в определенных временных промежутках. Появление щелочных и карбонатитовых пород на границе архей - протерозой совпало с целым рядом крупных глобальных событий (Когарко, 2001). Процессы формирования кислородной атмосферы Земли, мантии на границе архей-протерозой [Хаин, 1994], и резкая активизация взаимодействий кора-мантия привели к метасоматическим процессам в верхней мантии и, как следствие, образованию щелочных пород и карбонатитов [Когарко, Наибольшие карбонатитового магматизма 2001]. проявления характерны для позднеархейских кратонов, при этом данный процесс происходил в короткие промежутки геологического времени. Wolley and Bailey [2012] предполагают, что концентрация проявлений карбонатитов в древних кратонах является результатом реактивации ослабленных зон в результате тектонических движений.

1.5 Геологическая изученность комплекса Арбарастах

Ультраосновной щелочной карбонатитовый комплекс Арбарастах был открыт в 1954 году К. Абрашевым (Алданская экспедиция ВАГГ). В 1955-1956 гг. на массиве работал отряд С.П. Стоялова (ВАГТ), которые дали возможность судить об Абрарастахе как о щелочно-ультраосновном массиве, содержащем карбонатиты [Стоялов, 1961]. В краткой статье, посвященной Арбарастаху, помимо прочего дана датировка (K-Ar) по флогопиту из кимберлитовых порфиритов 630 ±28 млн лет.

С 1959 по 1962 года на территории массива работали поисково-разведочные партии Тимптоно-Учурской и Южно- Якутской экспедиции ЯТГУ. В этот промежуток времени были изучены как сам комплекс Арбарастах (в масштабе 1:10000), так и его окрестности (в масштабе 1:50000). Работы партий подтвердили, что данный массив является типичной кольцевой интрузией щелочных пород, в ассоциации с карбонатитами. Геологические разделы отчета по комплексу написаны А.Г. Харченковым, принимавшим участие в поисково – разведочных работах на массиве в составе ЮЯКЭ ЯТГУ в 1960-1961 гг., и в научно-исследовательских работах отряда ИМГРЭ АН СССР, возглавляемых А.Г. Жабиным, в 1965-1966 гг. А.А. Глаголев изучал петрологию алюмосиликатных метасоматитов и карбонатитов в 1960-1961 гг., результаты его исследований представлены в разделе по петрографии. В 1971 гг. вышла статья, посвященная бербанкиту из карбонатитового комплекса Арбарастах [Жабин и др., 1971]. Помимо самого анализа непосредственно, бербанкита, в работе предлагается следующая последовательность кристаллизации пород: слюдяные пироксениты – нефелин-пироксеновые породы - апатитфорстерит-магнетитовые породы – щелочные сиениты - карбонатиты. По мнению авторов, карбонатиты образовывались в следующей последовательности: кальцитовые с диопсидом – кальцитовые с фортеритом или хондродитом – доломит-кальцитовые – доломитовые – доломит-анкеритовые.

Наиболее полный обзор исследований комплекса Арбарастах и его окрестностей был дан в работе [Глаголев и др. 1974]. В этой работе дана подробная характеристика как геологического положения и строения комплекса, так и петрографии пород и полезных ископаемых. Авторами приводятся данные абсолютного возраста пород по флогопитам (K-Ar): пироксен-слюдистые породы и карбонатиты показывают возраст 690 ± 28 млн лет, апатит-магнетитовые породы дают возраст 720 ± 28 млн лет. Авторы делают вывод, что кристаллизация пород массива отвечает позднепротерозойскому (синийскому) времени, что не противоречит стратиграфическим отношениям с вмещающими архейскими метаморфитами. Однако они отмечают, что погрешности полученных датировок накладываются друг на друга и навряд ли отвечают различному возрасту пород [Глаголев и др., 1974].

Глава 2 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Изучение петрографических и минералогических особенностей пород комплекса

Оптическое исследование пород и минералов производилось в петрографических шлифах, искусственных шайбах, полированных пластинах и отдельных зернах. Для получения петрографических характеристик использовался микроскоп Olympus BX51 (Япония) с фотокамерой.

Изучение зональности, особенностей химического состава минералов, а также построение карт распределения химических элементов производились методами сканирующей электронной микроскопии и микрозондового анализа. Данные исследования выполнены на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510 LV (JEOL Ltd) с системой микроанализа Aztec Energy XMax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis) и системой регистрации катодолюминесценции Chroma CL2UV (Gatan Ltd), электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis). электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8230 (Jeol Ltd), (5 спектрометров и 1 энерго-дисперсионный) И электронно-зондовым волновых микроанализаторе JXA-8100 (Jeol Ltd), (5 волновых спектрометров). Большинство химических составов минералов, представленных в работе, были получены методом волнодисперсионной микроскопии. При анализе минералов группы шпинелей был использован ток пучка 50 нА и ускоряющее напряжение 20 кВ, время расчета пиков составляло 15-20 с (10 с для рассчета пика и 5-10 с для расчета фонового значения). При анализе других минералов использовался ток пучка 15 нА и напряжение 20 кВ, время расчета пиков идентичное (за исключением оливина). При анализе оливинов расчетное время пиков составляло 5 с для Si, Mg, Fe; 60 для Cr, Ca, Ti, Co, Mn, Ni, Zn; 120 с для Р и Al.

Для изучения химического состава флогопитов, пироксенов и амфиболов, минералов группы энигматита использовались следующие стандарты (здесь и далее по тексту: название эталона – элемент (шаг измерения г/т): флогопит – F (423), K (73), Si (859), Mg (163), Al (192); альбит – Na (144); O-145 – Fe (111); синий диопсид – Ca (88); хлорапатит – Cl (67); IGEM – Mn (97); рутил – Ti (1222); стекло GL-10-11 – Sr (613), Ba (233).

При микрозондовых исследованиях оливина использовались следующие стандарты: Ch-1 – Si (192), Mg (242), Fe (154); Cr₂O₃ – Cr (125); синий диопсид – Ca (45); рутил – Ti (50); флюроапатит – P(41); метал Co – Co (44); NiFe₂O₄ – Ni (43); ZnFeO₄ – Zn (64); Mn-гранат – Mn (40); O-145 – Al (24).

При исследовании минералов группы шпинели и ильменита использовались следующие стандарты: Gf-55 – Mg (270) Ti, (116); 79-62 – Al (247), Cr (205); гематит – Fe (121); IGEM – Si (180); NiFe₂O₄ – Ni (158); V₂O₅ – V (236); ZnFe₂O₄ – (160).

Для минералов группы апатита использовались следующие стандарты: флюроапатит – F (988), Ca (284), P (854); хлорапатит – Cl (168); KLa(MoO₄)₂ – La (730); барит – Ba (707), S (349); Y₃Al₅O₁₂ – Y (759); стекло Gl-10 – Sr (1196); альбит – Na (302); синий диопсид - Mg (797), Si (294); O-145 – Fe (284); RbNd(WO₄)₂ – Nd (938); LiCe(WO₄)₂ – Ce (604).

Для изучения химического состава бадделеита, циркона и цирконолита использовались следующие стандарты: циркон – Zr (1492), Si (273), Hf (1311); синий диопсид – Ca (115), Mg (173); RbNd(WO₄)₂ – Nd (476); LiNbO₃ – Nb (800); гематит – Fe (275);

рутил – Ti (177); CsPrMoO₄ – Pr (562); стекло GL-10-11 – Sr (947), Ba (310); Ta₂O₅ – Ta (562); IGEM – Mn (301); металл Sc – Sc (143); LiCeWO₄ – Ce (281); UO₂ – U (340); KLa(MoO₄)₂ – La (390); ThO₂ – Th (408).

При микрозондовом анализе пирохлора, титанита, перовскита использовались следующие стандарты: фторфлогопит – F (1314), K (81), Mg (229), Al (167); альбит –Na (235); LiNbO₃ – Nb (294); синий диопсид – Si (859), Ca (61); Fe₂O₃ – Fe (92); рутил – Ti (131); RbNdWO₄ – Nd (324); циркон – Zr (388); металл Sc – Sc (104); CsPrMoO₄ – Pr (392); Y₃Al₅O₁₂ – Y(1007); UO₂ – U (261); LiCeWO₄ – Ce (195); Ta₂O₅ – Ta (488); стекло Gl-10 – Sr (601); ThO₂ – Th (327); KLaMoO₄ – La (275); галенит – Pb (376); стекло GL-11 – Ba (224).

Формульные коэффициенты флогопита были рассчитаны на сумму катионов B+Z=7 исходя из структурной формулы (AB₃[Z₄O₁₀](Y)₂). При различных тенденциях замещения во флогопите определенные? ионы занимают позиции: позиция A: K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Sr²⁺, Ba²⁺; позиция B: Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Al³⁺, Ti⁴⁺; позиция Z: Si⁴⁺, Al³⁺, Fe³⁺; позиция Y: F⁻, Cl⁻, (OH)⁻. ОН⁻ рассчитывался по формуле OH = 2-F⁻ - Cl⁻. Расчет Fe³⁺ производился исходя из формулы Fe³⁺= 22-z, где z - это сумма зарядов катионов при условии, что Fe_{общ} принято за Fe²⁺. Сответственно, Fe²⁺ рассчитано исходя из формулы Fe²⁺= Fe_{общ}-Fe³⁺. Данная методика рассчета Fe²⁺- Fe³⁺ используется повсеместно, более ранние исследования показали, что такой расчет по данным микрозондового исследования надежен [Brod et al., 2001]. Химические составы флогопитов комплекса Арбарастах представлены в приложении 1.

Формульные коэффициенты пироксенов были рассчитаны на сумму катионов =4. При расчете катионы занимают следующие позиции (согласно структурной формуле AB[Z₂O₆]): позиция A: Ca²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Mn², Na, K; позиция B: Mg²⁺, Fe²⁺, Al, Fe³⁺, Mn²⁺, Sc³⁺, Ti⁴⁺; позиция Z: Si⁴⁺, Al³⁺. Для расчета железа разной валентности использовались следующие формулы: Fe³⁺= 12-z, где z это сумма зарядов катионов при условии, что Fe_{общ} принято за Fe²⁺; Fe²⁺= Fe_{общ}-Fe³⁺. Представительные анализы пироксенов из пород комплекса Арбарастах представлены в приложении 2.

Расчет формул амфиболов производился на сумму катионов B+C+Z=15 исходя из структурной формулы AB₂C₅[Z₈O₂₂](Y)₂. Так как амфиболы Арбарастаха являются щелочными и низкокальциевыми, справедливо предположение, что ионы занимают следующие позиции: позиция A: Na⁺, K⁺, Ca²⁺; B –Mn²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺; C – Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Ti⁴⁺; Z – Si⁴⁺, Ti⁴⁺, Al³⁺; Y – (OH)⁻, F⁻, Cl⁻. Для расчета железа разной валентности

использовались следующие формулы: Fe³⁺= 46-z, где z это сумма зарядов катионов при условии, что Fe_{общ} принято за Fe²⁺; Fe²⁺= Fe_{общ}-Fe³⁺. Полученные данные по составам амфиболов представлены в приложении 3.

Формулы минералов группы энигматита были расчитаны на сумму катионов = 28, исходя из структурной формулы $A_4B_{12}O_4[Z_{12}O_{36}]$. В позицию А входят следующие катионы: Na⁺, K⁺, Ca²⁺; для позиции В характерны катионы: Ca²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Al³⁺; в позицию Z входят следующие катионы: Al³⁺, Si⁴⁺. Fe³⁺ рассчитано исходя из Fe³⁺= 80-z, где z это сумма зарядов катионов при условии, что Fe_{общ} принято за Fe²⁺; Fe²⁺= Fe_{общ}-Fe³⁺. Данные о химических составах минералов группы энигматита представлены в приложении 4.

Расчет формульных коэффициентов оливина производился на сумму катионов = 3, исходя из структурной формулы A_2ZO_4 , где в позицию А входят катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , в позицию Z входят катионы Si^{4+} , Al^{3+} , Ti^{4+} . Репрезентативные анализы оливинов представлены в приложении 5.

Формульные коэффициенты хондродита были рассчитаны, исходя из структурной формулы $A_5(ZO_4)_2Y_2$ на сумму катионов, равную 7. В позицию А входят катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , в позицию Z входят катионы Si^{4+} , Al^{3+} , Ti^{4+} , в позицию Y входят анионы F⁻, $(OH)^-$. Химические составы хондродитов представлены в приложении 6.

Формульные коэффициенты шпинелей были нормированы на сумму катионов =3, исходя из структурной формулы AB₂O₄. Количество Fe³⁺ было вычислено, исходя из формулы Fe³⁺= 8-z, где z - это сумма зарядов катионов при условии, что Fe_{общ} принято за Fe²⁺. Fe²⁺ соответственно вычислено, исходя из формулы: Fe²⁺= Fe_{общ}-Fe³⁺. Результаты по исследованию химических составов минералов группы шпинели представлены в приложении 7.

Расчет формульных коэффициентов ильменита производился на сумму катионов = 2, исходя из структурной формулы ABO₃. Fe³=6-z, z - это сумма зарядов катионов при условии, что Fe_{общ} принято за Fe²⁺; Fe²⁺= Fe_{общ}-Fe³⁺. Для позиции A характерны катионы: Mg^{2+} , Fe²⁺, Zn²⁺, Ca²⁺, Cr³⁺, Ni²⁺, V²⁺; для позиции B характерны катионы: Ti⁴⁺, Al³⁺, Si⁴⁺, Nb⁵⁺. Репрезентативные анализы ильменитов представлены в приложении 8.

Формульные коэффициенты минералов группы апатита были рассчитаны на сумму катионов =8, исходя из структурной формулы A₅(Z)₃(Y). Распределение элементов по

позициям следующее: позиция A: Na⁺, Ca²⁺, Sr²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Ba²⁺, REE⁺³; позиция Z: (PO₄)³⁻ (SiO₄)⁴⁻, (SO₄)²⁻; позиция Y: F⁻, Cl⁻, (OH)⁻. Химические составы апатитов представлены в приложении 9.

Формульные коэффициенты бадделеита были рассчитаны на сумму отрицательных зарядов зарядов =2, циркона на сумму зарядов= 8. Формульные коэффициенты цирконолита рассчитана на сумму отрицательных зарядов =28. При разных тенденциях замещения в цирконолите катионы занимают следующие позиции (исходя из структурной формулы $A_2B_2Z_4O_{14}$): позиция A: Ca², Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Ba²⁺, REE³⁺; позиция B: Zr⁴⁺, Hf⁴⁺, U³⁺, Th³⁺; позиция Z: Si⁴⁺, Ti⁴⁺, Fe²⁺, Nb⁵⁺, Ta⁵⁺. Репрезентативные анализы бадделеита находятся в приложении 10; цирконолита в приложении 11.

Формульные коэффициенты пирохлора рассчитаны, исходя из критсаллохимической формулы $A_2B_2(O,OH)_6Y$ и нормирована на сумму катионов в позиции B=2. Распределение ионов следующее: позиция A: Mg²⁺, Ca²⁺, Ba²⁺, Na⁺, K⁺, U⁴⁺, Th⁴⁺, REE³⁺, Sr²⁺, Pb²⁺; позиция B: Nb⁵⁺, Ta⁵⁺, Ti⁴⁺, Zr⁴⁺, Si⁴⁺, Al³⁺, Fe²⁺; позиция Y: F⁻, (OH)⁻. Количество анионных группировок (OH)⁻ рассчитано, исходя из формулы (OH)= 1-F. Распределение химических элементов по позициям, а также классификация пирохлоров даны согласно номенклатуре D. Atencio (2021). С химическими составами пирохлоров комплекса Арбарастах можно ознакомиться в приложении 12.

Минералы класса карбонатов рассчитаны на сумму катионов =1, исходя из формулы $A(CO_3)$. Для доломита была использована формула $A_2(CO_3)_2$. В позицию A входят такие катионы, как Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Sr^{2+} , Mn^{2+} . Для фторкарбонатов использовалась формулы $A(CO_3)F$, где в позиции A, помимо вышеперечисленных элементов, также могут входить элементы редкоземельной группы. Составы минералов группы карбонатов представлены в приложении 13.

Структурная формула титанита была нормирована на сумму катионов= 3, исходя из формулы ABZO₅. В позицию А входят следующие катионы: Na⁺, Ca²⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, REE³⁺; в позицию В входят катионы: Fe³⁺, Ti⁴⁺, Nb⁵⁺, Ta⁵⁺; для позиции Z характерны катионы Si⁴⁺ и Al³⁺. Результаты микрозондовых исследований титанита находятся в приложении 14.

Структурная формула перовскита рассчитана, исходя из структурной формулы ABO₃ на сумму катионов = 2. В позицию А входят следующие катионы: Na⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Mn²⁺, Sr²⁺, REE³⁺, Th⁴⁺, U⁴⁺; в позицию В входят катионы: Fe³⁺, Al³⁺ Ti⁴⁺, Si⁴⁺, Nb⁵⁺, Ta⁵⁺. Химические составы перовскитов представлены в приложении 15.

2.2. Геохронологические исследования

Для определения возраста методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования использовались Облучение фракции флогопита. фракций производилось мономинеральные 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. [Prokopiev et al. 2022]. В качестве эталона использовался стандартный K/Ar мусковит MCA-11 (ОСО No 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. Для калибровки эталона в качестве монитора отношения ⁴⁰Ar/³⁹Ar использовались международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 [Baksi et al., 1996]. В результате калибровки средний возраст мусковита MCA-11 был принят как 311.0± 1.5 млн лет [Травин, 2016]. Значение полной постоянной распада⁴⁰К, в соответствии с [Steiger, Jager, 1977], принималось равным 5,543*10-10 год-1. Холостой опыт по определению ⁴⁰Ar (10 мин при 1200°С) не превышал 5х10⁻¹⁰ нсм³. Очистка аргона производилась с использованием Ті и ZrAl-SAES геттеров, также производилась дополнительная очистка при помощи кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 «Микромасс» (Англия). Для коррекции на изотопы ³⁶Ar, ³⁷Ar, ⁴⁰Ar, полученные при облучении Са, К, использованы следующие коэффициенты: $({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm$ 0.000005, $({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{Ca} = 0.000446 \pm 0.000006$, $({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})K = 0.089 \pm 0.001$. Измерение порции очищенного аргона позволяло контролировать фактор изотопной дискриминации. Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резисторную печь. Датирование производилось методом ступенчатого нагрева. Контроль температуры осуществлялся с помощью хромель-алюмелевой термопары с точностью регулировки до 1°С. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения 40Ar/36Ar на период измерений составило 295.5±0.5. Возрастное плато выделялось согласно предложенным критериям Р. Флеком с соавторами [Fleck et al., 1977]. Если в плато входит 50% - 40% выделенного 39Ar, или же плато формируют меньше трех ступеней, то использовался термин псевдоплато, средневзвешенную оценку возраста можно считать приблизительной, и каждый отдельный случай разбирался индивидуально. Возрастные спектры построены с использованием макроса ISOPLOT 3.41d [Ludwig, 2003]. Данные исследования проводились в ЦКП Многоэлементых и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Результаты Ar-Ar датирования пород представлены в приложении 16.

Для U-Pb изотопного датирования использовались монофракции циркона и титанита, закрепленные в шашки (вместе с зернами стандартов ТЕМОРА 91500). Исследования проводились в Центре изотопных исследований ФБГУ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре SHRIMP II (Австралия). Отношения изотопов ²³⁸U/²³⁵U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb были измерены согласно методике, описанной в работе И.С. Вилльямса [1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода была равна был равен 4нА, образовавшийся кратер имел диаметр 25 мкм и глубину до 5 мкм. Обработка данных была произведена с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. Отношения U-Pb были нормализованы до значения 0,0668 (TEMORA), что соответствует значению 416.75 млн. л. [Black et al., 2003]. Индивидуальные анализы находятся в пределах ошибки 1σ, а рассчитанные конкордантные возрасты - в пределах ошибки 2σ. Диаграммы с конкордией были построены с помощью программного обеспечения Isoplot / Ex [Ludwig, 1999]. С результатами U-Pb датирования можно ознакомиться в приложении 17.

2.3. Петрохимические и изотопные исследования

Химический состав пород комплекса Арбарастах определялся методом рентгеновской флуоресценции на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL 9900 XP (Termo Fisher Scientific) с оборудованием для пробоподготовки (индукционная печь Lifumat 2.0 Ох и пресс HERZOG HTP-40). Анализ микроэлементов произведен методом массспектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой Element (Finnigan Mat, Германия) с ультразвуковым распылителем U-5000 AT+ на базе Аналитического центра многоэлементых и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия). При измерении количеств микроэлементов использовались эталоны BHVO-1 и G-2. Пределы обнаружения определялись по критерию 3σ холостого анализа и стоставляли для большинства элементов от 0,005 до 0,1 мкг/г [Doroshkevich et al., 2023].

Пробоподготовка для изотопного анализа, включающая разложение и последующее разделение элементов методом ионообменной хроматографии, сделана согласно работе В.М. Саватенкова и соавторов [2004]. Изотопные составы Pb, Sr, Nd измерены на термоионизационном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON TI

(США) в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург, Россия). Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, расчитанная на основе многократных анализов стандрта BCR-1 соответствует ±0,5 %. Контрольное значение составляло 0,05 нг для Rb, 0,2 нг для Sr, 0,3 нг для Sm и 0,8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): [Sr]=336,7 мкг/г, [Rb]=47,46 мкг/г, [Sm]=6,47 мкг/г, [Nd]=28,13 мкг. /г, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr=0,4062, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,705036±22, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0,1380, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,512642±14. Воспроизводимость изотопного анализа контролировалась стандартами: значение 143 Nd/ 144 Nd в стандарте La Jolla равнялось 0,511847±8 (12 измерений); значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте SRM-987 было равно 0,710241±15 (10 измерений). Изотопный состав Sr был нормирован на ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=8,37521, изотопный состав Nd приведен к значению стандарта La Jolla (143 Nd/ 144 Nd=0,511860). єNd рассчитывали с использованием значения CHUR [Bouvier et al., 2008] и значения DM [Goldstein and Jacobsen, 1988]. Измерены изотопные отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb; каждое измерение состояло из 50 блоков по 10 сканирований при токе испарителя 2,2-2,3 А и температуре 1300°С. Перед партией образцов измеряли стандарт NIST 981. Средняя точность анализа составила 0,05% (2o) для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Поправку на инструментальное массовое фракционирование вносили по среднему значению измерений NIST 981 (206 Pb/ 204 Pb = 16,9374, 207 Pb/ 204 Pb = 15,4916, 208 Pb/ 204 Pb = 36,7219) при той же температуре. Измеренные соотношения изотопов свинца были скорректированы с учетом массовой фракции 0.120 % а.е.м. для ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb: 0.135 % а.е.м. для ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. Холостой (холостой опыт) при анализе не превышал 0,2 нг по Pb. Его состав: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18,120, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,542, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37,354. Отношение холостого свинца к образцу не превышало 1/200000, поэтому в измеренные отношения не вносилась поправка на холостой свинец.

Содержание главных породообразующих и редких элементов в породах Арбарастаха представлены в приложении 18. В приложениях 19 и 20 представлены данные о Sr-Nd и Pb изотопных составах пород Арбарастаха соответственно.

Глава 3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ

Комплекс Арбарастах расположен в юго-восточной части России (Республика Саха), в бассейне реки Арбарастах (левый приток реки Идюм). В тектоническом отношении комплекс находится на Алдано-Становом щите, который является частью Сибирского кратона (рис. 3.1а). Смелов и др. [2001] разделяют Аладано-Становой щит на пять террейнов: Западно-Алданский, Центрально-Алданский, Восточно-Алданский, Тындский, Чогарский. В свою очередь, террейны разделены Амгинской, Каларской и Тыркандинской зонами тектонического мелланжа (рис. 3.1а). Восточно-Алданский террейн разделен на Батомгский гранит-зеленокаменный и Учурский гранулит-парагнейсовый террейны, комплекс Арбарастах залегает на последнем. Учурский террейн сложен архейскими парагнейсовыми комплексами, палеопротерозойскими риолитами, гранитами, сиенитами [Смелов и др., 2001]. Комплекс Арбарастах является одним из ультраосновных щелочных комплексов, расположенных вдоль южной окраины Сибирского кратона, наряду с такими комплексами как Белая Зима, Большая Тагна, Жидой, Средняя Зима и другие (рис. 3.16).

Комплекс Арбарастах является концентрически-зональной многофазной интрузией, отделенной кольцевым разломом от вмещающих архейских пород (рис. 3.1в). Интрузия занимает на поверхности площадь около 38 км². Основной объём интрузии сложен пироксенитами. Более поздними щелочными породами являются ийолиты и нефелиновые сиениты, которые расположены в краевых частях массива и представлены редкими субвертикальными дайками мощностью до 5 м с резкими контактами с пироксенитами [Стоялов, 1961]. В центральной части массива находятся секущие вмещающие пироксениты, субвертикальные (углы падения до 70°) дайки ультраосновных лампрофиров – айлликитов мощностью до 1,5 м (рис 3.2).

Помимо щелочных силикатных пород, в комплексе Арбарастах распространены субвертикальные дайки различных карбонатитов, как в краевых частях кольцевого массива, так и в центральной. Апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты приурочены к центральной части массива, имеют резкие контакты с вмещающими пироксенитами и дайкой айлликитов. На контакте с пироксенитами наблюдаются зоны метасоматического изменения, в которой образуются пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты. Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты встречаются повсеместно на всей площади массива Арбарастах. Они образуют дайкообразные и жильные тела разного падения и мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Данные карбонатиты можно наблюдать в контактовой зоне между силикатными породами (пироксенитами, ийолитами)

и апатит-кальцитовыми карбонатитами (рис. 3.40а), однако чаще контакты с вмещающими породами неочевидны.



Рис. 3.1. а) Расположение комплекса Арбарастах на Алдано-Становом щите; карта террейнов щита по [Смелов и др., 2001]. Аббревиатуры: ВА – Восточный Алдан, НМН-Нимнырский террейн, АСТ – Сутамский террейн, ЕУК – Учурский террейн, ТН – Тында, ЧГ-Чогар. Зоны тектонического мелланжа: Ам – Ам-Амга, Кл – Калап, Тр – Тырканда. б) Расположение неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов, залегающих на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона [Doroshkevich et al., 2022]. Аббревиатуры: Пог- Пограничное, Вс –Веселое, Жд – Жидой, СЗ – Средняя Зима, БЗ- Белая има, БТ – Большая Тагна, Ч – Чапа, Т – Среднетатрский, П – Печенга. в) Схема геологического строения комплекса Арбарастах [по Глагольев и др., 1974, Doroshkevich et al., 2022, 2023].



Рис 3.2 Контакты дайки айлликита с вмещающими пироксенитами и апатит-доломитовыми карбонатитатми.

В самих карбонатитах можно встретить ксенолиты пироксенитов, или ксенокристы флогопитов – особенно отчетливо это наблюдается в карбонатитовых брекчиях.

Фоскориты располагаются в центральной части комплекса. Размеры и формы тел варьируют от мелких жил до крупных линзообразных тел мощностью до десятков метров. Крупные тела имеют субвертикальное падение, для небольших тел закономерной ориентировки не наблюдается [Глаголев и др., 1974]. Породы прорывают вмещающие пироксениты, пространственно связаны с апатит-доломитовыми карбонатитами.

Глава 4 ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ

4.1 ⁴⁰Ar-³⁹Ar исследования

Для ⁴⁰Ar-³⁹Ar исследований были отобраны пробы флогопита из 6 различных типов пород комплекса Арбарастах: пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты (3 пробы), пироксениты (1 проба), нефелиновые сиениты (1 проба) и айлликиты (1 проба). Фракции измельчали и просеивали до размера <0,25 мм, деоинизировали и отчищали от карбонатных минералов выщелачиванием в 5% HCl.

Флогопит из пироксенитов (обр. 2-1/19) показывает возрастной спектр из двенадцати ступеней, девять из которых составляют? возрастное плато, отвечающее средневзвешенному возрасту 632.5± 6 млн лет [Прокопьев и др., 2022] (рис. 4.1а). Ступени возрастного плато включают себя более 98% от общего объема ³⁹Ar, выделенного в ходе эксперимента (J=0.004375±0.00005).

Возрастной спектр флогопита из образца (обр. 68-16/19) пироксен-флогопиткальцитового карбонатита состоит из двенадцати ступеней, девять из которых складывают возрастное плато со средневзвешенным возрастом 651 ± 6 млн. лет [Прокопьев и др., 2022] (рис. 4.16), соответствующее более 99% выделенного ³⁹Ar (J=0.004398±0.000051).

Возрастной спектр флогопита из другого образца (обр. 66-1/19) пироксен-флогопиткальцитового карбонатита состоит из десяти ступеней. Восемь ступеней согласуются между собой в пределах погрешности 1 σ , образуя возрастное плато, которое дает средний возраст 657,8 ± 6,5 млн лет [Прокопьев и др., 2022] (рис. 4.1в). Объем ³⁹Ar, выделенного в ходе эксперимента приходящееся на плато составляет 99% (J=0.004509±0.000053).

В результате эксперимента по определению возраста 40 Ar/ 39 Ar методом, возрастной спектр флогопита из третьего образца (обр. 50-2/19) пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита образует десять ступеней. Восемь ступеней согласуются между собой и образует плато, которое показывает средний возраст 657,8 ± 6,5 млн лет (рис. 4.1г). Количество газа, выделенное в рамках этих ступеней, составляет 90% от общего количество 39 Ar (J=0.004473±0.000052).

Для монофракции флогопита из щелочного сиенита (обр. 56-4/19) получен возрастной спектр, включающий 11 ступеней, восемь из которых согласуются между собой, образуя возрастное плато со средневзвешенным возрастом 645,9 ± 6,4 млн. лет (рис. 4.1д). Общее

количество ³⁹Ar для включенных в плато ступеней достигает 85% от общего количества ³⁹Ar, выделенного в ходе измерения образца (J=0.004457±0.000052).

 40 Ar/³⁹Ar методом по флогопиту из айлликита (обр. 56-6/19) было получено возрастное плато, состоящее из девяти ступеней, с возрастом 631 ± 8,5 млн лет [Doroshkevich et al., 2022] (рис. 4.1е).

4.2 U-Pb исследования

Для определения U-Pb возраста были продатированы цирконы из образцов пироксенита, пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита и щелочного сиенита. Циркон представлен кристаллами размером 200-500 мкм, наблюдается магматическая зональность в катодолюминесцентном изображении. Результаты U-Pb датирования, характер распределения Th, U и отношения Th/U приведены в приложении 17. 12 измерений с 9 зерен цирконов из пироксенита (обр. 2-1/19) дают средневзвешенный возраст, равный $638,2 \pm 3,1$ млн лет (MSWD = 0.87) (рис. 4.2а); из 10 измерений в 8 зёрнах цирконов пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита (обр. 68-16/19) релевантными было признано 4 измерения, которые дают возрастной интервал - 650,3 ± 9,8 млн лет (MSWD = 1.6) [Прокопьев и др., 2022] (рис. 4.26); при исследовании 4 зерен цирконов из щелочного сиенита (обр. 56-4/19) было сделано 7 анализов, средневзвешенный возраст 641,7 ± 5,6 млн. лет (MSWD = 0.064) (рис. 4.2в)



Рис. 4.1 Результаты ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования щелочных пород комплекса Арбарастах [Прокопьев и др., 2022; Doroshkevich et al, 2022]: возрастные спектры слюды: а) пироксенита (обр 2-1/19); б) пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита (68-16-19); в) пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита (обр 50-2-19); д) айлликита (обр 56-6-19).



Рис. 4.2 Катодолюминесцентные фотографии исследуемых цирконов и диаграммы Терра-Вассебурга с конкордиями для образцов: а) пироксенита; б) пироксен-флогопиткальцитового карбонатита; в) щелочного сиенита [Прокопьев и др., 2022].

4.3. Обсуждение результатов

Полученные возрастные данные методами ⁴⁰Ar-³⁹Ar и U-Pb для различных пород ультраосновного щелочного фоскорит-карбонатитового комплекса Арбарастах ложатся в интервал 657-636 млн. лет [Prokopyev et al, 2022]. При этом ⁴⁰Ar-³⁹Ar и U-Pb значения для каждого из типов пород находятся в пределах ошибки каждого из методов. Полученные результаты коррелируют с геохронологическими данными (630,5 ± 5,7 млн. лет) пироксенитов (U-Pb, циркон, ВСЕГЕИ, неопубликованные данные) и 656 ± 5 и 653 ± 9 млн. лет (U-Pb, циркон, бадделеит, [Владыкин Н.В., EGU-2020]), которые также показывают широкий диапазон времени кристаллизации щелочных пород комплекса Арбарастах. Менее отчетливо видна корреляция с более ранними исследованиями (К-Аг, флогопит из «кимберлитовых порфиритов» 630 ±28 млн лет [Стоялов, 1961]; флогопит из пироксенслюдистых пород и карбонатитов 690 ±28 млн лет [Глаголев и др., 1974]. Однако, вопервых, сами авторы отмечают, что погрешность полученных датировок перекрываются, и, вероятно, не отвечает различному возрасту пород, во-вторых, разность полученных данных датирования с большой вероятностью вызвана спецификой ⁴⁰К -⁴⁰Аг датирования, который на тот момент времени являлось актуальным, но на сегодняшний день предпочтение отдается ⁴⁰Ar-³⁹Ar методу, который позволяет судить о том, происходили ли потери радиогенного аргона в минерале. В целом, полученные данные отражают длительную историю становления пород комплекса Арбарастах и характеризуют многоимпульсное внедрение магм, с формированием различных типов пород, представленных в комплексе. Кроме того, полученный возрастной интервал коррелирует с возрастными значениями для других щелочных комплексов, которые структурно расположены в краевых частях Сибирского кратона и характеризуются близкими типами редкометальных рудопроявлений и месторождений. Такие комплексы прослеживаются на расстоянии более 3000 км от Енисейского кряжа через юго-западный выступ кратона (Белая Зима, Тагна, Жидой) до Алдано-Станового щита (Ингили, Арбарастах, Горное Озеро).

Так, например, для ультраосновного щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима возрастной интервал кристаллизации пород находится в пределах 645-643 млн. лет [Ярмолюк и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Хромова и др., 2020]; возрастной интервал для щелочных пород и карбонатитов Енисейского кряжа равен 725-610 млн лет [Врублевский и др., 2003, 2011; Сазонов и др., 2007; Верниковская и др., 2007; Ножкин и др., 2008]; образование щелочно-ультраосновных пород Чапинского комплекса лежит в интервале 670-650 млн. лет [Верниковская и др., 2007; Ножкин и др., 2008]; возраст

карбонатитов проявлений Веселое и Пограничное (Северное Забайкалье) имеет значение 645-600 млн лет [Рипп и др., 2009], ийолиты комплекса Жидой и карбонатиты комплекса Ингили показывают значение возраста 632 ± 2 и 654 ± 7 млн. лет, соответственно [Ярмолюк и др., 2005]. Также стоит отметить, что дайки и трубки взрыва ультраосновных лампрофиров Зиминского комплекса показывают близкий временной возраст (645 млн лет) [Egorov et al., 2010; Ashepkov et al., 2020] (рис. 4.3). Возрастные интервалы вышеперечисленных щелочных карбонатитовых комплексов и проявлений согласуются с неопротерозойской эпохой крупномасштабного проявления внутриплитного магматизма на Сибирском кратоне, геодинамическая интерпретация которого неоднозначна.



Рис. 4.3 Геохронологические данные щелочных карбонатитовых комплексов и проявлений на южной и юго-западной окраинах Сибирского кратона [данные из Собаченко и др., 1986; Ярмолюк и др., 2005; Рипп и др., 2009; Врублевский и др., 2011; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Salnikova et al, 2019; Morikiyo et al., 2000; Рассказов и др., 2007; Хромова и др., 2020; Прокопьев и др., 2022, 2024; Савельева и др., 2022; Шарыгин и др., 2022; Ashchepkov et al., 2020; Nugumanova et al., 2024]. Голубым полем отмечен временной интервал внутриплитного магматизма на Сибирском кратоне.
С одной стороны, проявление магматизма западной окраины Сибирского кратона, представленного кислыми и основными породами и сопровождающегося интенсивным дайкообразованием, исследователи связывают с неопротерозойскими процессами растяжения вдоль западной окраины континента в обстановке активной континентальной окраины [Верниковский и др., 2008; Верниковская и др., 2007, 2013]. С другой стороны, бимодальный магматизм и гранитообразование Енисейского кряжа и Олокитской зоны Байкальской складчатой области (700–727 млн лет) [Рыцк и др., 2002; Ножкин и др., 2008; Лиханов, Ревердатто, 2015], также как дайковые пояса Саяно-Байкальского региона (780-740 млн лет) [Sklyarov et al., 2003; Гладкочуб и др., 2007], платиноносные ультрамафитмафитовые расслоенные массивы (Довыренский, Барбитайский и другие) (около 720 млн. лет) и щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы юга Сибирского кратона [Ярмолюк, 2005; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] рассматриваются в качестве индикаторов процесса распада супреконтинента Родиния. Стоит отметить, что позднепротерозойский щелочной карбонатитовый магматизм с возрастным интервалом 680-540 млн. лет, широко распространённый вдоль северной и восточной окраин Североамериканского кратона (Северная Америка и Гренландия), также мог быть инициирован распадом суперконтинента Родиния [Тарре et al., 2006]. Кроме того, распад Родинии, вероятно, сопровождался образованием дайковых роев, расслоенных ультраосновных комплексов и гранитов на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона (780-725 млн лет) и роя даек Франклина (727-721 млн лет) в северной части Лаврентии [Sklyarov et al., 2003; Ярмолюк и др., 2005; Ножкин и до., 2008; Ernst & Hamilton, 2009; Gladkochub et al., 2010; Marfin et al., 2021].

Магматический разрыв между 780-725 и 657-632 млн лет назад значителен, и, вероятно, коррелирует с различными этапами распада и эволюции Родинии [Метелкин и др., 2007, Lee et al., 2008]. В нашей интерпретации щелочной магматизм, соответствующий возрасту 657-632 млн лет, скорее, контролировался тектоническими внутриплитными процессами, а не активностью плюма, так как интервалы образования щелочных комплексов по времени отделены от магматизма, связанного с плюмовой деятельности (780-725 млн лет назад) [Doroshkevich et al., 2022; Прокопьев и др., 2022]. Кроме того, для формирования первичных щелочных карбонат-содержащих расплавов низкой степени частичного плавления не требуется избыточного мантийного тепла [Foley et al., 2009]. Существует предположение, что движение плит во время распада континентов, либо рифтогенные процессы растяжения являются одним из наиболее важных факторов для изменения границы кратонной геотермы, ее смещения в область более высоких температур,

36

обусловливающие возможность возникновения щелочных CO_2 -содержащих расплавов [например, Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013; Tappe et al., 2017].

Глава 5 ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ

5.1 Щелочные силикатные породы

5.1.1 Пироксениты

Основной объем комплекса Арбарастах сложен пироксенитами (рис. 5.1а). Данные породы имеют неравномернозернистую структуру, вплоть до порфировидной. Текстура в основном массивная. Неизмененные пироксениты сложены клинопироксеном (до 90 об. %), тринефелином (до 5 об. %), амфиболом (до 2 об. %), флогопитом (до 2 об. %). Зачастую пироксениты интенсивно метасоматизированы. Изменения выражаются в обильной флогопитизации (содержание флогопита до 40 об. %) и карбонатизации (содержание карбонатов до 10 об. %), также возрастает количество амфиболов (до 10 об. %) и апатита (до 5-10 об. %) (рис. 5.1б). С процессами метасоматоза связана акцессорная минерализация, представленная титанитом, цирконом, ильменитом, баритом.



Рис. 5.1. Пироксениты комплекса Арбарастах а) *фотография* образца неизменного пироксенита б) фотография шлифа (*в проходящем поляризованном свете*) флогопитизированного пироксенита, флогопит развивается по зернам пироксена и нефелина

Пироксен является главным минералом (до 90 об. %), который образует идиоморфные или субидиоморфные призматические кристаллы от первых миллиметров до нескольких сантиметров в длину, слагая основной матрикс породы (рис. 5.2а). В этом матриксе встречаются редкие зерна флогопита правильной формы. В неизмененных пироксенитах состав пироксена

преимущественно отвечает диопсиду: при расчете в сумме миналов (диопсид-эгирингеденбергит), на долю диопсидового минала приходится до 90%. В метасоматизированных пироксенитах составы пироксенов существенно богаче (содержание диопсидового минала может понижаться до 45%, а эгиринового возрастать до 50%, при этом сохраняются реликты пироксенов диопсид-геденбергитового состава. Рост содержания Na и Fe в пироксенах прямо пропорционально степени изменения породы. Содержание кремния во всех пироксенах стабильно и варьирует в пределах 1,9-2,0 ф.е. Концентрации таких элементов, как Ti, Al, Mn, Cr и других незначительно и обычно не превышают 0,01 формульной единицы.

Формула пироксена из неизмененных пироксенитов:

 $(Ca_{0,898}Mg_{0,674}Fe^{2+}_{0,167}Fe^{3+}_{0,128}Na_{0,097}Ti_{0,015}Mn_{0,014}Al_{0,007})_{\Sigma=2}+4,068} \\ \\ [(Si_{1,932}Al_{0,068})_{\Sigma=2}+7,932O_6];$

Формула пироксена из метасоматизированных пироксенитов:

 $(Ca_{0,534} Na_{0,450} Mg_{0,439} Fe^{3+}_{0,435} Fe^{2+}_{0,101} Al_{0,025} Ti_{0,009} Mn_{0,007}) \Sigma_{=2}^{+4,027} [(Si_{1,973} Al_{0,027}) \Sigma_{=2}^{+7,973} O_6].$

Содержание *амфибола* в пироксенитах непостоянно, однако не превышает 10 об. % породы. Амфибол развивается по зернам пироксена. Чаще всего замещаются краевые части зерен пироксена, однако иногда можно наблюдать и полное замещение (рис. 5.26). Состав минерала отвечает катофориту. Количество Si находится в промежутке между 7,0 и 7,1 ф.е. Компенсация в позиции T происходит не только за счет Al (0,47 - 0,6 ф.е.), но и за счет Fe^{3+} , количество которого находится в пределах 1,46-1,54 ф.е. Na преобладает над Ca: 1,7-1,9 и 0,78-0,88 ф.е. соответственно. Для катофорита характерны примесные содержания Mn (0,04-0,06 ф.е.), Ti (0,06-0,08 ф.е.), K (0,15-0,22 ф.е.), содержание других элементов ниже пределов обнаружения.

Формула амфибола из пироксенитов:

 $(Na_{0,113} Ca_{0,013})_{0,126} + 0.139 (Mg_{4,195} Fe_{1,278} Fe_{1,0699} Al_{0,582} Ti_{0,175} Mn_{0,071}) \Sigma_{=7} + 15.631 (Si_{6,23} Al_{1,77}) \Sigma_{=8} + 30.23 Mn_{0,071}) \Sigma_{=7} + 10.03 Mn_{0,071} \Sigma_{=7} + 10.03 Mn_{0,071$

Тринефелин встречается в виде субидиоморфных кристаллов размером до 0,2 миллиметров или в виде микропрожилков в зернах флогопита, мощностью не более 50 микрон (рис. 4.3а). Состав тринефелина отвечает эталонному составу NaAlSiO₄, и не содержит скольколибо значимых примесей.

Флогопит в пироксенитах можно разделить на две генерации: связанный с неизменёнными пироксенитами и образованный метасоматическими процессами. Первая генерация встречается крайне редко, минерал представлен субидиоморфными кристаллами не

более 0,5 мм, занимающими пространство между зерен пироксена (рис. 5.2a 5.36). Магнезиальность такой слюды достаточно высокая (Mg# 80-85), Fe находится в пределах 0,4-0,5 ф.е. Содержания Si и Al приближены к эталонной формуле флогопита: 2,9-3,0 и 0,9-1,0, соответственно. Сумма позиции A составляет в среднем 0,9 формульных единиц с преобладанием калия, содержание натрия и бария не превышает 0,05 ф.е. каждого. Содержания Ti также низки – не более 0,05 ф.е. Содержания F обычно не превышают 0,1 ф.е., чаще ниже предела обнаружения микрозондового анализа.



Рис. 5.2. а) Пироксен с включениями флогопита 1-ой и 2-ой генераций и титанита на контакте с пироксен-флогопит-кальцитовым карбонатитом; б) амфибол, замещающий зерна пироксена (реликты которого сохранились в центральной части), с включениями флогопита и зонального апатита. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Вторая генерация флогопита широко развита в измененных пироксенитах (рис. 5.3в). Минерал замещает ранее образованные пироксен и нефелин, развивается в межзерновом пространстве или образует идиоморфные кристаллы псевдогексагонального сечения в шлировых обособлениях, которые помимо флогопита сложены карбонатом, апатитом и акцессорными минералами – титанитом и цирконом (рис. 5.26, 5.3в). Размер зерен значительно варьирует, в шлировых обособлениях кристаллы флогопита могут достигать нескольких сантиметров. Слюды второй генерации менее магнезиальные (Mg# 70-60), причем магнезиальность тем меньше, чем более интенсивную переработку испытали пироксениты – концентрация Fe изменяется от 0.7 ф.е. в менее измененных до 1.2 в более измененных. Содержание Si и Al также более вариативны (по сравнению с флогопитом первой генерации), 2.8-3.0 и 1.0-1.2 ф.е., соответственно. Ti и Na коррелируют с Fe, и находятся в пределах 0,08-0,16 и 0,05-0,12 ф.е., соответственно.

Концентрация F составляет 0,3-0,5 ф.е. и увеличивается в зависимости от степени метасоматических преобразований пироксенитов.

Формула флогопита первой генерации из пироксенитов:

 $(K_{0,860}Na_{0,046}Ba_{0,014}Ca_{0,007})\Sigma_{=0,927}^{+0,948}(Mg_{2.410}Fe^{2+}_{0,414}Ti_{0,168}Al_{0,005}Mn_{-0,003})_{3}^{+6,341}[(Si_{2,711}Al_{1,282}Fe^{3+}_{0,007})\Sigma_{=4}^{+14,71}O_{10}]((OH)_{1,855}F_{0,145})\Sigma_{=2}^{-2}$

Формула флогопита второй генерации из пироксенитов: ($K_{0,877}Na_{0,109}Ba_{0,011}Ca_{0,002}$) $\Sigma_{=0,999}^{+1,012}$ (Mg_{1,833}Fe²⁺_{1,153}Ti_{0,119} Al_{0,063} Mn_{0,011}) $\Sigma_{=3}$ (Si_{2,865}Al_{1,135}) $\Sigma_{=4}^{+14,865}$ (OH)₂

Апатит встречается преимущественно в метасоматизированных пироксенитах, образуя скопления, размер агрегатов кристаллов может достигать первых миллиметров (рис. 5.4а). Наибольшее количество таких скоплений регистрируется в шлировых обособлениях, богатых карбонатами. Также минерал встречается в виде отдельных зерен размером до 0,5 мм (рис. 5.4б). В зернах апатита можно наблюдать включения флогопита, титанита, карбоната, часто минерал находится совместно с цирконом. Химический состав минерала близок к составу фторапатиту – количество F находится в пределах 0,55-0,75 ф.е., Cl ниже предела обнаружения. Отмечаются примеси P3Э и Si, которые совместно возрастают и отвечают схеме изоморфизма $5Ce^{+3}$ + $3(SiO_4)^{-4} \Leftrightarrow 5Ca^{2+} + 3(PO_4)^{-3}$ (апатит – бритолит). Содержания перечисленных элементов находятся в пределах 0,01-0,1 ф.е. Наиболее высокие концентрации P3Э и Si отмечаются в каймах зерен. Содержание Na не превышает 0,1 ф.е. Sr находится в рамках 0,05-0,07 ф.е. Количества Ca и P отвечают стехиометрии фторапатита, примеси остальных элементов незначительны и не превышают предела обнаружения микрозондового метода анализа.

Формула апатита из пироксенитов:

 $(Ca_{4,971}Sr_{0,040}Na_{0,023}Ce_{0,019}Nd_{0,008}La_{0,007}Fe_{0,003}) \\ \Sigma_{=5,071}^{+10,153}(P_{2,976}Si_{0,024}) \\ \Sigma_{=3}^{+14,976}O_{12,065}(F_{0,626}(OH)_{0,374}) \\ \Sigma_{=1}$

Карбонат в метасоматизированных пироксенитах представлен *кальцитом*. Минерал образует две генерации. Первая формирует совместные срастания с апатитом, образуя шлировые обособления (рис. 5.4а) а также встречается в виде вытянутых включений размером от 20 до 200 микрон в кристаллах апатита и титанита (рис. 5.4б). Вторая генерация кальцита выполняет межзерновое пространство и, вероятно, связана с постмагматическими процессами. Химический состав кальцита, в целом, отвечает эталонной формуле, отмечается примесь SrO, 0,69-1,16 мас. %, реже примесь FeO – не более 0,4 мас. %.



Рис. 5.3. а) Прожилки нефелина в флогопитизированном пироксените; б) Включения флогопита в пироксенитовом матриксе; в) Флогопит в метасоматизированном пироксените в ассоциации с цирконом и кальцитом. Изображения в обратно-рассеянных электронах.



Рис. 5.4. а) Скопление зерен апатита в ассоциации с флогопитом и кальцитом; б) Единичное зональное зерно апатита с включениями кальцита, титанита, флогопита. *Изображения в обратно-рассеянных электронах*.

Акцессорная минерализация, присущая метасоматизированным пироксенитам, представлена, в основном, титанитом и цирконом, а также включениями ильменита в титаните.

Ильменит встречается исключительно в виде округлых включений в титаните, размером не более 0,1 мм (рис. 4.5б, г). Состав минерала близок к стехиометрии FeTiO₃; иногда наблюдается дефицит железа (Fe²⁺ 0,81-0,89 ф.е.), скомпенсированный за счет Mn – 0,11 -0,19 ф.е.; изредка регистрируется примесь Nb₂O₅, составляющая не более 0,8 мас. %. В остальном минерал отвечает стехиометрии FeTiO₃.

Формула ильменита из пироксенитов: $(Fe^{2+}_{0,422}Mg_{0,389}Mn_{0,162}Zn_{0,003}Fe^{3+}_{0,024})_1^{+2,024}$ (Ti_{0,976} Fe³⁺_{0,024})₁^{+3,976}O₃

Циркон представлен в породе единичными мелкими призматическими или округлыми агрегатами, часто на контакте с апатитом или титанитом (рис. 5.5в). Кристаллы могут достигать размера 0,3-0,4 мм. Содержание Hf не превышают 0,03 ф.е., содержание других примесей ниже предела обнаружения.



Рис. 5.5. а) Шлировое обособление в пироксените, б) Зерно титанита неправильной формы с включениями ильменита, флогопита, кальцита; в) зерно циркона в ассоциации с апатитом; г) Зерно титанита с включениями ильменита, кальцита, флогопита, циркона. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

4.1.2 Ийолиты

Ийолиты имеют крупнозернистую структуру, местами переходящую в порфировидную, текстура преимущественно массивная (рис. 5.6а). Основной объем породы сложен предположительно минералом из группы энигматита (до 60 об. %), который образует псевдоморфозы по пироксену, а также нефелином (до 40 об. %) (рис. 5.7а). Нефелин часто замещается мариалитом. Как и пироксениты, ийолиты претерпевали метасоматические преобразования (рис. 5.6б), в результате которого, вероятно, и образован энигматит. Также в метасоматизированных ийолитах присутствуют такие минералы как флогопит (до 5 об. %), титанит (до 5 об. %), апатит, кальцит, бадделеит, перовскит, цирконолит. Также в ийолитах наблюдается большое количество сульфидов, вероятно, связанных с постмагматическими процессами.



Рис. 4.6. а) *Фото* образца неизмененного ийолита, б) *Фотография* шлифа метасоматизированного ийолита (*в скрещенных николях*).

Как уже было сказано, по пироксену развивается минерал, вероятно, принадлежащий к группе энигматита (рис. 5.7в). К сожалению, более точно идентифицировать минерал по химическому составу не представляется возможным. Тем не менее, состав корректно рассчитывается на сумму катионов = 28 и сумму зарядов =40 (с поправкой на разделение Fe^{2+} и Fe^{3+}). Магнезиальность минерала находится в пределах 0.6-0.7, отношение $Si/(Si+Al^{IV})$ близко к 0,9. В отличии от собственно энигматита, минерал в ийолитах комплекса Арбарастах имеет повышенное содержание Ca –3.00-3.20 ф.е. Сумма щелочей (Na+K) находится в пределах 2,00-2,20 ф.е.

Формула энигматита: Na4[Fe²⁺10Ti₂]O₄[Si₁₂O₃₆];

Усредненная формула минерала группы энигматита из ийолитов Арбарастаха: $(Ca_{1,82}Na_{1,72}K_{0,46})_{\Sigma=4}^{+5,82}(Mg_{4,28}Ca_{1,46}Fe^{2+}_{2,62}Mn_{0,12}Al_{1,22})_{\Sigma=10}^{+21,22}(Ti_{0,8}Fe^{3+}_{0,79}Al_{0,82})_{\Sigma=2}^{+6,3}O_{4}^{-8}]^{8}[(Si_{10,56}Al_{1,44})_{\Sigma=12}^{+46,56}O_{36}^{-72}]$

Пироксен представлен идиоморфными длиннопризматическими кристаллами размерами до нескольких сантиметров, которые, однако, повсеместно замещаются минералом группы энигматита, сам пироксен встречается лишь в виде блочных зон в центральных частях зерен (рис. 5.76) или отдельных реликтовых зерен до 50 микрон в основной массе породы (рис. 5.7в). В отличие от пироксенитов, пироксены в ийолитах ближе по составу к эгирину. Содержание эгиринового минала варьирует в пределах 50-80 %, тогда как диопсидового минала снижается до 20-45 %, геденбергитового минала обычно не более 20%. Содержание таких элементов как Al, Mn, Cr и др, незначительны.

Формула пироксена из ийолитов:

 $(Na_{0,682} Fe^{3+}{}_{0,635} Ca_{0,301} Mg_{0,196} Fe^{2+}{}_{0,138} Ti_{0,027} Mn_{0,016} Al_{0,005}) \Sigma_{=2}{}^{+4,012} (Si_{1,988} Al_{0,012}) \Sigma_{=2}{}^{+7,988} O_{6} Ma_{0,012} Na_{0,012} Na_{$

Нефелин образует удлиненные субидиоморфные кристаллы? или зерна неправильной формы. Размер кристаллов нефелина не более 1 см. Часто наблюдается замещение мариалитом, особенно в краевых частях зерен (рис. 5.7г). Нефелин, как и в пироксенитах, имеет химический состав близкий к теоретической формуле и не содержит каких-либо примесей.

Флогопит встречается как в виде включений в зернах энигматита (рис. 5.8а), так и образует скопления с магнетитом, апатитом, титанитом в виде гнезд, размером до нескольких сантиметров (рис. 4.8б). Часто здесь же можно встретить включения цирконолита, перовскита, бадделеита, циркона. Слюды в ийолитах менее магнезиальны, чем в пироксенитах (Mg# 60-70), количество Fe находится в пределах 0,8-1,1 ф.е. Также характерны более высокие содержания Ti (0,08-0,12 ф.е.). Концентрации Na не столь высоки и обычно не превышают 0,05 ф.е. Пропорции Si и Al смещены в сторону последнего, но постоянны – 2,7-2,8 и 1,1-1,2, соответственно.

Формула флогопита из ийолитов:

 $(K_{0,917}Na_{0,061}Ba_{0,015})\Sigma_{=0,993}^{+1,008}(Mg_{1,787}Fe^{2+}_{1,046}Ti_{0,101}Al_{0,037}Mn_{0,029})\Sigma_{=3}^{+6,239}(Si_{2,778}Al_{1,222})\Sigma_{=4}^{+14,778}O_{10,0125}(OH)_{2}$

Апатит встречается повсеместно в виде концентрически зональных включений в зернах минерала группы энигматита и нефелина, образует субидиоморфные – идиоморфные кристаллы размером до 0,5 мм (рис. 5.8а). В зернах апатита часто присутствуют включения кальцита, реже титанита и циркона. В целом, химический состав минерала из ийолитов схож с таковым из пироксенитов. Содержание F находится между 0,55-0,75 ф.е., присутствуют примеси РЗЭ, Na и Si - не более 0,05 ф.е для каждого элемента в центральной части зерен и не более 0,1 ф.е. в центральной части зерен. Распределение Sr имеет схожую тенденцию распределения с РЗЭ, Na, Si и изменяется от 0,04 до 0,1 ф.е.

Формула апатита из ийолитов:

 $(Ca_{4,836}Ce_{0,137}Sr_{0,101}La_{0,057}Nd_{0,045}Fe^{2+}_{0,011}Na_{0,002})\Sigma_{=5,189}^{+10,615}(P_{2,697}Si_{0,303})\Sigma_{=3}^{+14,697}O_{12,156}(F_{0,676}(OH)_{0,324})\Sigma_{=1}^{-1}O_{12,156}(F_{0,676}(OH)_{0,576})$



Рис. 5.7. а) Призматические зерна пироксена, замещенные минералом группы энигматита; б) Блоковая зона пироксена в флогопит-энигматитовом матриксе; в) Реликтовое зерно пироксена в нефелине; г) Зерна тринефелина со скаполитовой оторочкой. *Изображения в обратно-рассеянных электронах*.



Рис. 5.8. а) Включения апатита, кальцита, флогопита, титанита в зерна минерала группы энигматита; б) Включения игольчатых зерен цирконолита во флогопите. *Изображения в обратно-рассеянных электронах*.

Титанит встречается в виде отдельных удлиненных кристаллов ромбовидного сечения размером до нескольких сантиметров в длину, зачастую, в качестве включений в зернах минерала группы энигматита (рис. 5.9а). В титаните присутствуют включения цирконолита (рис. 5.10г), перовскита, пирохлора (рис. 5.9д) ильменита (рис. 5.9е). В минерале наблюдается дефицит Ti (0,83-0,87 ф.е.), компенсация которого происходит за счет Al (0,02-0,03 ф.е.), Fe (0,05-0,06 ф.е.), Zr (0,02-0,03 ф.е.), Nb (0,01-0,03 ф.е.). Количество Na меньше, чем в титанитах пироксенитов, и не превышает 0,01 ф.е.

Формула титанита из ийолитов:

 $(Ca_{0,972}Na_{0,019}Ce_{0,005}) \Sigma_{=0,996}^{+1,978} (Ti_{0,846}Fe_{0,056}Zr_{0,037}Al_{0,035}Nb_{0,030}) \Sigma_{=1,003}^{+3,899} (Si_{0,992}Al_{0,008}) \Sigma_{=1,000}^{+3,899} (Si_{0,99}Al_{0,008}) \Sigma_{=$

Магнетит представлен немногочисленными зернами неправильной формы размером до 1 см. Часто можно наблюдать вторичные изменения, замещение сульфидами. В зернах магнетита присутствуют продукты распада магнетит-ильменит, также регистрируются включения ильменита (рис. 5.9а). Сам магнетит приближен к эталонной формуле, отмечаются незначительные примеси Al (не более 0,05 ф.е.) и Ti (не более 0,10 ф.е.) Концентрация последнего понижается от «неизмененного» магнетита (0,05-0,10 ф.е.) до магнетита с продуктами распада (до 0,01 ф.е.).

Минералы группы ильменита представлены двумя генерациями. Первая генерация представляет собой ламели (продукты распада) в магнетите (рис. 5.9а). Этот ильменит приближен к эталонной формуле, содержания пирофанитовой и гейкелитовой составляющей не превышают 5%. Вторая генерация ильменита образует включения в магнетите, титаните, цирконолите, размер изометричных зерен не превышает 50 микрон (рис. 5.9д). Данный генерация отличается очень высокими концентрациями Mn – в количество минала MnTiO₃ находится в дипазоне от 25 до 40 мол. %. Содержания ильменитовой составляющей находится в пределах 60-75 мол. %, концентрация гейкелитовой составляющей не более мол. 5%.

Формула ильменита второй генерации из ийолитов:

$$(Fe^{2+}0,724}Mn_{0,279}Mg_{0,022}Fe^{3+}0,025)\Sigma_{=1}^{+2,025}(Ti_{0,970}Fe^{3+}0,025}Si_{0,005})\Sigma_{=1}^{+3,975}O_{3,005})$$

Кальцит в ийолитах и пироксенитах представлен двумя генерациями. Первая образует включения в зернах амфибола, апатита и флогопита (рис. 4.8a, 4.9a, г), вторая заполняет межзерновое пространство и должна быть признана постмагматической. Химический состав минерала отвечает теоретической формуле: CaCO₃. Из примесей присутствуют Fe и Sr – не более 0,01 ф.е.

Акцессорными минералами в ийолитах являются бадделеит, цирконолит, пирохлор и перовскит. *Бадделеит* встречается в виде редких единичных ксеноморфных зерен, размером не более 100 микрон, часто в виде включений в титаните или на контакте с цирконолитом. В составе бадделеита присутсвтуют примеси Nb (не более 0,02 ф.е.), Mg и Fe (не более 0,01 ф.е. для каждого элемента).

Цирконолит встречается в виде игольчатых или длиннопризматических кристаллов размеров до 200 микрон, преимущественно приуроченных к гнездам флогопита (рис. 5.86, рис. 5.10в), но может встречаться и в ассоциации с титанитом (рис. 5.9г). Химический состав данного минерала отличается от теоретической формулы CaZrTi₂O₇. Так, в позицию А, помимо Ca (0,70-0,83 ф.е.), входит ряд других элементов: торий и уран (Th+U – 0,00-0,10 ф.е.), щелочи (Na+K – 0,00-0,10), лантаноиды (P3Э – 0,00-0,12 ф.е.). В позицию С, кроме Ti (1,26-1,31 ф.е.), входят Fe²⁺ (0,26-0,41 ф.е.) Nb (0,30-0,45 ф.е.), Ta (0,00-0,05 ф.е.). Лишь в позиции В сохраняется постоянство концентрации Zr – 0,94-1,02 ф.е. Данный состав минерала принадлежит к ряду цирконолит-лаахит [Chukanov et al., 2014].

Перовскит наблюдается в виде зерен округлых или псевдокубического габитуса размером до 200 микрон, часто на контакте с зернами титанита (рис. 5.9г), также встречается совместно с пирохлором (рис. 5.9д). Помимо главных компонентов, Са и Ті (0,74-0,76 и 0,87-0,90 ф.е. соответственно), перовскит из ийолитов содержит легкие РЗЭ – 0,011 ф.е. суммарно, Nb 0,08-0,12 ф.е., Na -0,14-0,25 ф.е., Fe: 0,03-0,08 ф.е. и Al: 0,05-0,08 ф.е..

Пирохлор представлен единичными ксеноморфными зернами, размером не более 20 микрон, в виде включений в титаните (рис. 5.9д) или флогопите (рис. 4.10е). Химический состав минерала сильно отличается от состава фторкальциопирохлора: регистрируются высокие содержания Zr (0,09-0,20 ф.е.), Ti (0,39-0,42 ф.е.), Ta (0,03-0,05ф.е.), P3Э (0,14-0,17 ф.е.), и в меньших количествах - других элементов. Наблюдается явное преобладание Ca над Na (1,10-1,33ф.е. и 0,44-0,49 ф.е.). Концентрация F постоянная и равна 0,75-0,77 ф.е.



Рис. 5.9. а) Ромбические сечения зерен титанита в кальците; б) Зерно магнетита, подвергшееся распаду; в) Игольчатые зерна цирконолита в флогопите с включениями карбонатов; г) Призматические зерна цирконолита в титаните с включением ильменита; д) Включение пирохлора и перовскита в титаните; е) Включение пирохлора в флогопите. II1-ильменит 1 генерации, II2- ильменит второй генерации. *Изображения в обратнорассеянных электронах*.

5.1.3 Нефелиновые сиениты

Нефелиновые сиениты имеют мелкозернистую структуру, массивную текстуру (рис. 5.10а). Породы сложены преимущественно альбитом и калиевым полевым шпатом (до 80 об. %), клинопироксеном (10-20 об. %), нефелином (20-30 об. %), апатитом. В качестве второстепенных минералов встречаются апатит, кальцит, банальсит(?). Акцессорные минералы представлены пирохлором, цирконолитом, стронцианитом.

Альбит слагает матрикс породы, образуя зерна размером от первых микрон до 1-2 мм (рис. 5.10а). Химический состав приближен к теоретическому. Концентрация Na находится в диапазоне 0,94-0,97 ф.е., содержания K, Ba, Sr, Fe не превышают 0,02 ф.е для каждого элемента. Отношение Si:Al близко к теоретическому - 3:1. *Калиевый полевой шпат* встречается в виде многочисленных включений массе альбита, представлен удлиненными зернами в длину размером до 100 микрон (рис. 5.10б). Помимо обычных K и Na (0,55 – 1,0 ф.е. и 0,00-0,35 ф.е, соответственно) повсеместно присутствует примесь Ba, равная 0,10-0,16 ф.е. Электронный баланс достигается за счет замещения Si (2,85-2,89 ф.е.) на Al (1,11-1,15 ф.е.). Содержание других примесей (Fe, Ca, Sr) не превышает 0,01 ф.е.

Нефелин встречается в виде округлых или призматических агрегатов зерен размером до первых мм (рис. 5.10а). Зерна однородные, не зональные. Химический состав приближен к эталонной формуле тринефелина.

Пироксен представлен субидиоморфными однородными призматическими кристаллами размером до 1 мм (рис. 5.10а). В зернах пироксена встречаются включения апатита, кальцита (рис. 5.10в). Химический состав пироксена тяготеет к диопсиду (минал диопсида = 47-53 %). Содержания геденбергитового и эгиринового миналов имеют схожие значения и варьируют от 15 до 22 % на каждый минал (рис. 5.10г). Помимо этого, в пироксенах присутствует Al (0,05-0,06 ф.е.), Mn (0,01 ф.е.), реже Ti (не более 0,01 ф.е.), концентрации других элементов ниже предела обнаружения микрозондового метода анализа.

Формула пироксена из нефелиновых сиенитов:

 $(Ca_{0,69}Mg_{0,46}Na_{0,32}Fe^{3+}_{0,28}Fe^{2+}_{0,19}Al_{0,04}Mn_{0,01}Ti_{0,01}\Sigma_{=2}^{+4,02}(Si_{1,98}Al_{0,02})\Sigma_{=2}^{+7,98}O_{6}Na_{0,02}$

Апатит в нефелиновых сиенитах представлен округлыми зернами в альбитовом матриксе размером не более 0,2 мм, а также встречается в виде включений в пироксене (рис.

5.11а). В некоторых зернах апатита наблюдается концентрическая зональность (рис. 5.11а). Содержание F может находится в пределах 0,75-0,82 ф.е. Наблюдается дефицит Ca (4,50-4,65 ф.е.), который частично компенсируется за счет примесей Sr (0,15-0,28 ф.е.) и редких земель (суммарно 0,08-0,16 ф.е.). Присутствуют примеси Na (0,00-0,05) и Si (0,08-0,10), содержание которых коррелирует с содержанием P3Э, что говорит о том, что измофорные замещения происходили по схеме $5Ce^{+3}+3(SiO_4)^{-4} \Leftrightarrow 5Ca^{+2}+3(PO_4)^{-3}$. Количество примесей иже предела обнаружения.

Формула апатита из нефелиновых сиенитов:

 $(Ca_{4,55}Sr_{0,20}Ce_{0,07}Nd_{0,06}Na_{0,04}La_{0,02})_{\Sigma=4,94}^{+9,99}(P_{2,91}Si_{0,009})_{\Sigma=3}^{+14,91}O_{11,95}F_{0,80}(OH)_{0,20}$



Рис. 5.10. а) Общий матрикс породы, сложенный альбитом с зернами пироксена, нефелина, апатита, пирита; б) включения калиевого полевого шпата в альбите. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Минералы класса карбонатов в основном представлены *кальцитом* и *стронцианитом*. Кальцит встречается в виде зерен неправильной формы размером до 200 микрон, часто на контакте с пироксеном и нефелином. В кальците присутствуют включения пирохлора (рис. 5.11б, в), цирконолита (рис. 5.11в), вероятно, цельзиана (рис. 5.11 г). Химический состав минерала приближен к расчетной формуле, наблюдаются примеси SrO (до 0,4 мас. %). Стронцианит представлен единичными ксеноморфными зернами размером

не более 50 микрон (рис. 5.11а). Помимо SrO в состав минерала входят CaO (6,5 мас. %) и Na₂O (0,5 мас. %).

Пирохлор в нефелиновых сиенитах образует единичные субидиоморфные изометричные кристаллы размером около 100 микрон. В центральной части зерен наблюдаются включения карбоната, не диагностированного с точностью до вида (рис. 5.11б). Данные пирохлоры обогащены Ti (0,39-0,42 ф.е.) замещающим Nb (1,46-1,58 ф.е.). Дефицит Na (0,75-0,97 ф.е.) и Ca (0,45-0,78 ф.е.), компенсируется вхождением в соответсвующие позиции Th (0,09-0,15 ф.е.) и РЗЭ (0,07-0,12 ф.е.). Концентрация F не превышает 0,12 ф.е.

Цирконолит, как и пирохлор, представлен немногочисленными изометричными зернами размером до 100 микрон, встречающимися в кальците (рис. 5.11в). В составе минерала присутствуют примеси Nb (0,10-0,14 ф.е.) и Fe (0,25-0,31), замещающих Ti (1,58-1,68 ф.е.). В позицию Ca (0,61-0,79 ф.е.) входят редкоземельные элементы (0,10-0,16 ф.е.).

В основной массе альбита встречаются субидиоморфные зерна размером не более 100 микрон минерала, который по химическому составу близок к BaAl₂Si₂O₈. Данный минерал часто ассоциирует с кальцитом. В составе минерала (при расчете формулы на BaAl₂Si₂O₈) на долю Ва приходится 0,75-0,98 ф.е., замещаться этот элемент может Na или K в равных пропорциях (суммарно от 0 до 0,25 ф.е.). В зависимости от пропорций вышеописанных элементов меняются и пропорции Si и Al.



Рис. 5.11. а) Зональное зерно апатита и микровключения стронцианита; б) Зерно пирохлора (с включением карбоната) в кальците; в) Пирохлор и цирконолит в кальците. *Изображения в обратно-рассеянных электронах*

5.1.4 Айлликиты

Ультраосновные лампрофиры имеют порфировую текстуру, где порфировые вкрапленники (макрокристы) оливина и флогопита погружены в тонкозернистую основную массу (рис. 5.12 а,б,в). Количество макрокрист оливина варьирует от первых до 20 об.%. Минерал повсеместно серепентинизирован по трещинам и краям (рис. 5.12в). Макрокристы флогопита могут слагать до 10 об. %. На каймах макрокристов отчетливо видны оторочки тетраферрифлогопита (рис. 5.12г). Основная тонкозернистая масса сложена карбонатами (преимущественно доломитом), флогопитом, перовскитом, апатитом, субидиоморфным оливином и шпинелидами. Акцессорными минералами являются ильменит, сульфиды (халькопирит, пирротин), бадделеит, пирохлор, сульфаты Ва и Sr.

Оливин представлен зональными макрокристами, размером до 2 мм, с ядрами, которые можно разделить на две группы (рис. 5.13). Ядра первого типа по составу однородны, Mg# около 92-93, концентрация NiO обычно высокое (0,05-0,10 ф.е.), содержание MnO постоянно и равно 0,02 ф.е.. Количества CaO, Al₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃ не превышают 0,01 мас. %. В переходных зонах и краевых частях этих зерен магнезиальность постепенно понижается (Mg# 92-85), концентрация Ni в среднем также уменьшается (0,04-0,06 ф.е.). Возрастает количество примесей: CaO от 0,02 до 0,07 ф.е., Ti от 0,01 до 0,02 ф.е., Cr не более 0,01 ф.е., MnO от 0,04 до 0,06 ф.е. Ядра второго типа имеют более низкую Mg# (83-86) по сравнению с ядрами первого типа, они богаче Al₂O₃, TiO₂ и CaO (не более 0,01 ф.е., соответственно). Данные макрокристы демонстрируют обратную зональность, наблюдается увеличение Mg# в переходных зонах (с 86 до 89)) с уменьшением в краевых частях (86-83). Содержание Ni увеличивается от ядра к середине зерна и уменьшается к краям зерен (NiO 0,27-0,30 мас. % в центральной части, 0,33-0,47 мас. % в переходных зонах и 0,20-0,39 мас. % в краевых частях), а концентрации Ca и Mn увеличиваются (0,10-0,16 и 0,19 и 0,23 ф.е., соответственно).



Рис. 5.12. Фото: а, б) контакт айлликита и апатит-доломитового карбонатита; в) порфировая структура айлликта с макрокристами оливина; *г*) основная масса айлликита. Фото шлифов (в-д) *в проходящем свете, параллельных николях*.

Внутренние зоны имеют более высокие (относительно ядер) содержания NiO (0,07-0,10 ф.е.), Cr₂O₃ (0,00-0,01 ф.е.), CaO (0,02-0,04 ф.е.), MnO (0,02-0,04 ф.е.).

Оливины из основной массы схожи с по составу с краевыми зонами макрокристов как первой, так и второй генераций: Mg# находится в пределах 88,5-83, содержание NiO 0,04-0,08 ф.е., CaO 0,02-0,04 ф.е., MnO 0,02-0,04 ф.е., Cr₂O₃ 0,00-0,02 ф.е.



Рис. 5.13. Изображения оливинов первого (а, б) и второго (в) типов зональных макрокрист оливина из айлликитов и распределение микроэлементов в них. *Изображения в обратно рассеянных электронах*

Формула макрокристов 1го типа оливина из айлликитов:

 $(Mg_{1,702}Fe_{0,285}Ni_{0,007}Mn_{0,004}Ca_{0,003}\ Cr_{0,002}) \Sigma_{=2,002}^{+2,006}\ (Si_{0,997}\ Ti_{0,001}) \Sigma_{=0,998}^{+3,992}\ O_{3,999}$

Формула макрокристов 2го типа оливинов из айлликитов:

 $(Mg_{1,677}\ Fe_{0,310}\ Mn_{0,005}\ Ca_{0,004}\ Ni_{0,004}\ Cr_{0,001}\ Ti_{0,001}\)_{\Sigma=2,002}^{+4,007}\ Si_{0,998}^{+3,996}O_{4,0015}$

Формула фенокристов оливина из айлликитов:

$(Mg_{1,712}Fe_{0,276}Ni_{0,006}Mn_{0,004}Ca_{0,003}Cr_{0,001}Ti_{0,001})_{\Sigma=2,003}+4,009}Si_{0,997}+3,994}O_{4,0015}$

Флогопит также образуют зональные макрокристы размером до первых миллиметров (рис. 5.14а), а также встречается в основной массе в виде идиоморфных зерен размером 50 мкм (рис. 5.14б). Магнезиальность слюд уменьшается от центра к краю (Mg# от 85-70 до 75-60, соответственно), количество Fe варьирует от 0,3 ф.е. в центральной части, до 1,0 ф.е. - в краевых частях. С понижением магнезиальности уменьшается количество Al (от 1,6 до 1,2 ф.е.), а концентрация Ti, напротив, возрастает (от 0,08 до 0,2 ф.е.). Большинство индивидов слюд окружены каймами тетраферрифлогопита (рис. 5.12г, 5.14а), содержащими до 1 ф.е. Fe³⁺. Отмечается примесь Ba, от 0,02 до 0,1 ф.е. Содержание Na не превышает 0,10 ф.е, количество F также невелико и не превышает 0,22 ф.е. Составы зерен флогопита из основной массы и составы краевых частей макрокристов близки.

Формула макрокрист флогопита из айлликитов: (K_{0,861}Na_{0,046}Ba_{0,014}Ca_{0,007}) $\Sigma_{=0,928}^{+0,949}$ (Mg_{2.409}Fe²⁺_{0,416}Ti_{0,168}Fe²⁺_{0,004}Mn_{0,003}) $\Sigma_{=3}^{+6,340}$ (Si_{2,711} Al_{1,287}Fe³⁺_{0,002}) $\Sigma_{=4}^{+14,711}$ O₁₀ ((OH)_{1,855}F_{0,145}) $\Sigma_{=2}$

Формула кайм тетраферрифлогопита из айлликитов:

 $(K_{0,907}Ca_{0,028}) \Sigma_{=0,935}^{+0,963} (Mg_{2,633}Fe_{0,345}Mn_{0,020}Ti_{0,002}) \Sigma_{=3}^{+6,004} (Si_{3,021}Fe^{3+}_{0,650}Al_{0,317}Ti_{0,012}) \Sigma_{=4}^{+0,001} (Si_{3,021}Fe^{3+}_{0,650}Al_{0,517}) \Sigma_{=4}^{+0,001} (Si_{3,021}Fe^{3+}_{0,650}Al_{0,517}) \Sigma_{=6}^{+0,001} (Si_{3,021}Fe^{3+}_{0,650}Al_{0,517}) \Sigma_{=6}^{+0,$

Минералы группы шпинели встречаются в основной массе и представлены тремя основными генерациями (рис. 5.15). Первая генерация представлена ядрами хромита (рис. 5.15а), окруженного минералом серии ульвошпинель-магнетита I (вторая генерация) с очень узкой внешней каймой минерала серии ульвошпинель-магнетита II (рис. 5.15б) с более высокой магнезиальностью (третья генерация). Ядра хромита обогащены Ni (до 0,12 ф.е. NiO, при среднем 0,07 ф.е. NiO), в отличие от минерала серии ульвошпинель-магнетита, содержащим в среднем не более 0,02 ф.е. NiO. Содержание Mg в хромитах варьирует в пределах 0,3-0,6 ф.е., Ti - 0,1-0,4 ф.е. Для минералов серии ульвошпинель-магнетит характерно содержание Mg от 0,05 до 0,3 ф.е., Ti от 0,3 до 0,6 ф.е.. Включения шпинелидов во вкрапленниках оливина (рис. 5.15в) имеют состав, аналогичный составу шпинелидов основной массы, где твердые растворы магнезиохромит-хромит отмечаются в ядрах кристаллов, которые обрастают узкими каймами минерала серии ульвошпинель-магнетит II. Эти каймы по составу близки к минералам группы шпинели второй генерации.



Рис. 5.14. Флогопит из айлликитов Арбарастаха: а) Макрокристы флогопита с каймами тетраферрифлогопита; б) Флогопит в основной массе породы. Изображения в обратно-рассеянных электронах.



Рис. 5.15. Минералы группы шпинели из айлликитов: а) Кристалл минерала группы шпинели с атолловой структурой б) Срастания минералов группы шпинели 1 и 2 генерации; в) Включения шпинели в оливине. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Формула хромита из айлликитов:

 $(Mg_{0,471} Fe^{2+}_{0,516} Mn_{0,012} Ca_{0,001}) \Sigma_{=1}^{2+} (Cr_{1,121} Fe^{3+}_{0,333} Fe^{2+}_{0,183} Al_{0,165} Ti_{0,183} Ni_{0,008} V_{0,005} Zn_{0,002}) \Sigma_{=2}^{+6} O_{4}$

Формула минерала серии ульвошпинель-магнетит I из айлликитов:

 $(Fe^{2+}_{1,305}Fe^{3+}_{0,643}\ Mn_{0,033}Mg_{0,009}\ Zn_{0,008}Ca_{0,002}) \Sigma_{=2}^{+4,643}\ (Fe^{3+}_{0,473}Ti_{0,356}Al_{0,120}Cr_{0,038}Ni_{0,007}Si_{0,004}V_{0,002}) \Sigma_{=1}^{+3,357}O_{4}$

Формула минерала серии ульвошпинель- магнетит II из айлликитов:

 $(Fe^{2+}0,990Fe^{3+}0,845Mg_{0,156}Mn_{0,009}) \\ \\ \Sigma = 2^{+4,845} (Fe^{3+}0,849Ti_{0,136}V_{0,009}Al_{0,003}Si_{0,002}Zn_{0,001}) \\ \\ \Sigma = 1^{+3,155}O_{4} (Fe^{3+}0,849Ti_{0,001}V_{0,001}X) \\ \\ \Sigma = 1^{+3,155}O_{4} (Fe^{3+}0,849Ti_{0,001}V_{0,01}X) \\ \\ \Sigma = 1^{+3,155}O_{4} (Fe^{3+}0,849Ti_{0,01}V_{0,01}X) \\ \\ \Sigma = 1^{+3,155}O_{4} (Fe^{3+}0,849Ti_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,01}V_{0,0$

Включения ильменита (рис. 5.16а) в оливине содержат 30-50% гейкелитового минала, количество пирофанитовой составляющей незначительна. Минерал содержит примесь Cr (до 0,03 ф.е.), гематитовая составляющая 11-16 мол. %. Ильменит основной массы (рис. 5.16б), а также ильменит встречающийся в обособлениях шпинели содержит меньше Mg (гейкелитовая составляющая >20 %) и больше Mn (содержание пирофанитового минала 8-17 %), чем таковой из включений в оливине, количество гематитовой составляющей широков варьирует (0,5-18 мол. %). Ильменит основной массы также отличается от минерала из включений более низким Cr_2O_3 (< 0,1 мас. %) и обогащением Nb₂O₅ (до 0,75 мас. %).

Ильменит основной массы из айлликитов:

$$(Fe^{2+}_{0,916}Mn_{0,047}Ca_{0,018}Mg_{0,012})\Sigma_{=0,993}^{+1.986}(Ti_{0,983}Si_{0,018}Nb_{0,06})\Sigma_{=1,007}^{+4,032}O_{3,009})$$

Включения ильменита в айлликите:

$$(Fe_{0,540}{}^{2+}Mg_{0,345}Fe^{3+}_{0,104}Mn_{0,011})\Sigma_{=1}{}^{+2,104}(Ti_{0,891}Fe^{3+}_{0,096}Al_{0,005}Cr_{0,004}Ni_{0,001}V_{0,003})\Sigma_{=1}{}^{+3,896}O_{3}$$

Апатит является одним из минералов, слагающих основную массу породы (рис. 5.17в). Содержания F низкие (до 0,3 ф.е.). Количество примесей минимально, РЗЭ и Na - ниже предела обнаружения микрозондового метода исследования, концентрация Sr в диапазоне 0,03-0,05 ф.е. При этом количество Si может достигать 0,2-0,25 ф.е. Формула апатита из айлликитов:

 $(Ca_{4,961}Na_{0,030}Sr_{0,045}Fe_{0,025}Ce_{0,008}La_{0,003}) \Sigma_{=5,072}^{+10,162} (P_{2,755}Si_{0,197}) \Sigma_{=2,952}^{+14,563}O_{11,862} ((OH)_{0,586}) + F_{0,307}Cl_{0,007}) \Sigma_{=1}$

Пирохлор представлен единичными зернами правильной формы, размером до 500 микрон. Зерна имеют концентрическую зональность, в центральной части встречаются включения апатита, галенита, карбонатов. В целом, химический состав минерала отвечает формуле натропирохлора: содержание F находится в пределах 0,43-0,85 ф.е. Na незначительно преобладает над Ca – 1,0-1,2 и 0,65-0,90 ф.е, соответственно (рис. 5.18 в). Другими катионами, входящими в позицию A, являются легкие РЗЭ (до 0,13 ф.е.), Th (0,07-0,12 ф.е.), U (0,00-0,04 ф.е.), Mg (0,01-0,04 ф.е.). В целом, отмечается крайне высокое содержание катионов, входящих в позицию A, зачастую, даже больше теоретических, что

не характерно для минералов группы пирохлора. Количество Nb несколько отличается от теоретического, 1,8 – 1,85 ф.е. Его замещают преимущественно Fe (0,07-0,11 ф.е.), Ta (0,01-0,04 ф.е.), Zr (0,05-0,08 ф.е).



Рис. 5.16. а) Включения ильменита в оливине 1 генерации; б)Ввключения ильменита в матриксе породы; в) Зерна апатита в основной массе айликита. Изображения в обратнорассеянных электронах.

Зерна перовскита однородны. Состав минерала близок к теоретическому (CaTiO₃ – 91-94%, лопаритовая составляющая Na_{0,5}Ce_{0,5}TiO₃ – до 8%, примесь люешита составляет не более 1%. Содержания Fe, Al, Sr, незначительны, концентрации других элементов ниже предела обнаружения.

Карбонаты являются главными минералами основной массы. Доломит преобладает над кальцитом. Последний имеет близкую к идеальной формулу с небольшими содержаниями FeO, MgO и MnO (до 0,6 мас. %). SrO не превышает 1,2 мас. %. *Доломит* содержит примесь SrO (до 0,7 мас. %) и до 8 мас.% FeO.

5.2 Фоскориты комплекса Арбарастах

По минеральному составу, соотношению минералов и структурно-текстурным характеристиками фоскориты делятся на три типа, описание которых дано ниже:

5.2.1 Мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты

Данные фоскориты имеют мелкозернистую структуру, массивную текстуру (рис. 5.17а). Породы состоят из магнетита (40-50 об. %), форстерита (30-40 об. %), апатита (10-20 об. %), флогопита (5-20 об. %), кальцита и магнезита (0-10 об. %) (рис. 5.17б). Акцессорные минералы представлены пирохлором, бадделеитом, Се- бастнезитом.



Рис. 5.17. Фото образца (а) и шлифа (б), (*в проходящем свете, параллельных николях*) мелкозернистого форстерит-магнетитового фоскорита.

Магнетит образует многочисленные одиночные ограненные кристаллы размером не более 1 мм (рис. 5.18а). Мелкие зерна могут срастаться с более крупными, образуя угловатые агрегаты, однако формы выделения магнетита позволяют предполагать, что этот минерал являлся ликвидусным в минеральной ассоциации данных фоскоритов. В магнетите можно встретить включения форстерита, апатита, пирохлора, бадделеита (рис. 5.18б). Содержания Ni и Cr в магнетите близки к пределу обнаружения и не превышают 50 г/т. Концентрация Mg в минерале повышается от центральной части зерен к краям (0,1-0,2 ф.е.), таким же образом ведет себя Al (0,07-0,20 ф.е.) и Mn (от 0,01 до 0,05 ф.е.). Ті распределен неравномерно, в некоторых зернах его концентрация может достигать 0,1 ф.е., но в большинстве зерен не превышает 0,02 ф.е.

Формула магнетита из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов:

$$(Fe^{2+}0,791}Mg_{0,200}Mn_{0,026}) \Sigma_{=1,017}^{+2,034} (Fe^{3+}1,923}Al_{0,038}Ti_{0,018}Zn_{0,003}V_{0,001}) \Sigma_{=1,983}^{+5,966}O_{4}$$



Рис. 5.18. Магнетит из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов: а) зерна магнетита в общей структуре породы; б) включения кальцита, форстерита и бадделеита в магнетите. Изображения в обратно рассеянных электронах

Форстерит представлен макрокристами размером до 2-3 миллиметров (рис. 5.19а), также встречается в виде включений до 50 микрон в магнетите и апатите (рис. 5.19б). Включения оливинов по составу наиболее приближены к форстериту (Mg# 98-99), макрокристы оливина показывают чуть меньшую концентрацию Mg (Mg# 96-98,5). Содержания Cr и Ni не превышают 50 г/т. Концентрации Mn и Ca повышаются с понижением магнезиальности – 2500-4500 и 50-700 г/т, соответственно.

Формула форстерита из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Mg_{1,914}Fe_{0,076}Mn_{0,010}Ca_{0,003}) \Sigma_{=2,003}^{+4,006} (Si_{0,996}Al_{0,001}) \Sigma_{=0,997}^{+3,987}O_{7,993}$

Апатит образует многочисленные удлиненные кристаллы размером до нескольких миллиметров в длину, создающие массивные скопления (рис. 5.19а). Также апатит встречается в виде радиально-лучистых и округлых агрегатов в краевых частях макрокрист форстерита. Как в магнетите встречаются включения апатита, так и в апатите можно встретить включения (до 100 микрон) магнетита (рис. 5.20б). Помимо этого, в апатите распространены включения пирохлора и бадделеита. Химический состав описываемого минерала тяготеет к гидроксоапатиту – содержание F находится в пределах 0,3-0,4 ф.е. Содержание примесей в составе минимально: концентрации Na, Si, Sr, P3Э – в пределах 0,00-0,03 ф.е., другие - ниже предела обнаружения микрозонда.

Формула апатита из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Ca_{5,045}Sr_{0,030}Na_{0,013}Ce_{0,008}Nd_{0,005}Fe_{0,002}La_{0,002}Ba_{0,001}) \Sigma_{=5,106}^{+10,214} (P_{2,992}Si_{0,008}) \Sigma_{=4}^{+14,992}O_{12,103}F_{0,328}S_{0,002}Cl_{0,001}$



Рис. 5.19. Оливин из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов: a) макрокристы форстериста с включениями магнетита; б) включения форстерита и магнетита в апатите. *Изображение в обратно отраженных электронах*

Флогопит в фоскоритах встречается в виде бесформенных ксеноморфных зерен. Размер зерен обычно не превышает 300 микрон. Флогопит характеризуются практически полным отсутствием железа – Mg# 90-100, Fe не более 0,1 ф.е. Содержание Ti также низкое – не более 0,02 ф.е. Характерной особенностью флогопита из мелкозернистых форстеритмагнетитовых фоскоритов является высокое содержание Na – до 0,25 ф.е.. Содержание Ba обычно не превышает 0,05 ф.е., концентрации Al и Si отклоняются от теоретических – 1,3-1,35 и 2,7-2,8, соответственно.

Формула флогопита:

 $(K_{0,708}Na_{0,228}Ba_{0,013})\Sigma_{=0,949}^{+0,962}(Mg_{2,678}Fe^{3+}_{0,100}Al_{0,217}Ti_{0,003}Mn_{0,002})\Sigma_{=3,00}^{+6,323}(Si_{2,590}Al_{1,410})$ $\Sigma_{=4}^{+14,590}O_{9,937}(OH)_{1,991}F_{0,009}$



Рис. 5.20. Апатит из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов: а) округлые включения апатита в краевой части макрокриста оливина; б) включения магнетита в апатите. Изображения в обратно отраженных электронах

Минералы класса карбонатов в мелкозернистых фоскоритах представлены в основном *кальцитом*. Данный минерал выполняет интерстиции между зернами магнетита, апатита и форстерита. Местами наблюдаются включения магнезита в кальците (рис. 5.21 а). Последний содержит в своем составе MgO до 2 мас. %, в магнезите концентрация MgO уменьшается до 0,5 мас. %. Магнезит содержит примесь CaO от 0,5 до 5 мас. %. В некоторых анализах регистрируется примесь FeO не более 0,7 мас. %, содержание других элементов - ниже предела обнаружения.

Бадделеит присутствует в виде включений в апатите, магнетите, реже форстерите. Данный минерал встречается как в сростках с пирохлором (рис. 5.21б), так и в виде отдельных зерен (рис. 5.21в). Размер агрегатов обычно не превышает 150 мкм. Помимо Zr в состав бадделеита входят такие микроэлементы как Hf, Nb, Fe – на каждый элемент приходится от 0,00 до 0,02 ф.е.

Пирохлор встречается исключительно совместно с бадделеитом, образуя в последнем включения или срастания (при этом размер пирохлора всегда кратно меньше размера бадделеита). Na (0,53-0,72 ф.е.) и, в меньшей, Ca (0,68-0,90 ф.е.) замещаются Th (0,14-0,16 ф.е.), U (0,18-0,21 ф.е.), (количество U и Th имеет прямую корреляцию, Sr (0,04 ф.е.), Mg (0,04-0,08 ф.е.), P3Э (0,10-0,12 ф.е.). Содержание Nb находится в пределах 1,4-1,5 ф.е. в значительных количествах присутствует Ta (0,20-0,23 ф.е.), Zr (0,12-0,14 ф.е.), Fe²⁺ (0,11-0,22 ф.е.), содержание Zr ниже предела обнаружения микрозонда. Содержание F постоянно и находится в пределах 0,38-0,42 ф.е.



Рис. 5.21. Карбонаты и акцессорные минералы из мелкозернистых форстеритмагнетитовых фоскоритов: а) включения магнезита в кальците; б) ассоциация бадделеита и пирохлора в апатите; в) зерно бадделеита с включениями форстерита. Изображения в обратно рассеянных электронах

5.2.2 Пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты

Данный тип фоскоритов по минеральному составу схож с мелкозернистыми форстерит-магнетитовыми разностями, однако имеет крупнозернистую, до пегматоидной, структуру, массивную текстуру (рис. 5.22а). Доля оливина и магнетита несколько уменьшается (20-30 об. % и 30-40 об. %, соответственно), увеличивается количество апатита (30-40 об. %), флогопита (5-20 об. %) и кальцита (0-10 об. %). Акцессорными минералами являются бадделеит, цирконолит, пирохлор, ильменит, повсеместно развиты сульфиды (пирит, халькопирит), реже встречаются барит и целестин.

Форстерит в пегматоидных фоскоритах представлен идиоморфными однородными макрокристами размером до 1 см (рис. 5.22б) или же включениями в магнетите размером от 20 мкм. Повсеместно в форстерите наблюдаются включения апатита. Химический состав макрокрист и включений оливина практически неразличим – можно отметить небольшое увеличение магнезиальности во включениях (Mg# 94-90) по сравнению с макрокристами (Mg# 92-88). Как и в оливине мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов, в данном минерале содержания Ni и Cr, в основном, ниже предела обнаружения микрозонда. Концентрация Mn увеличивается с понижением магнезиальности, и находятся в пределах 0,01-0,02 ф.е. Содержание Са тоже сначала увеличивается с понижением магнезиальности (при Mg# 94-92 меняется от 0,003 до 0,004 ф.е.

63

Формула оливина из пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Mg_{1,857}Fe^{2+}_{0,128}Mn_{0,012}Ca_{0,003}){\scriptstyle{\Sigma=2}^{4+}}Si_{1,000}{}^{4+}O_{4}$



Рис. 5.22. Пегматоидный форстерит-апатит-магнетитовый фоскорит: a) фото образца; б) пространство м/у форстеритом, магнетитом и цирконолитом выполнено апатитом (изображение в обратно рассеянных электронах)

Апатит представлен обильными включениями в магнетите и форстерите, размер таких включений от десятка микрон до 5 мм. Также апатит выполняет интерстициии между вышеописанными минералами (рис. 5.22б). Химический состав апатита из пегматоидных фоскоритов постоянен. Концентрация F изменяется от 0,35 до 0,5 ф.е., содержание Si, P3Э, Na не более 0,05 ф.е. Количество Sr также не высокое – от 0,03 до 0,05 ф.е.

Формула апатита из пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Ca_{4,946}Na_{0,040}Sr_{0,034}Ce_{0,023}Nd_{0,017}La_{0,009}Fe_{0,005}Y_{0,001}Ba_{0,001}) \Sigma_{=5,076}^{+10,162}(P_{2,935}Si_{0,065}) \Sigma_{=3}^{+14,935}Si_{0,065}) \Sigma_{=3}^{+14,935}O_{12,048}((OH)_{0,637}F_{0,361}S_{0,001}Cl_{0,001}) \Sigma_{=1}^{-1,001}$

Магнетит представлен как кристаллами октаэдрического облика, размером до 2-3 мм, так и ксеноморфными зернами, размером до 10-15 см (рис. 5.226). Последние содержат множество включений оливина, апатита, флогопита, цирконолита, бадделеита. Концентрации Ni и Cr обычно не превышают 100 г/т для любых разностей магнетита. Содержание Mg в составе магнетита повышается от мелких зерен (0,1-0,15 ф.е.) к крупным (0,15-0,2 ф.е.), тем же трендам следуют Al (0-0,15 ф.е. в мелких зернах и до 0,22 ф.е. в

крупных и Ті (0-0,15 ф.е. и 0,12-0,20 ф.е.). В целом, заметно увеличение Ті в крупных кристаллах от центральной части к краевой. Концентрация Мп не столь высока, чтобы отслеживать какую-либо тенденцию, в среднем достигает 0,05 ф.е.

Формула магнетита из пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Fe^{2+}_{0,807}Mg_{0,152}Mn_{0,041}) \Sigma_{=1}^{2+} (Fe^{3+}_{1,825}Ti_{0,079}Fe^{2+}_{0,075}Al_{0,014}Zn_{0,004}Cr_{0,001}Ni_{0,001}Si_{0,001}) \Sigma_{=2}^{6+}O_{4}$

Флогопит в данных фоскоритах представлен субидиоморфными кристаллами, размером от 2-3 миллиметров до 2-3 сантиметров, с каймами тетраферрифлогопита; также встречается в виде включений в магнетите и апатите, размер таких включений не более 500 микрон. Флогопит в пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритах имеет высокую магнезиальность (Mg# 90-100). Включения флогопита в других минералах характеризуется минимальными значениями Fe. Содержание Ti не превышает первых сотых ф.е., Na находится в пределах 0,01-0,07 ф.е., Ba - ниже предела обнаружения. В каймах тетраферрифлогопита содержание Fe³⁺ меняется от 0,5 до 1,0 ф.е., обычно количество железа в тетраэдрической позиции больше в слюде из более крупнозернистых разностей пород. Наиболее богатыми фтором являются слюды из включений (до 0,3 ф.е.), в минерале из макро- и мегакрист оливинов концентрация фтора уменьшается от центральных частей к краевым – 0,20-0,10 ф.е.).

Формула флогопита из пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(K_{1,020}Na_{0,058}Ba_{0,004}Ca_{0,003})\Sigma_{=1,085}^{+1,092}(Mg_{2,882}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,185}Ti_{0,006}Mn_{0,003})\Sigma_{=3,076}^{+6,164}(Si_{2,972}Al_{0,928}Fe_{0,076}Cl_{0,026})\Sigma_{=2}^{-2}$

Кальцит представлен либо мелкозернистой массой (размер зерен не более 0,1 мм), либо крупными кристаллами до нескольких мм. Может образовывать крупные скопления между зерен магнетита и форстерита. Химический состав отвечает теоретической формуле, концентрации Fe и Sr – не более 0,01 ф.е.

Бадделеит встречается как в виде включений в зернах магнетита (первые десятки микрон) так и - крупных отдельных кристаллов в основной массе породы, размером до 2-5 мм (рис. 5.23а). В бадделеите примесь Нf может достигать 0,01 ф.е., остальные примеси находятся ниже предела обнаружения. Цирконолит также встречается в виде включений в магнетите (рис. 5.236), а также образует удлиненные или ромбические кристаллы до 0,5 мм. Иногда в таких кристаллах прослеживается концентрическая зональность, а каймы могут

быть сложены микросростками бадделеита и, предположительно, рутила (размер отдельного агрегата не более 10 микрон) (рис. 5.23в). Состав цирконолита также весьма вариативен. В позицию Са (0,6-0,75 ф.е.) могут входить Mg (0-0,09 ф.е.), Th и U с преобладанием первого (суммарно до 0,1 ф.е.), РЗЭ (0,15-0,25 ф.е.), Na и K ниже предела обнаружения микрозонда. На место Ti (1,0-1,2 ф.е.) входят Nb (0,35-0,60 ф.е.), Ta (0,01-0,05 ф.е.) и Fe (0,40-045 ф.е.). Содержание Zr постоянно, в пределах 0,98-1,02 ф.е. Количество фтора меняется от 0,00 до 0,15 ф.е.

Пирохлор встречается в виде включений в зернах бадделеита и магнетита, размер не превышает 50 микрон. Минерал также формируют сростки с цирконолитом – размеры их зерен при этом примерно равны (рис. 5.23б) По химическому составу минерал приближен к теоретической формуле фторнатропирохлора. Концентрации Na и Ca составляют 0,9-1,05 ф.е. для каждого элемента с небольшим преобладанием последнего. Концентрация Nb находится в пределах 1,4-1,9 ф.е., содержание Ta не превышает 0,2 ф.е., чаще ниже предела обнаружения. Концентрация Ti, замещающего Nb, постоянна и изменяется от 0,15, до 0,25 ф.е. Наблюдается примесь лантаноидов, от 0,1 до 0,15 ф.е.



Рис. 5.23. Акцессорные минералы в пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритах. а) удлиненные зерна бадделеита; б) включения в магнетите цирконолита и пирохлора; в) ромбическое зерно цирконолита с оторочкой, состоящей из срастаний бадделеита и брокита. *Изображения в обратно-рассеянных электронах*.

5.2.3 Пегматоидные хондродит-апатит-магнетитовые фоскориты

Данный тип фоскоритов характеризируется пегматоидной структурой, полосчатой, прожилковатой текстурой. Основная масса породы сложена магнетитом (30-50 об. %), апатитом (30-40 об. %), флогопитом, хондродитом (5-10 об. %), карбонатами – кальцитом и доломитом, с явным преобладанием второго (суммарно до 20 об. %). Повсеместно

встречаются минералы класса сульфидов, барит. Акцессорными минералами являются пирохлор, бадделеит, апатит, стронадельфит, галенит.

Магнетит образует кристаллы октаэдрического облика размером до 1 см или зерна неправильной формы размером до 5-6 см (рис. 5.24а). Магнетит содержит большое количество включений других минералов, таких как апатит, флогопит, пирохлор. Содержание Ni и Cr не превышает 100 г/т. Концентрация Mg в магнетите повышается от более мелких, ограненных зерен к более крупным (от 0,16 до 0,4 ф.е.). Al и Ti коррелирует с Mg, концентрации находятся в пределах 0,0-0,20 ф.е для каждого, количество Mn не превышает 0,05 ф.е.

Формула магнетита из пегматоидных хондродит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

$$(Fe^{2+}_{0,712}Mg_{0,253}Mn_{0,035})\Sigma_{=1}(Fe^{3+}_{1,914}Al_{0,061}Ti_{0,011}Fe^{2+}_{0,010}Zn_{0,003}V_{0,001})\Sigma_{=2}^{+6}O_{3}$$

Апатит, в основном, образует идиоморфные и субидиоморфные зерна размером до 2 мм, часто образующие скопления (рис. 5.24а). В пирохлоре апатит образует включения до 20 микрон в срастании с стронадельфитом. Среди апатитов из всех типов фоскоритов, данный минерал наиболее обогащен фтором и переходит из гидроксоапатита во фторапатит (0,5-0,6 ф.е.). Содержание всех примесей соответствует таковым в других апатитах из фоскоритов и не превышает 0,05 ф.е.

Формула апатита из пегматоидных хондродит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Ca_{4,971}Sr_{0,033}Na_{0,022}Ce_{0,009}Nd_{0,003}La_{0,002})\Sigma_{=5,040}^{+10,072}(P_{2,995}Si_{0,005})_{3}^{+14,995}O_{12,0325}((OH)_{0,510}S_{0,00})_{0,001}F_{0,487})\Sigma_{=1}^{-1,002}$

Доломит, в основном, представлен массивными скоплениями между зерен магнетита (рис. 5.32а). К этим скоплениям приурочены кристаллы флогопита, пирохлора. Химический состав минерала близок к формуле CaMg(CO₃)₂. Из примесей постоянными являются FeO (до 0,4 мас. %) и MnO (до 0,7 мас. %).



Рис. 5.24. Пегматоидный апатит-магнетитовый фоскорит а) общий вид породы; б) ассоциация флогопита и доломита. *Изображение в обратно рассеянных электронах*

Флогопит представлен пластинчатыми кристаллами размером до 3-4 мм, распространен во всем объеме породы, однако наибольшие скопления образует в доломите (рис. 4.24б). Большинство зерен обладают плавной концентрической зональностью. Минерал имеет Mg# 90-100, содержание Fe не более 0,2 ф.е. Ti ниже предела обнаружения, Na изменяется в пределах 0,02-0,05 ф.е. Содержание F не высокие, от 0,05 до 0,4 ф.е. Зональность обуславливается замещением по схеме K+Si \Leftrightarrow Ba+Al (флогопит-киноситалит), которая наблюдается в слюдах из апатит-доломитовых карбонатитов. Количество Ba в каймах может достигать 0,2 ф.е., Al при этом также возрастает до 1,5 ф.е. Si в краевых частях заметно снижается и может доходить до 2,5 ф.е.

Формула флогопита из пегматоидных хондродит-апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(K_{0,929}Ba_{0,053}Na_{0,020}) \Sigma_{=1,002}^{+1,055} (Mg_{2,832}Fe^{2+}_{0,079}Fe^{3+}_{0,015}Al_{0,066}Mn_{0,002}Ti_{0,006}) \Sigma_{=3}^{+6,078} (Si_{2,852}Al_{1,148}) \Sigma_{=4}^{+14,852} O_{10} (OH)_{1,730}F_{0,270}$

Хондродит представлен округлыми макрокристами размером до 1 мм, без видимой зональности (рис 5.24а). Состав не показывает широких вариаций, Мg находится в пределах 4,91-4,94 ф.е., Fe – 0,05-0,07 ф.е., Mn до 0,02 ф.е. Количество Si -1,99-2,00 ф.е. Содержание F находится в пределах 0,93-0,98 ф.е., расчетное количество (OH) – 1,02-1,07 ф.е., соответственно. Содержание других элементов ниже предела обнаружения.

Формула хондродита из пегматоидных апатит-магнетитовых фоскоритов:

 $(Mg_{4,935}Fe_{0,054}Mn_{0,012})_{\Sigma=5,001}^{+10,002} Si_{1,999}^{+7,996} O_{8,999} F_{0,989} (OH)_{0,011}$

Пирохлор в пегматоидных апатит-магнетитовых фоскоритах представлен двумя генерациями. Первая разновидность пирохлора образует небольшие включения (40-50 микрон) в магнетите (рис. 5.25а). Такие пирохлоры могут быть как зональными, так и однородными. Включения описываемого минерала в магнетите образуют ряд составов между пирохлором и микролитом: Nb (1,5-1,9 ф.е.) замещается на Та (0,3-0,5 ф.е.). Содержание Fe относительно других пирохлоров различных типов пород комплекса низкое (0,10-0,27 ф.е.). Fe имеет степень окисления 3+, что аргументируется балансом электроотрицательности. Другой особенностью этой генерации пирохлора является практически полное отсутствие примесей Th, U, Zr, РЗЭ – обычно не более 0,10 ф.е. Содержания фтора во включениях пирохлора высокие и находятся в пределах 0,8-1,0 ф.е. Вторая генерация образует довольно крупные (до 300 микрон) хорошо ограненные концентрически зональные кристаллы, ядра которых сложены агрегатом зерен бадделеита различной формы (рис. 5.256), при этом размер непосредственно бадделеита уступает размеру пирохлора. Минерал второй генерации чаще всего образует скопления совместно с доломитом. В таких пирохлорах присутствуют включения апатита, стронадельфита, галенита (рис. 5.25в). В крупных зональных зернах пирохлора основными примесями в центральной части зерен являются Ta (0,1-0,3 ф.е.), Th (0,08-0,15 ф.е), U – (0,05-0,20 ф.е.), в краевых частях происходит обогащение Ва, Ті, Na (рис. 4.333). Примечательно, что концентрации Th и U имеют обратную корреляцию – центральные зоны пирохлоров более насыщены Th, краевые части показывают повышенное содержание U. Отчетливо наблюдается понижение Zr от центральных частей зерна (0,20-0,13 ф.е.) к периферии (0,12-0,08 ф.е.). Содержание F уменьшается от центра к периферии: от 0,8 до 0,4 ф.е.

Бадделеит, слагающий центральные части зерен пирохлоров, имеет химический состав, приближенный к ZrO₂. Отмечается примесь Nb от 0,00 до 0,03 ф.е., остальные примеси - ниже предела обнаружения.



Рис. 5.25. Пирохлоры в пегматоидных форстерит-апатит-магнетитовых фоскоритах: а) включения пирохлора первой генерации в магнетите; б) пирохлор второй генерации в ассоциации с доломитом и флогопитом; в) включение стронадельфита в пирохлоре второй генерации. Изображения в обратно рассеянных электронах

5.3 Карбонатиты комплекса Арбарастах

5.3.1 Апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты

Ниже приводится описание апатит-доломитовых карбонатитов, т.к. а) минералогические особенности данных типов пород весьма схожи, б) апатит-доломитовые карбонатиты гораздо более распространены. Породы, в основном, мелкозернистые, реже среднезернистые, с массивной текстурой (рис. 5.26а). Основной матрикс породы сложен минералами класса карбонатов (70-80 об. %) с преобладанием доломита (50-60%) над кальцитом (10-20%). Другим главным минералом является апатит (15-20%), в подчиненном количестве находится флогопит (3-5 об. %), магнетит (2-5 об. %) (рис. 4.26б). Акцессорными минералами являются пирохлор, бадделеит, стронадельфит, галенит и Nb-Th не диагностированная фаза.



Рис. 5.26. Апатит-доломитовые карбонатиты. a) фото образца; б) фото шлифа в проходящем свете, без анализатора.

В апатит-доломитовых карбонатитах доломит представлен округлыми субидиоморфными зернами размером не более 0,5 мм, которые слагают основной матрикс породы. Химический состав доломита однороден, Са находится в пределах 0,50-0,55 ф.е., Мд 0,45-0,50 ф.е. Кальцит образует небольшие (до 0,5 мм) отдельные субидиоморфные зерна в массе доломита. В апатит-кальцитовых карбонатитах количество кальцита увеличивается (40-50%) за счет уменьшения количества доломита (20-30%). Химический состав кальцита отвечает теоретической формуле, содержание Са варьирует от 0,9 до 1,0 ф.е., количество Mg уменьшается обратно пропорционально количеству Ca и варьирует в пределах 0,00-0,10 ф.е. Основными примесями в карбонатах являются Sr и Fe, их концентрации не превышают 0,01 ф.е., содержание других элементов - ниже предела обнаружения.

Апатит образует длиннопризматические или игольчатые кристаллы длиной до 2-3 мм, часто можно наблюдать радиально-лучистые агрегаты в общей массе карбонатов (рис. 5.27а). Также апатит встречается в виде включений в магнетите (рис. 5.27б). Химический состав обоих видов апатита идентичен. F варьирует от 0,45 до 0,6 ф.е. и увеличивается от центра зерна к краю. Содержание Si минимально (не более 0,02 ф.е.), количество Na, Sr и РЗЭ не превышает 0,05 ф.е.

Апатит из апатит-доломитовых карбонатитов:

 $(Ca_{4,971}Sr_{0,033}Na_{0,022}Ce_{0,009}Nd_{0,003}La_{0,002}) \Sigma_{=5,040}^{+10,072} (P_{2,995}Si_{0,005}) \Sigma_{=3}^{+14,995}O_{12,0335} ((OH)_{0,512}F_{0,487}S_{0,001}) \Sigma_{=1} + 10000 S_{10,003} S_{10,002} S_{10,003} S_{$

Магнетит встречается в виде идиоморфных кристаллов, размером от 0,1 до 2-3 мм (рис. 5.276). Данный минерал представлен как отдельными зернами во всем объеме породы,
так и скоплениями кристаллов. В магнетите часто можно наблюдать включения апатита, пирохлора (рис. 5.276), карбонатов (в основном, кальцита). Магнетит в апатитдоломитовых карбонатитах содержит высокую концентрацию Mg, которая увеличивается от центра зерен (0,1-0,3 ф.е.) к периферии (0,3-0,45 ф.е.). Аl и Mn возрастают совместно с Mg – от 0,1 до 0,2 ф.е. и от 0,01 до 0,05 ф.е., соответственно. Общее содержания Fe уменьшается от центра зерна (2,8-2,6 ф.е.) к краю (2,5-2,3 ф.е.). Концентрации других компонентов, напротив, крайне низки – концентрация Ti не превышает 0,05 ф.е., Ni и Cr, зачастую, находятся ниже предела обнаружения.

Формула магнетита из апатит-доломитовых карбонатитов:

 $(Fe^{2+}0,761} Mg_{0,239})_{\Sigma=1}^{2+} (Fe^{3+}1,902} Ti_{0,036} Mn_{0,032} Al_{0,023} Zn_{0,005} V_{0,002})_{\Sigma=2}^{+6} O_4$



Рис. 5.27. Апатит из апатит-доломитовых карбонатитов. а) длиннопризматические зерна в основной массе породы; б) включения апатита в зернах магнетита. Изображения в обратно рассеянных электронах

Флогопит представлен пластинчатыми идиоморфными кристаллами размером 0,5-2 мм, которые равномерно распространены во всем объеме породы (рис. 5.28а). В целом, флогопит из апатит-доломитовых карбонатитов обладает высокой магнезиальностью (Mg# 90-100). Кристаллы часто зональные, ядра наиболее богаты Mg (2,8-2,9 ф.е.), но отмечается замещение Mg и Si на Al (флогопит – истонит), Al может достигать 1,1 ф.е. В краевых частях, помимо Al в структуру флогопита начинает входить Ba по схеме замещения Ba+Al ⇔ K+Si (флогопит – киноситалит). Концентрация Mg может падать до 2,6 ф.е., Si до 2,8 ф.е., Al может возрастать до 1,4 ф.е., количество Ba может достигать 0,15 ф.е. Содержание

Ті в флогопитах из апатит-доломитовых карбонатитов обычно не превышает 0,02 ф.е.. Na показывает небольшие вариации, от 0,01 до 0,05 ф.е., и увеличивается от центральных частей зерен к краевым.

Формула флогопита из апатит-доломитовых карбонатитов:

$(K_{0,882}Ba_{0,060}Na_{0,020}Ca_{0,001})_{\Sigma=0,963}^{+1,024} (Mg_{2,715}Al_{0,148}Fe^{3+}_{0,083}Fe^{2+}_{0,048}Ti_{0,004}Mn_{0,002})_{\Sigma=3}^{+6,239} (Si_{2,737}Al_{1,263})_{\Sigma=4}^{+14,737}O_{10}(OH)_{1,776}F_{0,224}$

Пирохлоры представлены как одиночными изометричными идиоморфными кристаллами размером до 500 микрон, так и формируют скопления, приуроченные к магнетиту (рис. 5.28а). Большинство этих зерен имеет зональность, с резкими контактами, с различными пропорциями центральной и краевой частей (рис. 5.28а). В центральной части зерен могут встречаться кристаллы бадделента удлиненной формы, размером до 200 микрон (рис. 5.28) б). Также пирохлор наблюдается в виде однородных незональных включений в магнетите. Размер таких включений обычно не превышает 100 микрон (рис. 5.28в). В этих зернах пирохлора присутствуют включения апатита, стронадельфита, галенита, бадделеита (рис. 5.28в). Отдельно отмечаются игольчатые зерна бадделеита и включения Nb-Th не диагностированной фазы, размером 10-30 микрон. По химическому составу пирохлоры делятся на две генерации: краевые части крупных зерен (1); центральные части крупных зерен и включения в магнетите (2). Краевые части крупных зерен наиболее соответствуют формуле фторкальциопирохлора (Ca,Na)₂(Nb,Ti)₂O₆F. Содержания Na и Ca близки к теоретическим, с преобладанием второго над первым – от 0,75 до 0,85 ф.е. и от 0,95 до 1,05 ф.е., соответственно. Регистрируется примесь Th – до 0,07 ф.е., другие изоморфные замещения для позиции А незначительны. Nb в каймах зерен минерала показывает наивысшие значения (1,6-1,9 ф.е.), вклад Ті, хоть и несколько понижается с увеличением Nb, остается значимым (от 0,10 до 0,20 ф.е.). Содержание Fe и Zr не превышают 0,02 ф.е., концентрации Та и Si, в основном, ниже предела обнаружения микрозонда. Периферия крупных зерен обогащена фтором, содержания варьирует в пределах 0,7-1,0 ф.е. Состав как центральных частей зерен пирохлора, так и его включения в магнетите отличается от таковых краевых частей. Количество Na здесь сокращается до значений ниже предела обнаружения, Са падает до 0,20-0,40 ф.е. Вместо них в позицию А входят Th и U, суммарное количество которых изменяется в пределах от 0,25 до 0,35 ф.е. Данная генерация также обеднена Nb относительно первой -1,3-1,6 ф.е. Этот элемент замещается Si (0,05-0,20 ф.е.), Fe (0,06-0,11 ф.e.), Та (0,02-0,18 ф.e.). Хотя количество Ті увеличивается с уменьшением Nb, однако, в целом, концентрации ниже, чем в пирохлоре первой группы (0,02-0,11 ф.е.).

Наконец, центральные части зерен, а также включения пирохлора в магнетите, не имеют в своем химическом составе F, значения варьируют в пределах от 0,00 до 0,15 ф.е.

Бадделеит в центральной части зерен имеет химический состав, приближенный к эталонной формуле. В качестве примеси наблюдается Nb, однако его содержание не превышает 0,02 ф.е.



Рис. 5.28. Пирохлоры из апатит-доломитовых карбонатитов. а) зональные зерна пирохлора – центральная часть представлена U-пирохлором, краевые части - Na-F-пирохлором; б) пирохлор с блоковой зональностью, в ядре зерна находится длиннопризматический бадделеит; в) включение бадделеита и Nb-Th не диагностированной фазы в пирохлоре. Изображения в обратно рассеянных электронах

5.3.2 Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты

Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты имеют мелко-среднезернистую структуру, иногда переходящую в брекчиевидную (рис. 5.29а), массивную либо полосчатую текстуру (рис. 5.29б) и характеризуются неоднородным внутренним строением, вызванным количественными вариациями основных породообразующих минералов. При этом центральная часть жил, как правило, сложена преимущественно кальцитом (до 80 об. %) с меньшим количеством силикатных минералов – флогопита и клинопироксена (суммарно до 10 об. %) и скоплений апатита (до 20 об. %) (рис. 5.29г). Ближе к контакту с пироксенитами количество силикатных минералов (пироксена, флогопита) увеличивается, и в этих частях порода может до 70 об. % состоять из силикатных минералов – преимущественно флогопита (до 60 об. %), в меньшей степени, клинопироксена (до 30 об. %) и кальцита (до 30 об. %) (рис. 5.29в). В некоторых разностях количество пироксена стремится к нулю, и порода состоит из флогопита и кальцита (рис. 5.29д). В качестве акцессорных минералов встречаются циркон, пирохолор, ильменит. В некоторых разностях присутствуют стронцианит-кальцитовые прожилки (рис. 5.29д, е), содержащие монацит, фторкарбонаты редких земель, сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин), барит. Несмотря на широкую вариацию минерального состава данных



Рис. 5.29. Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты а) фото образца с полосчатой текстурой; б) фото образца с брекчевидной структурой; в) наиболее распространённая разновидность, краевая часть жилы с большим количеством силикатных минералов; г) центральная часть с преобладанием карбонатов; г-д) разновидность флогопит-кальцитового карбонатита с стронцианит-кальцитовым прожилком. (*в-г: фото шлифов, проходящий свет, параллельные николи, д- изображение в обратно рассеянных электронах*)

карбонатитов, мы объединяем их в одну группу, руководствуясь общими трендами эволюций минералов, подразумевая общий генезис.

Флогопит является наиболее распространённым силикатным минералом в пироксенфлогопит-кальцитовых карбонатитах. При микроскопическом изучении видно, что флогопит развивается по пироксену, нефелину (рис. 5.30б), а также формирует отдельные субидиморфные зерна размером от 30-50 микрон до первых сантиметров (рис. 5.30а). Количество флогопита значительно варьирует. Магнезиальность находится в пределах 55-80, и уменьшается с увеличением в модальном составе породы карбонатных минералов, количество Fe, соответственно, увеличивается (0,4-1,2 ф.е.). Содержание Ti увеличивается с понижением Mg# и находится в промежутке 0,04-0,16 ф.е. Na варьирует в пределах 0,03-0,15 ф.е., корреляция с увеличением Fe неочевидна. Концентрация F в слюдах увеличивается совместно с Mg, значения изменяются от 0,2 до 0,75 ф.е. Пропорции Al и Si также охватывают широкий интервал, количество Si в флогопитах уменьшается с увеличением количества карбонатов (3,05-2,6 ф.е.), Al, напротив, увеличивается (0,95-1,4 ф.е.). Количество других примесей незначительно.

Также в карбонатитовых брекчиях можно встретить ксенокристы флогопита (рис. 5.30б). Их химический состав может быть схож как с флогопитами, описанными выше, так и с флогопитами из фоскоритов и апатит-доломитовых карбонатитов.

Формула флогопита из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов:

 $(K_{0,895}Na_{0,087}Ba_{0,020})_{\Sigma=1,002}^{+1,022}(Mg_{1,874}Fe_{1,016}Mn_{0,025}Ti_{0,085})_{\Sigma=3}^{+6,170}(Si_{2,822}Al_{1,146}Ti_{0,032})_{\Sigma=4}^{+14,854}O_{1,002})_{\Sigma=4}^{+14,854}O_{1,002}(F_{0,244}(OH)_{1,756})_{\Sigma=2}^{+10,020}(F_{0,24}(OH)_{1,756})_{\Sigma=2}^{+10,020}(F_{0,24}(OH)_{1,75})_{\Sigma=2}^{+10,020}(F_{0,24}(OH)_{1,75})_{\Sigma=2}^{+10,020}(F_{0,24}(OH)_{1,75})_{\Sigma=2}^{+10,020}(F_{0,24}(OH)$

Пироксен встречается в большинстве пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. Представлен либо призматическими идиоморфными зернами размером не более 5 мм – преимущественно в разностях с большим количеством карбонатной составляющей, либо сильно корродироваными зернами до 2-3 см, в формах которых развиваются флогопит, амфибол, кальцит. В минерале присутствуют включения апатита. Химический состав пироксена пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов схож с таковым в пироксенитах. Содержание диопсидового и эгиринового миналов варьирует от 10 до 90 %. Составы, наиболее приближенные к диопсиду, регистрируются в корродированных ксеноморфных зернах и в пироксенах карбонатитов с меньшим количеством карбонатов. Клинопироксены эгиринового состава встречаются в участках пород, где количество карбонатов достигает 80 об. % и где пироксен представлен субидиоморфными зернами. Содержание геденбергита обычно не превышает 10 %. Количество других примесей (Cr, Ni, Al, Mn) ниже предела обнаружения.

Формула ксенокристалла пироксена из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов: $(Ca_{0,894}Mg_{0,645}Fe^{2+}_{0,197}Fe^{3+}_{0,123}Na_{0,095}Ti_{0,019}Al_{0,015}Mn_{0,012})\Sigma_{=2}^{+4,080}(Si_{1,920}Al_{0,080})\Sigma_{=2}^{+7,920}O_6$ Формула пироксена основной массы из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов: $(Na_{0,807}Fe^{3+}_{0,734}Ca_{0,208}Mg_{0,187}Al_{0,036}Ti_{0,028})\Sigma_{=2}^{+4,018}(Si_{1,982}Al_{0,018})\Sigma_{=2}^{+7,982}O_6$

Амфибол в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах, в основном, развивается по формам пироксена, чаще всего замещая краевые части зерен. Химический состав приближен к рихтериту (рис. 4.426). Концентрация Si находится в рамках 7,5-7,9 ф.е, Al равен 0,1-0,5 ф.е. Na преобладает над Ca: 1,88-1,92 и 0,57-0,68 ф.е. соответственно.



Рис. 5.30. Флогопит из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. а) призматические зерна в общей массе породы; б) ксенокристы флогопита в кальците. Изображения в обратно рассеянных электронах.

Апатит в данных карбонатитах встречается повсеместно в виде отдельных игольчатых или длиннопризматических зерен, размером до 3-4 мм, зачастую формируя агрегатные обособления. Также апатит образует «срастания» совместно с силикатными минералами (флогопитом и пироксеном) (рис. 5.31а). В самих апатитах можно встретить включения фтор-карбонатов редких земель, пирохлора (рис. 5.31б). В BSE изображениях, внутреннее строение апатита в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах однородное, но иногда отмечается резкая блоковая зональность, где тонкие светлые каймы и отдельные зоны насыщены РЗЭ относительно темных. Апатит из пироксен-флогопит-кальцитовых

карбонатитов является самый фтористым (F 0,6-0, ф.е.), при этом каймы зерен показывают максимальные значения (в каймах F 0,7-1,0 ф.е.). Концентрации Na, Si, и РЗЭ прямо пропорциональны и отвечают схеме замещения апатит-бритолит. Содержание этих элементов может достигать 0,35 ф.е. в каймах зерен, для центральных частей обычно не превышает 0,10 ф.е. Количество Sr находится в пределах 0,04-0,10 ф.е., наибольшее содержание регистрируется в ядрах зерен.

Апатит из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов:

 $(Ca_{4,909} Na_{0,098} Ce_{0,094} Sr_{0,046} La_{0,039} Nd_{0,038} Fe_{0,012} Ba_{0,001}) \Sigma_{=5,237}^{+10,547} (P_{2,878} Si_{0,122}) \Sigma_{=3}^{+14,878} O_{12,2125} (F_{0,872} (OH)_{0,127} Cl_{0,001}) \Sigma_{=1,00}$



Рис. 5.31. Апатит из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. а) срастание с флогопитом и включением пирохлора; б) зональное зерно апатита в кальците. *Изображение в обратно рассеянных электронах*

Кальцит образуется изоморфные кристаллы размером до нескольких миллиметров, которые слагают основной цементирующий матрикс породы. Химический состав кальцитов, в целом, отвечает теоретической формуле. Повсеместно в состав входит Sr - до 0,03 ф.е., и Mg - до 0,02 ф.е. Также частой примесью является FeO, однако его количество не превышает 0,5 мас. %.

Пирохлор представлен одиночными зернами правильной формы, порой сильно измененными и корродированными. Размер таких зерен находится в пределах 200-300 микрон. Часто пирохлор приурочен к флогопиту или апатиту. В зернах может наблюдаться концентрическая или блоковая зональность. Состав таких пирохлоров наиболее приближен

к теоретической формуле. Количество Nb варьирует в пределах 1,65-1,9 ф.е., количество замещающих его Ti и Ta не высоки: до 0,1 и 0,05 ф.е., соответственно. В некоторых центральных частях отмечается высокое содержание железа - до 0,25 ф.е. и Zr - до 0,10 ф.е. Основными элементами в позиции A являются Na и Ca, с преобладанием второго над первым в центральных частях (Na 0,5-0,7 ф.е., Ca 0,6-0,8 ф.е.) и примерно равными пропорциями в краевых (Na 0,6-0,9 ф.e, Ca 0,7-0,8 ф.е.). В центральных частях зерен можно наблюдать обогащение U (0,10-0,20 ф.е) и реже Th (0,08-0,12 ф.е.), в краевых частях значения не превышают 0,05 ф.е. Редкоземельные элементы распределены по зерну равномерно, их сумма преимущественно равна 0,05 ф.е. Краевые части зерен наиболее насыщены фтором (0,90-1,0 ф.е.) относительно центральных (0,14-0,22 ф.е.).

Ильменит встречается в виде включений размером не более 50-70 микрон в зернах пироксена и флогопита. Содержание Fe²⁺ варьирует в пределах 0,8-1,0 ф.е., значение Mg и Mn не более 0,1 ф.е.

Формула ильменита из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов:

$$(Fe^{+2}_{0.898}Mn_{0.081}Ca_{0.008}) \Sigma_{=0.987}^{+1.974} (Ti_{0.979}Fe^{3+}_{0.030}Nb_{0.004}) \Sigma_{=1.013}^{+4.026}O_3$$

Циркон представлен единичными изометричными зернами размерами до 200 микрон, не содержащих включений. Химический состав циркона согласуется с теоретической формулой, примесь HfO₂ не превышает 0,04%, содержание других примесей незначительно.

Фтор-карбонаты редких земель представлены *бурбанкитом* и *паризитом* – Се, встречающихся в стронцианит-кальцитовых прожилках. Визуально видно, что данные прожилки являются вторичными относительно массы породы пироксен-флогопиткальцитовых карбонатитов, и, вероятно, образованы постмагматическими или гидротермальными процессами.

5.4 Обсуждение результатов

5.4.1 Эволюция составов минералов пород комплекса Арбарастах.

Исходя из полученных минералогических данных, породы комплекса Арбарастах не могут являться продуктами единой магматической дифференциации, и, вероятнее всего, образованы при сложном процессе последовательного импульсного внедрения отдельных порций расплавов. Согласно проведенным минералогическим исследованиям и прослеженной эволюции состава «сквозных» минералов мы выделяем три когерентные группы пород:

- наименее дифференцированные породы комплекса - ультраосновные лампрофиры (айлликиты);

- фоскориты и связанные с ними апатит-доломитовые карбонатиты - «фоскоритовая группа»;

-пироксениты, ийолиты, пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, кальцитовые карбонатиты, представленные карбонатитовыми брекчиями и жилами – «силикатно – карбонатитовая группа».

Слюды и апатиты распространены во всех разновидностях пород комплекса и охватывают широкий диапазон составов, что позволяет оценивать эволюцию всей магматической системы [Chakhmouradian et al., 2017, Giebel et al., 2019]. Шпинели, ильмениты и оливины позволяют провести дополнительное сравнение айлликитов с «фоскоритовой» группой пород, минералы группы пироксенов позволяют дать оценку эволюции пород в «силикатно-карбонатной» группе.

Основываясь на результатах исследования, составы минералов группы слюд образуют три когерентные типа, согласно заявленным группам пород (рис. 5.32):

1. Высокомагнезиальная слюда (Mg# 80-90) айлликитов, с непрерывными вариациями Al, Fe, Ti, Mg. Данные слюды показывают наиболее высокие содержания Ti и повышенные содержания Al относительно теоретического состава. По каймам некоторых слюд наблюдается замещение флогопита тетраферрифлогопитом, который, вероятно, образовывался на постмагматическом этапе при более высокой активности Fe³⁺ [Doroshkevich et al., 2022].

2. Слюда, наиболее близкая к формуле флогопита (Mg# 95-100), содержащаяся только в фоскоритах и апатит-доломитовых карбонатитах. Данные слюды характеризуются самыми низкими значениями Na (>0.06 y.ф.е.), Ti (>0.02 y.ф.е.). Внутри этой группы слюд наблюдается два независимых тренда: один с замещением Al на Fe³⁺, отвечающий замещению флогопит – тетраферрифлогопит (FOS 2), второй характеризует совместные изоморфные замещения по схеме 2Al \Leftrightarrow Mg+Si (флогопит – истонит) и Ba+Al \Leftrightarrow K+Si (флогопит – киноситалит) – этот тренд проявлен в пегматоидных апатит-магнетитовых фоскоритах и апатит-доломитовых карбонатитах (рис. 5.32г). Повышенные содержания

могут говорить либо об обогащении исходной магмы Ва и Al, либо о поздних гидротермальных изменениях.

Слюда с непрерывным постепенным замещением Mg на Fe²⁺ (Mg# 85-60), 3. характерным для щелочных силикатных пород и пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов (рис. 5.32а). Содержание титана растет прямо пропорционально содержанию железа (рис. 5.32в), концентрация натрия варьирует, однако, в целом, больше, чем в флогопите айлликитов и «фоскоритовой» группы пород (рис. 5.32б). Аl постоянен и близок к 1 ф.е.. Наиболее магнезиальными являются слюды из неизмененных пироксенитов, отдельные зерна слюд из флогопитизированных пироксенитов и некоторые ксенокласты в карбонатитовых брекчиях – вероятно, эти слюды образовались на ранних этапах кристаллизации пироксенитов и были захвачены карбонатитовой магмой при подъеме. Далее идут слюды из флогопит-пироксен-кальцитовых карбонатитов, химические составы которых схожи с таковыми слюдами из основной массы пироксенитов. Вероятно, что данные слюды образовывались в результате внедрения маловязких и флюидонасыщенных карбонатитовых магм в ранние пироксениты, подвергая последние метасоматозу, в результате которого пироксениты флогопитизировались. Ближе к конечным этапам эволюции состава находятся слюды, отвечающие ийолитам. Замыкают эволюцию высокожелезистые флогопиты из карбонатитовых брекчий, которые, вероятно, образовывались на завершающих стадиях магматического процесса.

Обычно увеличение $v_I Fe^{2+}$ во флогопитах коррелирует с эволюцией магматической системы и используется для оценки дифференциации магмы [Brod et. al., 2001]. Это справедливо для «силикатно-карбонатитовой» группы пород. Для «фоскоритовой» группы наиболее магнезиальными являются слюды из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов, для других пород данной группы составы флогопита сильно варьируют и пересекаются, но, в целом, показывают крайне низкие содержания Fe^{2+} . Это может быть связано с совместным осаждением большого количества магнетита и потреблением им железа [например, McCormick and Le Bas, 1996].

Несмотря на присутствие ранних Ті-содержащих фаз (ульвошпинель, магнетит, ильменит), самые высокие содержания Ті характерны для слюд айлликитов, что может говорить об их наименьшей дифференцированности в комплексе [Mitchell and Bergman, 1991]. Содержания Ті в флогопите «силикатно-карбонатной» группе пород возрастает линейно, что также может служить монитором эволюции слюд в ходе магматической дифференциации в пределах этой группы. В противоположность, слюды «фоскоритовой» группы характеризуются наиболее низкими содержаниями Ті относительно других групп

пород, что, вероятно, объясняется ранней кристаллизацией значительного количества магнетита в сочетании с понижением температуры [Tronnes et al., 1985].



Рис. 5.32. Особенности химического состава флогопитов комплекса Арбарастах: а) Mg(ф.е.)-б) Fe(ф.е.), в) Mg# - Na(ф.е.), Mg#-Ti(ф.е.), г) Ba(ф.е.)-Al(ф.е.). Лиловым полем обозначены составы флогопитов «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группы, серым - «айлликитовой» группы, красным – «фоскоритовой» группы.

Апатит является еще одним минералом, встречающимся во всех типах пород комплекса Арбрарастах. Хотя он и не показывает таких широких вариаций состава, как флогопит, можно отметить изменение содержания F как для отдельных когерентных групп пород, так и для всего комплекса в целом. Считается, что увеличение содержания фтора в апатитах может указывать на эволюцию фракционировавшей магматической системы. Так, например, для щелочных комплексов Ковдор [Римская-Корсакова и др., 1979] и Вуориярви [Brassinnes et al. 2005] увеличение содержания фтора интерпретируется как следствие кристаллизационной дифференциации.

Апатит айлликитов наименее обогащен фтором, следом идет минерал «фоскоритовой» группы постепенным увеличением содержаний пород с от мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов через пегматоидные разности и апатит-доломитовые карбонатиты. Для апатита «силикатно-карбонатитовой» группы пород значения перекрываются, однако для минерала пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов они значительно выше, чем в таковом из щелочных силикатных пород (рис 5.33).

Состав апатита «силикатно-карбонатной» группы пород изоморфно замещается по схеме REE+Si ⇔ Ca+P (апатит – бритолит) и Na+REE+3Sr⇔5Ca (апатит –беловит). Увеличение содержаний Si, Sr, Na, совместно с F, отражает переход от раннего гидроксилапатита к позднемагматическому фторапатиту в щелочных силикатных системах [Karchevsky and Moutte, 2004; Krasnova et al., 2004]. Данный механизм изоморфного замещения широко распространен в карбонатитах, однако также отмечается и в фоскоритах [Milani et al., 2017; Barbosa et al, 2020], что позволяет интерпретировать фоскориты как более поздние по отношению к другим породам комплекса.

Для шпинелей в карбонатитовых комплексах чаще всего характерно уменьшение содержания примесей по мере эволюции. Для фоскоритов и карбонатитов Кольской провинции характерно то, что магнетит из фоскоритов ранних стадий содержит бОльшие количества Al, Mg, Ti, Mn с тенденцией уменьшения по мере эволюции системы [например, Vuoriyarvi, Karchevsky and Moutte, 2004; Sokli, Lee et al., 2004]. Для магнетитов Ковдора концентрация данных элементов также уменьшается на более поздних стадиях [Krasnova et al., 2004 b]. Для магнетитов комплекса Salitre I увеличение Mg, Al в магнетите характерно для более поздних фоскоритов, однако авторы сомневаются, что различные фоскориты данного комплекса связаны единой кристаллизационной дифференциацией [Barbosa et al., 2020].



Рис. 5.33. Особенности химического состава апатита комплекса Арбарастах: а) Si (ф.е.)- F (ф.е.), б) REE (ф.е.) -Na (ф.е.), в) REE (ф.е.) -Si (ф.е.), г) REE (ф.е.) – Sr (ф.е.). Лиловым полем обозначены составы апатитов «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группы, серым - «айлликитовой» группы, красным – «фоскоритовой» группы.

Шпинелиды в айлликитах имеют широкий спектр составов с двумя трендами зональности: от хромита (шпинель 1 генерации) к магнезио-ульвошпинель-магнетиту I (шпинель 2 генерации), от магнезио-ульвошпинель-магнетита I к магнезиоульвошпинели II (шпинель 3 генерации). Увеличение концентрации магнезиоферрита и кандилита в магнезиоульвошпинелях первого типа по сравнению со вторым может указывать на высокую активность Mg на поздней стадии ее эволюции [Roeder and Schluze, 2008], что согласуется с присутствием большого количества доломита в основной массе айлликитов Арбарастаха [Doroshkevich et al 2022]. Шпинели «фоскоритовой группы», как и другие минералы, показывают непрерывные изменения химического состава, согласующиеся с кристаллизационной дифференциацией. Высокие содержания Ni и Cr в шпинелях айлликитов (рис. 5.34а), несомненно, указывают на мантийную природу источника родоначального расплава, в то же время для шпинелей в «фоскоритовой» группе пород концентрации этих элементов находится в пределах погрешности. В ходе кристаллизационной дифференциации Ni и Cr не накапливаются в остаточном расплаве, однако мы не наблюдаем непрерывного понижения концентраций от айлликитов к «фоскоритовой» группе пород, что говорит о том, что изучаемые нами фоскориты не могут являться прямым продуктом кристаллизационной дифференциации айлликитов.

От мелкозернистых фоскоритов к пегматоидным, а затем к апатит-доломитовым карбонатитам в магнетите увеличивается магнезиальность и содержание Al (рис. 5.34в). Обычно в фоскорит-карбонатитовых комплексах содержания Al, Mg в магнетитах повышены [Krasnova et al., 2004] и понижаются по мере эволюции системы [например, Karchevsky and Moutte, 2004; Lee et al., 2004]. В нашем случае мы наблюдаем практически полный ряд эволюции фоскоритового расплава, завершающийся апатит-доломитовыми карбонатитами, в которых практически отсутствуют силикатные фазы (содержание флогопита не более 2 %), и, вероятно, из-за отсутствия последних, Al и Mg из остаточной магмы концентрируются в магнетите. Как и для флогопитов, для всех шпинелидов из айлликитов характерно повышенное содержание Al от 0,1 до 0,2 у.ф.е., содержание элемента в породах «фоскоритовой группы» обычно на порядок ниже. Также с увеличением магнезиальности для шпинелей фоскоритов и апатит-доломитовых карбонатитов отмечается незначительное повышение Mn. Это согласуется с процессом кристаллизационной дифференциации, так как в её ходе Мп накапливается в остаточном расплаве. Содержание Ті, напротив, немного возрастает от пегматоидных фоскоритов к мелкозернистым, затем значительно падает (рис. 5.34б). Это может быть связано как с коэффициентами распределения, так и с тем, что большая часть титана была аккумулирована уже в кристаллизовавшемся значительным объемом магнетита, так и с формированием ильменита в мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритах. Практически для всех шпинелидов айлликитов содержание титана заметно выше, чем в минерале фоскоритов и связанных с ними карбонатитов (что также наблюдалось и для слюд), что, во-первых, может говорить о высоких содержаниях Ті в протоайлликитовом расплаве, во-вторых, о том, что фоскориты не могли образоваться из айлликитовой магмы путем кристаллизационной дифференциации (наблюдаем резкое снижение Ті во всех Тісодержащих фазах). Отдельного упоминания стоят шпинели, редко встречающиеся в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах. Данные минералы показывают концентрации Mg и Al близкие к нулю, что, вероятно, связано с обильным повсеместным распространением в них флогопита. Содержания Ті варьируют в тех же пределах, что и для шпинелей фоскоритовой «группы».

В отличие от шпинелидов, ильмениты встречаются преимущественно в «силикатнокарбонатитовой» группе пород, айлликитах и в виде включений в пегматоидных форстеритапатит-магнетитовых фоскоритах. Ильмениты в щелочных силикатных породах и пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах, а также ильмениты из основной массы айлликитов обладают повышенным содержанием марганца, что является характерной чертой ильменитов карбонатитовых комплексов [например, Chakhmouradian et al, 2006]. Группа ильменитов, которые встречаются в виде включений в оливинах из айлликитах, имеют высокие содержания магния (вплоть до гейкелита) и интерпретируются как сингенетичные с минералом-хозяином [Doroshkevich et al., 2022] (рис. 5.34г). Отдельной группой являются ильмениты из фоскоритов, которые по магнезиальности схожи с высокомагнезиальными ильменитами айлликитов, но обладают более высокими концентрациями марганца. Вероятно, данный ильменит кристаллизовался на поздней стадии кристаллизации карбонатитового расплава с высоким содержанием CO₂ флюида.

Хотя минералы группы оливина встречается лишь в айлликитах и в форстеритмагнетитовых фоскоритах (как в мелкозернистых, так и в пегматоидных), данный минерал, бесспорно, является ликвидусным в этих породах, поэтому основываясь на разности в их химическом составе, можно говорить о различиях в составе магм, из которых эти оливины кристаллизовались. По полученным данным, для минерала фоскоритов наблюдается понижение магнезиальности от мелкозернистых фоскоритов к пегматоидным, с незначительными перерывами (что, наиболее вероятно, связано с отсутствием полного ряда фоскоритов на эрозионной поверхности). Оливин из фоскоритов более магнезиальны по сравнению с минералом айлликитов и отвечает формуле форстерита. При этом содержание Ni и Cr в оливине фоскоритов низкое (на уровне первых ppm), в то время как для минерала айлликитов оно составляет сотни и тысячи ppm, соответственно, и понижается от ядер зерен к каймам [Doroshkevich et al., 2022], что характерно для кристаллизационной дифференциации магм, из которой кристаллизовался оливин (рис. 5.35а, б). Высокие содержания Ni и Cr в минералах группы оливиа говорят о мантийной природе материнского расплава, в то же время близкие к нулю содержания этих элементов в оливинах фоскоритах делают невозможным предположение непрерывной кристаллизационной 0 дифференциации «фоскоритовой» группы пород из первоначального айлликитового расплава. Содержание Mn в минерале айлликитов и фоскоритов возрастает по мере эволюции минерала группы оливинов, что согласуется с обогащением этим элементом остаточного расплава. Однако отчетливо видно, что содержание Мп для форстеритов из фоскоритов (как и для шпинелей) значительно выше, чем для аналогичных минералов из

айлликитов (рис. 5.35г). Как для форстерита из каждой разновидности фоскоритов, так и для минерала айлликитов наблюдается понижение концентрации Са на завершающих стадиях кристаллизации оливина. Это может быть связано с началом кристаллизации из расплава Са-содержащих минералов – основным таким минералом для обеих групп пород является апатит и карбонаты (рис. 5.35в).



Рис. 5.34. Особенности химического состава минералов группы шпинели: a) Mg (ф.е.) – Ni (г/т), б) Mg (ф.е.) – Ti (ф.е.), в) Mg (ф.е.) – Al (ф.е.). г) составы ильменитов комплекса Арбарастах на диаграмме ильменит-пирофанит-гейкелит. Поля ильменитов для диаграммы пирофанит-гейкелит-ильменит взяты из работ Haggerty [1991] и Wyatt et al. [2004].



• айлликиты •Мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты •Пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты Рис. 5.35. Особенности химического состава минералов группы оливина комплекса Арбарастах: Mg# - a) Cr (г/т); б) Ni(г/т); в)Ca (г/т); г) Mn(г/т). Серым полем обозначены составы оливинов из айлликитов, красным – из «фоскоритовой» группы пород.

Полученные данные минеральном составе пироксенов «силикатно-0 В карбонатитовой» группе пород, В целом, отражают процесс последовательной магматической дифференциации. Наиболее приближенными к диопсидовому составу являются пироксены из неизменённых пироксенитов и ксенокристов в карбонатитовых брекчиях. По мере эволюции расплава диопсидовый состав сменяется преимущественно на эгириновый в флогопитизированных пироксенитах и ийолитах и практически полностью на эгириновый в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах (рис. 5.36а). Пироксены из пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов показывают наложение составов на все другие пироксены (схожее наложение наблюдается и для слюд). Вероятно, карбонатитовый расплав при поднятии проникал в пироксениты и ийолиты и метасоматизировал последние с образованием пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. Другим следствием метасоматоза является флогопитизация пироксенитов и ийолитов с привносом высокозарядных элементов, приведших к образованию апатит-титанит-цирконовой минерализации. Данное предположение подтверждается структурно-текстурными и петрографическими наблюдениями.

Хотя амфибол и в пироксенитах, и в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах в большинстве своем является наложенным минералом, можно, в целом, говорить о тенденции уменьшения магнезиальности с одновременным увеличением Si от первоначальных пироксенитов к метасоматизированным, что согласуется с эволюцией магматической системы (рис. 5.36б).

В завершении стоит отметить, что, хотя для минералов пород Арбарастаха наблюдаются изменения в составах как для выделенных нами группах пород, так и для всего комплекса в целом, мы не наблюдаем беспрерывных изменений составов. Это может быть связано как с многоимпульсностью внедрения пород комплекса.



Рис. 5.36. а) составы пироксенов комплекса Арбарастах на диаграмме эгирин-диопсидгеденбергит; б) составы амфиболов комплекса Арбарастах (по классификации [Leake et al., 1997]).

Из вышесказанного формируется первое защищаемое положение: Согласно особенностям эволюции состава минералов пород комплекса Арбарастах, выделяются три группы пород: айлликиты, щелочно-силикатно-карбонатитовая группа, включающая в себя пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, пироксен-флогопит кальцитовые карбонатиты, и фоскоритовая группа, содержащая фоскориты всех типов и апатит-доломитовые карбонатиты.

5.4.2. Минеральный состав айлликитов как ключ к характеристике источника

Детальный анализ минерального состава ультрамафитных лампрофиров является важным для понимания природы и эволюции материнских расплавов.

Отсутствие существенных вторичных изменений оливина и шпинели позволяет оценить температуры (T) и фугитивности кислорода (fO₂) при кристаллизации айлликитов Арбарастаха. Для расчета были использованы составы центральных частей зерен шпинели из основной массы и составы фенокристаллов оливина (Mg# 86-88). Температуру и фугитивность кислорода можно определить с помощью оливин-ортопироксеншпинелевого окситермобарометра [Ballhaus et al., 1991]. Поскольку ультраосновные лампрофиры и кимберлиты представляют собой недосыщенные ортопироксеном породы, то оливин-ортопироксен-шпинелевый оксибарометр [Ballhaus et al., 1991] дает максимальные значения fO₂. Поэтому поправку на активность кремния в кимберлитовом расплаве можно внести с использованием буфера диопсид-монтичеллит (Di-Mnt), как указано в работе У. Fedortchouk и D. Canil [2004], или реакции перовскит-титанит для айлликитового расплава, как указано в работах S. Tappe et al. [2006] и A.A. Nosova et al. [2018]. Перовскит является минералом основной массы айлликитов Арбарастаха, однако никаких реакционных взаимоотношений между перовскитом и титанитом не наблюдалось. Кроме того, перовскит и ильменит являются типичными минералами айлликитов Арбарастаха, что указывает на то, что кристаллизация могла происходить в более восстановительных условиях [Kimura, Muan, 1971], чем реакция перовскит-титанит. Однако, несмотря на отсутствие монтичеллита в айлликитах Арбарастаха, был использован метод коррекции fO₂, предложенный Fedortchouk, Canil [2004]. Давление для равновесной пары оливин-шпинель было принято равным 1 ГПа согласно [Fedortchouk, Canil, 2004; Tappe et al., 2006].

На рисунке 5.37 представлены рассчитанные температуры, которые находятся в диапазоне от 1169 до 1296 °С. Полученные значения температур для айлликитов Арбарастаха несколько выше, чем для ультраосновных лампрофиров Айллик Бай [Тарре et al., 2006] и несколько ниже, чем для пород Терины (Чадобецкий комплекс) [Nosova et al., 2018; Nugumanova et al., 2021; Starikova et al., 2021], но аналогичны таковым для кимберлитов Северо-Китайского кратона [Zhu et al., 2021] (рис. 5.37) и неопротерозойских айлликитов Белой Зимы (1100–1250°С) [Ashchepkov et al., 2020]. Скорректированные значения fO_2 варьируют от +0,40 до +1,03 FMQ. Также были оценены значения fO_2 на основе перовскитового кислородного барометра [Canil, Bellis, 2007]. Рассчитанные fO_2

варьируют от NNO -0,9 до NNO -2,0, и при пересчете их на QFM , они аналогичны значениям, рассчитанным по оливин-шпинелевому оксибарометру [Ballhaus et al., 1991]. Рассчитанные значения фугитивности кислорода для айлликитов Арбарастаха несколько ниже, чем для ультраосновных лампрофиров Айллик Бай [Tappe et al., 2006] и аналогичны таковым для Терины (Чадобецкий комплекс) [Nosova et al., 2018; Nugumanova et al., 2021; Starikova et al., 2021] (рис. 5.37). Оцененные значения fO_2 в айлликитах Арбарастаха выше, чем в алмазоносных кимберлитах кратона Слейв и Северо-Китайского кратона, расположенных вблизи буфера алмаз/графит-СО [Fedortchouk, Canil, 2004; Fedortchouk et al., 2005; Zhu et al., 2021], поскольку алмазы могут сохраниться только при низкой fO_2 в кимберлитах [Fedortchouk , Canil, 2004; Fedortchouk et al., 2005].

Зерна слюды содержат тонкие каймы тетраферрифлогопита, которые указывают на обогащение железом и его эволюции в достаточно окислительных условиях, где большая часть железа присутствует в форме Fe^{3+} [например, Mitchell, 1995]. Такие окислительные условия сравнительно выше условий, рассчитанных по оливин-шпинелевому и перовскитовому оксибарометрам для айлликитов Арбарастаха. Однако, согласно петрографическим наблюдениям, оливин, шпинель и перовскит кристаллизуются раньше тетраферрифлогопитовых кайм, поэтому маловероятно, что эти оксибарометры будут регистрировать футитивность кислорода (и соответственно, ее увеличение) поздних стадий магматического процесса. Кроме того, увеличение fO_2 в ходе эволюции системы Арбарастах согласуется с наблюдениями особенностей химического состава минералов группы шпинели [Roeder, Schulze, 2008].

Увеличение летучести кислорода в ходе эволюции системы Арбарастах может быть вызвано множеством факторов, такими как коровая контаминация, быстрая потеря CO₂, позднестадийная близповерхностная кристаллизация и/или взаимодействие магмы с подземными водами. Например, каймы тетраферрифлогопита, обнаруженные в кимберлитовой слюде из Финляндии, объясняются повышенным содержанием fO_2 /окислительными условиями из-за привноса корового материала [Dalton et al., 2020]. В нашем случае не наблюдается петрографических свидетельств коровой контаминации, таких как коровые ксенолиты и/или ксенокриты (например, биотит, титанит и другие силикаты).



Рис. 5.37. logfO₂ фугитивности в зависимости от температуры (°С), рассчитаннях для пары оливин-шпинель в айлликите Арбарастаха. Данные по кимберлитам кратона Слейв по Fedortchouk and Canil [2004] и Fedortchouk et al. [2005]; из кратонов Северного Китая по Zhu et al. [2021 г.]; для ультраосновных лампрофиров Айллик Бай по Tappe et al. [2006]; и для ультраосновных лампрофиров Айллик комплекс) по Nosova et al. [2018], Starikova et al. [2021] и Nugumanova et al. [2021]. Буферы NNO, FMQ, IW рассчитаны по Frost [1991].

Проведенные петрографические и минералогические исследования айлликитов указывают на то, что оливины представлены макрокристами и минералом основной массы. При этом, ядра оливиновых макрокристаллов представлены двумя типами: относительно высокомагнезиальными (Ol I, Mg# 92–93) и относительно высокожелезистыми (Ol II с Mg# \sim 84). Округлые формы зерен и резорбированные края указывают на то, что данные макрокристы оливина являются ксенокристами. Концентрации NiO и CaO в ксеногенных ядрах высокомагнезиального оливина (Ol I) Арбарастаха указывают на их возможное происхождение из деформированных или зернистых мантийных перидотитов [Giuliani, 2018]. Состав оливина обоих типов перидотитов схож, но оливины зернистого перидотита обычно имеют CaO <0,1 мас. % [Giuliani, 2018] (рис. 5.38). Кроме того, большинство составов высокомагнезиальных ксеногенных ядер оливинов (Ol I) из айлликитов находится в пределах области составов оливинов из деформированных перидотитов (рис. 5.38а), что может свидетельствовать об их происхождении из деформированных перидотитов, которые, считается, образуются при пластических деформациях первично зернистых пород

верхней мантии в потоке протокимберлитовых/протоайлликитовых расплавов [Giuliani, 2018].

Состав относительно высокожелезистых ксеногенных ядер в оливине (Ol II) Арбарастаха не позволяет предполагать их образование в результате дезинтеграции зернистого или деформированного перидотитов. Такие высокожелезистые ядра оливинов в кимберлитах/ультраосновных ласпрофирах обычно встречаются редко, хотя в некоторых комплексах, например, в кимберлитах Монастырь, Колосс и Каави-Куопио, в айлликитах Терина и Айлик Бэй, высокожелезистые ядра оливинов преобладают [Moore & Costin, 2016; Veter et al., 2017; Howarth, 2018; Nosova et al., 2018; Dalton et al., 2020; Starikova et al., 2021]. Высокожелезистые ядра оливинов (Ol II) из айлликитов Арбарастаха имеют сходный состав с оливинами кимберлитов комплексов Монастыри и Колосс, айлликитов Терины (Чадобецкий комплекс) (рис. 4.38а).

Считается, что происхождение относительно высокожелезистых ксеногенных ядер оливинов в ультраосновных лампрофирах может быть связано либо с мантийным мантийных метасоматозом вмещающих перидотитов протокимберлитовым/ протоайлликитовым расплавом, либо с кристаллизацией из более ранней порции более эволюционировавшего кимберлитового/айлликитового расплава, либо захватом в виде ксенокристаллов из базальтов и других пород [Cordier et al., 2015; Moore & Costin, 2016; Veter et al., 2017; Howarth, 2018; Nosova et al., 2018]. Сценарий ксенокристаллов из базальтов кажется нереалистичным, поскольку он не подтверждается региональной геологией Алдан-Станового щита. Некоторые исследователи [например, Veter et al., 2017] отдают предпочтение механизму кристаллизации высокожелезистых оливинов из отдельных порций более эволюционировавшего айлликитового расплава, что нельзя полностью исключить для комплекса Арбарастах. Высокожелезистые ядра оливинов (Ol II) имеют содержание магния, в целом, сопоставимое с таковым у кристаллов оливина основной массы (Ol III), а также кайм ксенокристаллов обоих разновидностей оливинов. Однако они характеризуются меньшими содержаниями Mn и Ca и более высоким Ni (см. рис. 5.35в,г), что указывает на генетическое отличие высокожелезистых ядер от краевых частей иоливинов основной массы (Ol III). Более вероятно, что эти высокожелезистые ядра (OI II) связаны с процессом мантийного метасоматоза вмещающих мантийных перидотитов протоайлликитовым расплавом.

Идиоморфная морфология промежуточных зон и краевых частей ксеногенного оливина обоих типов, а также кристаллов оливина основной массы (Ol III) айлликитов, свидетельствует о том, что это первичная ликвидусная фаза в айлликитовом расплаве.



Рис. 5.38. Двойные диаграммы зависимости магнезиальности (Mg#) оливинов айлликитов Арбарастаха. ОІ І- высокомагнезиальные ксенокристы с промежуточной зоной и каймой, ОІ ІІ – минерал основной массы. Круги с толстой линией обозначают ядра зерен, с тонкой линией – промежуточные и краевые части зерен. Данные по оливину из айлликитов мира взяты из

работ Veter et al. [2017] и Giuliani [2018], оливин зернистого и деформированного перидотита по Giuliani [2018]. Мегакристы и бедные железом оливины кимберлитов комплексов Монастырь и Колосс, а также айлликитов Терины (Чадобец) взяты из работ Moore & Costin [2016], Veter et al. [2017], Giuliani [2018], Howarth [2018], Nosova et al. [2018], и Starikova et al. [2021].

Кристаллы оливинов (Ol III) и краевые зоны ксенокристаллов обоих типов имеют сходный состав и характеризуются уменьшением Ni, Cr и Mg#, а также увеличением концентраций Mn и Ca (см. рис. 5.38в,г), что характерно для магматической кристаллизации. Прогрессивное снижение содержания Ni и Cr обусловлено фракционной кристаллизацией оливина, ильменита и хромита на ранних стадиях, что подтверждается наличием в оливине включений шпинели и ильменита (см. рис. 4.15а-в; 4.16в; 4.17а.) Увеличение содержания Mn и Ca в оливине согласуется с обогащением остаточного расплава этими элементами.

Считается, что недонасыщенные кремнеземом расплавы, генерирующие айлликиты, низкой степени частичного плавления образуются В результате мантийных метасоматизированных мантийных перидотитов [например, Tappe et al., 2006; Foley et al., 2009; Veter et al., 2017] (рис. 5.39а). Состав оливина, кристаллизующегося из таких расплавов, обычно контролируется присутствием флогопита и/или карбоната в источнике. Veter соавторами [2017] предполагают, что при наличии флогопита в источнике, состав оливина из айлликитов будет отвечать значениями 100*Ni/Mg от 0,7 до 1,2. Соотношение 100*Ni/Mg в кристаллах основной массы (Ol III) и оторочках ксенокристаллов оливина Арбарастаха находится в пределах от 0,4 до 1,4, что пересекается с вышеуказанными значениями. Это позволяет предполагать наличие флогопита в источнике. Кроме того, существует сходство состава ядер кристаллов оливина основной массы (Ol III) айлликитов Арбарастаха с оливином, полученными в экспериментах по плавлению богатого флогопитом MARID [Förster et al., 2017] (см. рис. 5.396.). Значения 100*Са/Fe для кристаллов оливина основной массы (Ol III) аналогичны значениям оливинов комплексов Айллик Бай и Чадобец [Tappe et al., 2006; Veter et al., 2017; Nosova et al., 2018; Starikova et al., 2021] (рис. 5.396). Схожее соотношение элементов наблюдается и в оливинах, полученных в экспериментальных работах по плавлению карбонатизированного перидотита [Dasgupta & Hirschmann, 2007; Foley et al., 2009], а также взаимодействию гранатового лерцолита с карбонатитовым расплавом [Sokol, Kruk, 2021]. Таким образом, можно предполагать наличие карбонатного агента в мантийном источнике. Это также подтверждается нашими петрографическими исследованиями (наличие доломита) и

изучением расплавных включений в оливине айлликитов Арбарастаха [Prokopyev et al., 2021].



Рис. 5.39. Состав ядер кристаллов оливина (Ol III) из основной массы айлликитов Арбарастаха а) 100*(Mn/Fe)-100*(Ca/Fe); б) 100*(Mn/Fe)-100*(Ni/Mg). Данные по оливину из айлликитов Айллик Бай и Терины по Veter et al., 2017 и Nosova et al., 2018; оливины из экспериментов по плавлению карбонатизированного перидотита по Dasgupta and Hirschmann [2007], Foley et al. [2009], взаимодействию гранатового лерцолита с карбонатитовым расплавом по Sokol and Kruk [2021]; и флогопит-содержащему перидотиту по Förster et al. [2017].

Наиболее ранним минералом, кристаллизовавшимся из исходного расплава, наряду с оливином, является минерал класса шпинелей. Как описано выше, данный минерал из айлликитов демонстрируют широкие вариации составов с двумя трендами. Один из них от хромита до минерала серии ульвошпинель-магнетит I типа, соответствуя тренду 2 по Roeder и Schulze [2008]; другой – от минералов серии ульвошпинель-магнетит от I до II типа, согласно тренду 6 по Roeder и Schulze [2008] (см. рис. 5.406,в). Уменьшение Cr и Mg в хромите обусловлено ранней совместной кристаллизацией этого минерала с оливином. На изображениях BSE наблюдается резкий разрыв и отчетливые различия в составе хромита и магнезио-ульвошпинель-магнетита I (см. рис. 5.15). Резкие изменения составов могут указывать на временной разрыв в кристаллизации [например, Roeder & Schulze, 2008] и ссылки там]. Состав минерала серии ульвошпинель-магнетит I указывает на его сокристаллизацию с флогопитом. Этот процесс приводит к обеднению Mg и Al остаточного расплава. Наличие оторочек ульвошпинели II, содержащих меньше Fe2+ и обогащенных Mg по сравнению с Mum I, может свидетельствовать об увеличении фугитивности О2 и сопутствующем окислении Fe²⁺ до Fe³⁺ при кристаллизации. Это согласуется с образованием кайм тетраферрифлогопита в айлликите Арбарастаха.



Рис. 5.40. Химический состав минералов группы шпинели в айлликитах на двойных диаграммах: a)Ti/(Ti + Cr + Al) Fe²⁺-(Fe²⁺ + Mg), б) Cr-(Al + Cr) и Fe²⁺-(Fe²⁺ + Mg), в) Fe³⁺- (Fe³⁺ + Al + Cr) и Fe²⁺-(Fe²⁺ + Mg). Поля составов и тренды магматической эволюции взяты из Roeder & Schulze [2008] и из Mitchell [1995]. Красные кружки – хромит, синие – минерал серии ульвошпинель-магнетит I типа, зеленые – минерал серии ульвошпинель-магнетит II типа.

Ильменит айлликитов Арбарастаха представлен двумя различными генерациями. Первая генерация образует включения в каймах оливина и по химическому составу схожа с минералом из кимберлитов. Ильмениты такого состава в кимберлитах обычно считаются либо ксенокристаллами, захваченными при дезинтеграции мантийных пород [например, Haggerty, 1991; Schulze et al., 1995; Castillo-Oliver et al., 2017], либо мегакристами или антекристами, сформированных из протокимберлитовых мантийных расплавов [например, Mitchell, 1995; Giuliani et al., 2013, 2014] (рис 5.41). Наличие включений в каймах оливина из айлликитов указывает на совместную кристаллизацию этих минералов из исходного расплава. Вторая генерация ильменита встречается в основной массе породы. Данный минерал обогащен Mn. Предыдущие исследования показали, что обогащение ильменита Mn может быть связано с рядом факторов: особенностями состава расплава при кристаллизации (Kaminsky & Belousova, 2009), с поздней стадией кристаллизации из кимберлитового расплава с участием богатого СО2 флюида или карбонатитового расплава [Mitchell, 1995; Robles-Cruz et al., 2009; Tappe et al., 2017], или с гидротермальной активностью, связанной с серпентинизацией [Robles-Cruz et al., 2009]. Примечательно, что содержание Mn в ильмените может зависеть от температуры, содержание Mn в ильмените изверженных пород увеличивается с понижением температуры [например, Haggerty, 1991]. Айлликиты Арбарастаха не обнаруживают признаков значительной гидротермальной активности, а петрографические наблюдения показывают, что богатый Mn ильменит кристаллизуется в ассоциации с карбонатами основной массы. Это наблюдение согласуется с их позднемагматической стадией кристаллизации из богатого карбонатами айлликитового расплава. Помимо высоких концентраций Mn, данные ильмениты отличаются повышенным содержанием Nb, что отвечает типичным ильменитам из карбонатитов [Chakhmouradian, 2006].



Рис. 4.41. Тройные диаграммы (а, б) и график TiO2-MgO соотношений (в), показывающие изменения состава включений ильменита (серый цвет) в оливине I и ильменита из основной массы (оранжевый) айлликитов Арбарастаха. Кимберлитовые и карбонатитовые поля (а) и кимберлитовые и некимберлитовые поля (в) из Haggerty [1991] и Wyatt et al., [2004]. Данные по ильмениту из кимберлитов (крест) России взяты из Garanin et al., [2009]; г) тройная система перовскита из айлликитов.

Глава 6 ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (Sr, Nd, Pb) ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД КОМПЛЕКСА

6.1 Петрохимический состав

Из щелочных силикатных пород наиболее низкие содержания кремнезема показывают айлликиты (SiO₂ – 20%), с его увеличением в пироксенитах (SiO₂ – 24-37 мас. %), ийолитах (SiO₂ – 43 мас. %) и нефелиновых сиенитах (SiO₂ – до 58 мас. %). Напротив, наибольшая магнезиальность наблюдается в айлликитах (Mg# 75), она постепенно уменьшается в пироксенитах (Mg# 62-70) через ийолиты (Mg# 41-57) к нефелиновым сиенитам (Mg# 26-49). Сумма Na₂O и K₂O в айлликите и пироксените составляет 3 мас. % и 3-8 мас. %, соответственно. В ийолитах и нефелиновых сиенитах содержания Na₂O и K₂O непрерывно увеличиваются и доходят до 14 мас. % (рис. 6.1). Отношение K₂O/Na₂O для ультраосновных лампрофиров равно 11, остальные силикатные породы характеризуются низкими значениями, от 0,2 до 1,2. Наблюдаются хорошо выраженные прямые корреляции SiO₂ с TiO₂, CaO, MgO, и обратная корреляция SiO₂ с Al₂O₃ и P₂O₅ с кремнеземом корреляции не наблюдаются (рис. 6.1).

Апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты характеризуются низкими значениями $SiO_2 -$ от 0,3 до 7 мас. %. Содержание щелочей также низкое (Na₂O+K₂O=0,14-2,01 мас. %). В кальцитовых карбонатитах концентрация P₂O₅ 0,3-4 мас. %, в апатит-доломитовых доходит до 8-11 мас. %. (рис. 6.1).

Для пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов наблюдается широкий диапазон вариации основных компонентов: SiO₂ варьирует в пределах 7-31 мас. %, другие основные элементы также показывают широкие вариации, что связано с модальными соотношениями основных породообразующих минералов. SiO₂ положительно коррелирует с Fe₂O₃, MgO, Na₂O и K₂O, отрицательно с CaO. Как и для силикатных пород, для K₂O и P₂O₅ корреляция с кремнеземом отсутствует. В целом, на графиках (рис. 6.1) точки составов пироксенфлогопит-кальцитовых карбонатитов находятся между таковыми для пироксенитов и кальцитовых карбонатитов.

Фоскориты характеризуются высокими переменными содержаниями MgO, P₂O₅, CaO, Fe₂O₃ из-за неравномерного распределения основных породообразующих минералов.

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (Sun and McDonough, 1989) щелочных силикатных пород, за исключением нефелиновых

сиенитов, имеют схожие конфигурации. РЗЭ сильно фракционированы, с высокими La/Ybn и Gd/Ybn отношениями: 44-86 и 9-14, соответственно (рис. 6.2). Щелочные сиениты, по сравнению с другими типами щелочных силикатных пород, характеризуются более низкими и варьирующими концентрациями РЗЭ, Gd/Ybn отношение находится в пределах 4-8. Тем не менее, конфигурация графиков распределения РЗЭ идентична таковым для других щелочных силикатных пород.

Европиевая аномалия отсутствует во всех щелочных силикатных разновидностях. В этих породах также наблюдается схожий состав микроэлементов. На графиках конфигурации редких элементов, нормированных к примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989], отмечаются отрицательные аномалии Pb, Sr, Ti относительно соседних элементов. Все разновидности щелочных силикатных пород характеризуются значительными вариациями таких элементов как Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, Rb, Ba. Айлликиты демонстрируют отрицательную аномалию по Zr и Hf относительно соседних элементов. Такую же отрицательную аномалию можно наблюдать в неизмененных пироксенитах, не подвергшихся карбонатизации и флогопитизации. Пироксениты, которые претерпели указанные изменения, показывают наивысшие концентрации Zr-Hf, что, вероятно, обусловлено появлением здесь акцессорных минералов (прежде всего циркона), количество которых распространено неравномерно в измененных пироксенитах. Вариации Nb, Ta, Th, U также, скорее всего, вызваны кристаллизацией таких минералов как апатит, циркон, титанит, в то же время вариации Rb и Ba могут быть связаны с неравномерным распределением новообразованного флогопита. Щелочные сиениты, как и в случае с РЗЭ, демонстрируют отличия от других щелочных силикатных пород – на графиках конфигурации редких элементов, нормированных к примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989], породы имеют положительные по отношению к соседним элементам аномалии Pb и Sr и меньшие концентрации Zr и Hf, тем не менее, вариации Nb-Ta, Rb, Ba, Th и U схожи. Айлликит обогащен Cr (703 г/т) и Ni 345 (г/т) по сравнению с другими щелочными силикатными породами, что объясняется наличием минералов группы шпинели и оливинов. Содержание Cr и Ni в пироксенитах, ийолитах и щелочных сиенитах не превышает 77 и 24 г/т, соответственно (рис. 6.2).



Рис. 6.1. Парные диаграммы отдельных оксидов (мас. %) – SiO₂ (мас. %) для пород комплекса Арбарастах.

Хоть концентрации редкоземельных элементов в карбонатитах значительно выше, чем в щелочных силикатных породах, однако тренды распределения РЗЭ, нормированные к хондриту [Sun and McDonough, 1989] имеют схожий характер. Карбонатиты сильно обогащены легкими лантаноидами, La/Ybn и Gd/Ybn отношения находятся в пределах 42-138 и 6-19, соответственно. Наиболее обогащенными являются апатит-доломитовые карбонатиты из-за большого количества апатита в их составе, но сохраняют конфигурацию графиков РЗЭ, субпаралельную другим карбонатитам. Фоскориты показывают практически идентичные карбонатитам концентрации и характер распределения РЗЭ. Все карбонатиты и фоскориты имеют сходные графики редких элементов, нормированные к примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989), с отрицательными аномалиями Pb, Sr, Zr-Hf и Ti по отношению к соседним элементам и сильными вариациями Nb-Ta, Rb, Ba, Th и U.



Рис. 6.2 Графики РЗЭ и редких элементов, нормированные к хондриту и примитивной мантии, для пород комплекса Арбарастах. Значения для примитивной мантии и хондрита по Sun and McDonough [1989].

Суммируя вышесказанное, можно вывести второе защищаемое положение: Минералогические (составы минералов групп оливина и шпинели, флогопитов, ильменитов) и петрологические (высокие Ni, Cr, Mg#) характеристики айлликитов комплекса Арбарастах позволяют отнести их к породам, сформированным из наиболее примитивного расплава по сравнению с другими разновидностями пород комплекса.

6.2. Состав радиогенных (Sr, Nd, Pb) изотопов в породах комплекса

Как было сказано в главе 5, возрастной интервал формирования пород варьирует в пределах 657-636 млн. лет [Прокопьев и др., 2022, Doroshkevich et al., 2022]. Даже с учетом разности времени внедрения отдельных пород, исходные соотношения изотопов Sr и Nd были перерасчитаны, исходя из возраста 645 млн. лет. Большинство типов пород имеют узкий диапазон значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_t от 0,70240 до 0,70272. Фоскориты имеют более низкий изотопный состав Sr (87 Sr/ 86 Sr_t = 0,70225). Все разновидности пород комплекса имеют значение єNd(t) от +5,9 до +6,9, исключением являются щелочные сиениты, для которых ϵ Nd(t) составляет +5,4. На рис. 6.3 представлена зависимость ϵ Nd(t) от ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_t для пород комплекса. Для сравнения сюда также включены изотопные данные для пород неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, расположенных в юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона [Morikiyo et al., 2000;; Владыкин и др., 2005; Врублевский и др., 2012; Хромова и др., 2020]. Все они попадают в квадрант диаграммы, обедненный Sr и обогащенный Nd.



♦ айлликиты ○ ийолиты ▲ пироксен-флогопит-кальцитовый карбонатиты ▲ фоскориты
● пироксениты ● нефелиновый сиениты ▲ апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты

Рис. 6.3 Зависимость ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) от єNd(t) для пород комплекса, CCSC - неопротерозойские щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы, залегающие на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона [Morikiyo et al., 2000; Владыкин и др., 2005; Врублевский и др., 2012; Хромова и др., 2020].

Исследованные породы имеют высокие отношения U/Pb, что обуславливает большую математическую и геохимическую неопределенности в оценке исходных изотопных отношений Pb. Математическая неопределенность связана с накоплением ошибок при расчете исходных параметров. Рис. 6.4а демонстрирует исходные отношения изотопов Pb с полными значениями погрешностей, рассчитанных по закону распространения ошибок. Видно, что исходные соотношения изотопов Pb для большинства изученных образцов перекрываются друг с другом в пределах погрешности. Геохимическая неопределенность может быть связана с возможной конверсией изотопной системы U-Pb в ходе постмагматических процессов и/или изменений. Данные Pb-Pb для изученных образцов образуют линейный массив точек на диаграмме ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, определяющий возраст 642 ± 5 млн лет со СКО=3,1 (рис. 6.4б). Полученный возраст попадает в определенные U-Pb и Ar-Ar диапазоны возрастов (657–636 млн лет) для пород комплекса [Прокопьев и др., 2022; Doroshkevich et al., 2022]. С другой стороны, образцы Арбарастаха на диаграмме ²³⁸U/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 6.4в) демонстрируют значительную дисперсию по регрессии, соответствующей возрасту комплекса. Данное отклонение связано с изменением исходного отношения U/Pb в образцах, что может быть связано с постмагматическими или гипергенными процессами. Это не позволяет провести сравнительный анализ исходных изотопных соотношений Pb в образцах с использованием измеренных отношений ²³⁸U/²⁰⁴Pb. В то же время хорошая корреляция между изотопными значениями Pb в образцах и возрастной геохроной дает основание полагать, что постмагматические процессы оказали незначительное влияние на изотопную характеристику Pb пород, но исходные отношения U/Pb изменялись при гипергенных процессах.

Высокое содержание Sr и La/Sm отношение в айлликите, обогащенность карбонатами свидетельствуют о пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Высокое Gd/Ybn отношение указывает на то, что первичный расплав был сформирован при низкой степени частичного плавления гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания рубидия, калия по сравнению с HFSE и LREE, также как высокое K₂O/Na₂O отношение и низкое содержание SiO₂ позволяют полагать, что в первичном расплаве элементы буферировались флогопитом, а не К-рихтеритом в процессе плавления. Кроме того, содержание К₂О в айлликите находится в диапазоне содержаний элемента в расплавах, равновесных с мантийным флогопитом (1.6-5 мас. % K₂O, [Greenough, 1988]). При этом сколько-нибудь значимое осаждение флогопита из айлликитового расплава при его подъёме к поверхности можно исключить из-за высокой Mg# и наличия мантийных ксенокристаллов оливина, что свидетельствует о быстром подъеме магмы [Doroshkevich et al., 2022]. Высокие Nb-Ta и Zr-Н относительно примитивной мантиисвидетельствуют в пользу наличия Ті-оксидов в источнике, такие как рутил и/или ильменит. Не менее важной особенностью айлликита является высокое содержание P₂O₅, что говорит о том, что апатит был важным компонентом в источнике расплава. Апатит также является важным в контроле баланса РЗЭ, Th, Sr U, совместно с карбонатом. Таким образом, проведенные исследования показывают, что первичный расплав для пород Арбарастаха наиболее вероятно был связан с плавлением метасоматических флогопит-карбонатных жил с апатитом и оксидами титана, находящихся в гранатовом перидотите, формирование которых происходило незадолго до начала плавления.



♦ айлликиты
● ийолиты
▲ пироксен-флогопит-кальцитовый карбонатиты
▲ фоскориты
● пироксениты
● нефелиновый сиениты
▲ апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты

Рис. 6.4 Диаграммы зависимости ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb от ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (a), ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb от ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (б) и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb от ²³⁸U/²⁰⁴Pb для пород комплекса Арбарастах. Черная линия на (б) соответствует возрастной зависимости, рассчитанной по значениям изотопов Pb для пород Арбарастаха. Линия RL на (в) – линия сравнения, соответствующая возрасту Арбарастаха (645 млн лет).

Эксперименты при мантийных параметрах [например: Gudfinnsson and Presnall, 2005] с карбонатизированным перидотитом показывают возможность существования богатых карбонатом ультраосновных расплавов, близких к айлликитам и кимберлитам в интервале 3-8 ГПа. Айлликит Арбарастаха схож по составу (MgO/CaO=1.2; SiO₂/Al₂O₃=7.9) с экспериментальными расплавами, сформированным значительно выше карбонатсодержащего солидуса вблизи 5 ГПа в экспериментах Gudfinnsson and Presnall [2005] (рис. 6.5) и экспериментах с флогопит- и карбонат-содержащим перидотитом [Foley et al., 2009], и ложится в область значений для неопротерозойских ультраосновных лампрофиров Восточного Саяна, юг Сибирского кратона [Savel'eva et al., 2020; Ashchepkov et al., 2020] и Айилик Бай [Tappe et al., 2006].

6.4 Характеристика источника и тектоническая обстановка

Полученные Sr-Nd изотопные данные для пород комплекса Арбарастах показывают, что в их источнике доминировал компонент с умеренно деплетированными изотопными характеристиками. Небольшой сдвиг от параметров деплетированной мантии может быть обусловлен ассимиляцией корового вещества мантийными расплавами, либо участием вещества обогащённой (метасоматизированной) мантии.

Для определения возможности проявления процесса коровой контаминации нами были проведены расчёты изотопно-геохимической (Sr, Nd, Pb) эволюции расплава согласно модели ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC) [DePaolo, 1981], которые представлены на диаграммах в координатах $C_{Sr}^{-87}Sr/^{86}Sr$ и C_{Nd} - $\boldsymbol{\epsilon}_{Nd}$ (рис. 6.6). Для расчётов модели AFC в качестве мантийного компонента были взяты изотопные параметры Nd для деплетированной мантии на момент времени 645 млн. лет ($\boldsymbol{\varepsilon}_{Nd} = +8.1$), согласно модели [Nadler, Kramers, 1998], отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для деплетированной мантии было принято равным 0.702. В качестве изотопных параметров Sr и Nd в ассимилянте были взяты параметры архейской коры, отвечающие среднему составу архейских пород Амнуннакатского и Олонгского массивов Олёкминского гранит-зеленокаменного террейна, Алдан-Становой щит [Neymark et al., 1993]: 87 Sr/ 86 Sr = 0.715, C_{Sr} = 200 ppm и $\boldsymbol{\epsilon}_{Nd}$ = -25, $C_{Nd} = 30$ ppm. Для того, чтобы получить хорошее соответствие модельных трендов наблюдаемым составам пород, согласно модели AFC, необходимо иметь очень высокие концентрации Sr и Nd в исходном расплаве, ассимилирующим коровое вещество (C_{Sr} > 1000 ppm, C_{Nd} > 120 ppm), также достаточно высокую скорость ассимиляции коровым веществом (M_A/M_{FC} = 0.3). Как видно из рисунка 6.6, доля ассимилированного вещества
континентальной коры варьирует для различных щелочных силикатных пород от 40 до 70%.



Рис. 6.5 Айлликит на диаграмме MgO/CaO - SiO₂/Al₂O₃. Серые поля экспериментально определенного состава расплава приведены по Gudfinnsson and Presnall [2005]. Пунктирные линии показывают составы экспериментально полученных расплавов из карбонатизированного перидотита (с флогопитом) [Foley et al., 2009] и (без флогопита) [Brey et al., 2008]. Кимберлитовый расплав – по Тарре et al., 2014, Неопротерозойские ультраосновные лампрофиры Восточного Саяна (юг Сибирского кратона) по Ashchepkov et al., [2020] и Savelieva et al., [2020], Айллик Бэй по Тарре et al., [2006].



♦ айлликиты ○ ийолиты ▲ пироксен-флогопит-кальцитовый карбонатиты ▲ фоскориты
 • пироксениты • нефелиновый сиениты ▲ апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты

Рис. 6.6 Расчетнные тренды ассимиляции- фракционной кристаллизации (AFC) на C_{Sr} -⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и C_{Nd} - ϵ_{Nd} C_{Pb} – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb диаграммах для пород комплекса Арбарастах [по De Paolo, 1981]. Числа возле точек соответствуют доле ассимилированного корового вещества. Параметры расчета: C_M – концентрация элемента в расплаве, C_A – концентрация элемента в ассимилянте, $D_{M/S}$ – коэффициент распределения в кристаллизующихся фазах, M_A/M_{FC} – соотношение скоростей ассимиляции и фракционной кристаллизации. DM_{N-K} – деплетированная мантия по (Nagler, Kramers, 1998). DM_{K-T} – деплетированная мантия по [Kramers, Tolstikhin, 1997].

Такие параметры являются аномальными для магматического процесса и могут быть объяснены тем, что щелочные силикатные породы (айликиты, пироксениты, ийолиты) формировались при метасоматическом преобразовании пород континентальной коры при фильтрации через них огромного объёма карбонат-содержащего флюидонасыщенного расплава. При этом составы карбонатитов отклоняются от линии смешения в координатах C_{Sr} -⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и C_{Nd} - ε_{Nd} (рис. 6.66) в область более высоких концентраций несовместимых элементов. Наименее обогащённый несовместимыми элементами образец щелочного сиенита также отклоняется от AFC трендов, что говорит об ином пути эволюции, при котором формировался вещественный и изотопный состав щелочных сиенитов.

При расчётах модельного тренда эволюции в параметрах $C_{Pb} - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ (рис. 6.6 в) для пород комплекса Абарастарх, согласно механизму AFC, в качестве крайних компонентов смешения деплетированной мантии и континентальной коры нами использовались следующие изотопные параметры. Изотопные отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb верхней деплетированной мантии на 645 млн. лет нами были взяты из [Kramers, Tolstikhin, 1997]. Отношение ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в породах архейских комплексов Алдано-Станового щита демонстрируют большой диапазон, отвечающий различным величинам «Nd [Neimark et al., 1993]. Наибольшим значениям U/Pb отношений отвечают отношению ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в трондьемите (образец 5118-1) [Neimark et al., 1993], который был использован в расчётах и пересчитан на возраст 645 млн. лет. Из рисунка 6.6 видно, что наилучшая аппроксимация наблюдаемых характеристик в исследуемых породах не требует аномально высоких концентраций Pb в мантийном источнике, как это имеет место в случае Sr и Nd изотопногеохимических систематик, и здесь работает «магматическая» концентрация, типичная для пикритов, порядка 2 - 5 мкг/г. Также модель предполагает более высокую степень совместимости Pb в кристаллизующуюся фазу (Kd = 0.5) по сравнению со Sr и Nd. Как видно из рисунка 6.6, доля ассимилированного вещества континентальной коры также аномально высока и варьирует от 40 до 70%. При этом большая часть составов пород отклоняется от линии смешения в координатах $C_{Pb} - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$.

Учитывая, что невозможно провести сравнительный анализ первичных изотопных характеристик Pb в исследуемых образцах, полученных путём поправки, используются измеренные в этих образцах отношения 238 U/ 204 Pb, которое, как было показано выше, были нарушены. Это предполагает, что точки первичных изотопных составов Pb в исследуемых образцах на диаграмме в координатах 206 Pb/ 204 Pb- 207 Pb/ 204 Pb должны располагаться на линиях, проходящих через точки современных (измеренных) изотопных составов Pb и

имеющих угол наклона, отвечающий возрасту массива (рис. 6.7а). Можно оценить относительное распределение первичных изотопных характеристик Pb в исследуемых образцах, основываясь на допущении, что это первичное распределение отвечает, как и в случае изотопных характеристик Sr и Nd, модели смешения мантийного и корового источника с соответствующими характеристиками. При этом тренд смешения на диаграмме в координатах 206 Pb/ 204 Pb- 207 Pb/ 204 Pb представляет собой прямую линию (рис. 6.7а). Таким образом, положение первичных составов Pb в исследуемых образцах на диаграмме в координатах 206 Pb/ 204 Pb- 207 Pb/ 204 Pb, будет отвечать точкам пересечения возрастных регрессий для каждого образца и линии смешения мантийного и корового источника (рис. 6.76). Возрастная регрессия 206 Pb/ 204 Pb и 207 Pb/ 204 Pb и 207 Pb/ 204 Pb для образцов рассчитывалась согласно уравнению:

$$\frac{{}^{207}Pb/{}^{204}Pb_0-{}^{207}Pb/{}^{204}Pb_t}{{}^{206}Pb/{}^{204}Pb_0-{}^{206}Pb/{}^{204}Pb_t} = \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda^{235}t}-1}{e^{\lambda^{238}t}-1}\right)$$

где ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb_0$ и ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb_0$ – современные (измеренные) отношения, ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb_t$ и ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb_t$ – первичные отношения, t – возраст.

Если выражение по правую сторону равенства обозначить как А, тогда мы имеем линейное уравнение вида:

$${}^{207}Pb/{}^{204}Pb_0 - {}^{207}Pb/{}^{204}Pb_t = A^{206}Pb/{}^{204}Pb_0 - A^{206}Pb/{}^{204}Pb_t$$

С другой стороны, положение первичных изотопных характеристик Pb на диаграмме ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb отвечает линейному уравнению смешения:

$${}^{207}Pb/{}^{204}Pb_t = B^{206}Pb/{}^{204}Pb_t + C$$

Параметры *B* и *C* - изотопные характеристики Pb в крайних компонентах смешения: верхней мантии и коры на момент формирования комплекса.



♦ айлликиты
 ● ийолиты
 ▲ пироксен-флогопит-кальцитовый карбонатиты
 ▲ фоскориты
 • пироксениты
 • нефелиновый сиениты
 ▲ апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты

Рис. 6.7. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb диаграммы для пород Арбарастаха. Маленькие значки без контура (внутри) – начальные отношения на основе измеренных отношений ²³⁸U/²⁰⁴Pb , рассчитанные для возраста 645 млн. лет. Большие значки с черным контуром (рассчитанные) соответствуют значениям, полученным из точек пересечения линии 645 млн лет и древнего корового источника. Голубые и розовые звезды являются мантийными и коровыми источниками, соответственно. Серая толстая линия (а) – линия сравнения кривой эволюции Pb возрастом 645 млн лет в древнем коровом источнике, рассчитанная с использованием изотопных данных архейского образца трондьемита 5118-1 [Neimark et al., 1993].

На основе проведенного моделирования, для реализации имеющихся вариаций Sr, Nd, Pb изотопных отношений в породах Арбарастаха необходимо ассимилировать 40-70 % корового вещества с высокой скоростью ассимиляции путем метасоматической фильтрации через кору огромного объёма карбонат-содержащего флюидонасыщенного расплава, что не реалистично для природных условий.

Гораздо более реалистичной выглядит модель, объясняющая наблюдаемые вариации Sr, Nd, Pb изотопных характеристик в породах комплекса Абарастарх, при взаимодействии двух источников: астеносферная и субконтинентальная литосферная мантии. Подобный механизм рассматривался при изучении изотопно-геохимических характеристик щелочноультраосновных карбонатитовых комплексов Илбокич (399 млн. лет) и Чадобец (241 млн. лет), расположенных в юго-западной части Сибирского кратона [Nosova et al., 2020]. Различие в изотопных характеристиках между литосферной и астеносферной мантией является менее значимыми по сравнению с таковым между мантией и древней континентальной корой. Это может объяснять незначительные вариации в изотопных характеристиках между различными породами массива Абарастарх. На диаграммы в координатах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - ϵ_{Nd} и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (рис. 6.8) вместе с данными для пород комплекса Абарастарх вынесено поле изотопных характеристик базальтов Сибирской трапповой провинции (SFP) [Sharma et al., 1992; Wooden et al., 1993], образование которой связывается с участием мантийного плюма. Согласно авторам, наблюдаемая дисперсия в изотопных характеристиках в базальтах Сибирской трапповой провинции обусловлена участием в их образовании, наряду с мантией, корового вещества.



♦ айлликиты ○ ийолиты ▲ пироксен-флогопит-кальцитовый карбонатиты ▲ фоскориты
 • пироксениты • нефелиновый сиениты ▲ апатит-кальцитовые и апатит-доломитовые карбонатиты

Рис. 6.8 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - ε_{Nd} (а, б) и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (вв) для пород комплекса Арбарастах. Сибирские траппы (SFP) по [Sharma et al., 1992; Wooden et al., 1993], древняя метасоматизированная литосферная мантия под Алдан-Становым щитом по (ArCLM) по [Davies et al, 2006; Doroshkevich et al., 2020], неопротерозойские щелочные ультраосновные карбонатитовые комплексы юга Сибирского кратона по [Хромова и др., 2020; Morikiyo et al., 2000; Владыкин и др., 2005; Врублевский и др., 2012], щелочные ультраосновные карбонатитовые комплексы Сибири по [Kogarko, Zartman, 2007; Nosova et al., 2020; Doroshkevich et al., 2019]. Алдан-Становая континентальная кора (ACC) по [Neymark et al., 1993]. LDM – литосферная деплетированная мантия [составы мантийных ксенолитов, Ionov et al., 2005]. Тренды верхней коры (UC) и нижней коры (LC). DM – деплетированная мантия, PluM – величина плюма (астеносферный источник) между 250 и 650 млн. Лет. DM_{K-T} – тренд эволюции изотопов Pb в деплетированной мантии [Kramers, Tolstikhin, 1997]. AFC – рассчитанный тренд ассимиляции-фракционной кристаллизации для пород Арбарастаха.

Наиболее деплетированные Sr и Nd изотопные характеристики на диаграмме в координатах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr *e*_{Nd} (рис. 6.8а) в базальтах SFP, при этом, должны приближаться к изотопным параметрам мантийного «плюмового» компонента. На диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb отмечена область составов базальтов SFB с наиболее деплетированными характеристиками Sr и Nd, которую можно рассматривать как изотопные параметры Pb в «плюмовом» компоненте астеносферной мантии. Принимая во внимание, что эти параметры отвечают времени формирования SFP 250 млн. лет, положение изотопных характеристик Pb в плюмовом компоненте на момент формирования массива Арбарастарх должно находиться левее. Таким образом, как можно видеть из рис. 6.8, Sr, Nd и Pb изотопные характеристики пород комплекса Абарастарх находятся между характеристиками деплетированной литосферной мантии и мантии с «плюмовыми» параметрами, которая может рассматриваться, как астеносферная. Это обстоятельство позволяет допустить ещё один сценарий формирования вещественного состава рассматриваемых пород, связанного с глубинным мантийным метасоматозом. Согласно последнему, глубинный поток СО2-насыщенных расплавов в ходе их инфильтрации через литосферу мог инициировать экстракцию несовместимых литофильных элементов из пород литосферной мантии при метасоматическом взаимодействии первых с последними. В итоге могут сформироваться расплавы, характеризующиеся существенным обогащением Sr и Nd. Такие расплавы будут иметь изотопные отношения 87 Sr/ 86 Sr и єNd, характерные при смешении компонентов деплетированной литосферной и астеносферной мантии. С подобным механизмом можно связать и образование других неопротерозойских щелочноультраосновных карбонатитовых комплексов юга Сибирского кратона [Khromova et al., 2020; Doroshkevich et al., 2011; Morikiyo et al., 2000; Vladykin et al., 2005; Vrublevsky et al., 2012], также как и других разновозрастных щелочно-ультраосновных комплексов, развитых в пределах Сибирского кратона (Гулий, Чадобец, Илбокич) [Kogarko, Zartman, 2007; Nosova et al., 2020], для которых характерно доминирование деплетированного компонента в Sr, Nd и Pb изотопных характеристиках (рис. 6.8).

Не менее важно рассмотреть тот факт, что источником для магматических, в том числе, щелочных, пород Алдан-Станового щита, сформированных в интервалы 2.7, 1.9-1.8, 0.72 и 0.14-0.12 млрд. лет и характеризующихся отрицательными значениями εNd(t), была литосферная мантия, метасоматизированная в архейский период [Doroshkevich et al., 2018, 2020; Ponomarev et al., 2021; Gongalsky et al., 2008; Vladykin et al., 2005; Mitchell et al. 1994; Davies et al, 2006; Vasyukova et al., 2020], в отличие от пород неопротерозойского щелочного Арбарастахского комплекса (рис. 6.9)



Рис. 6.9 Диаграмма єNd -возраст для пород комплекса Арбарастах и магматических пород Алдан-Станового щита: Расслоенная ультрамафит-мафитовая интрузия Чиней [Gongalsky et al., 2008], лампроиты массива Хани [Vladykin et al., 2005], позднемезозойские щелочные породы [Doroshkevich et al., 2020; Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al. 1994; Davies et al, 2006; Vasyukova et al., 2020], Йоко-Довыренский расслоенный плутон [Ariskin et al. 2015], ультраосновной комплекс Кондёр [Savatenkov, Mochalov, 2018], палеопротерозойские магнезиокарбонатиты [Doroshkevich et al., 2018; Ponomarev et al., 2021] и неопротерозойский карбонатитовый комплекс Ингили [Vladykin et al., 2005].

Схожие с Арбарастахом Sr-Nd изотопные характеристики имеют породы неопротерозойского Игилийского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, расположенного в восточной части Алдан-Станового щита [Vladykin et al., 2005]. Можно предполагать, что литосферная мантия под щитом имела региональную гетерогенность, где его восточная часть могла быть не подвержена древнему метасоматозу, в отличие от центральной и западной частей. Хотя более вероятно, что в самой краевой восточной части Алдан-Станового щита произошла деламинация или, другими словами, разрушение

древней литосферы. Возможным подтверждением такой модели является мезозойский кольцевой ультраосновной щелочной массив Кондёр, также расположенный в восточной части Алдан-Станового щита, породы которого имеют положительные значения «Nd [Savatenkov, Mochalov, 2018] в отличие от других мезозойских магматических комплексов западной и центральной частей щита, характеризующихся резко отрицательными значениями єNd (рис. 6.9). Стоит отметить, что другие неопротерозойские щелочноультраосновные карбонатитовые комплексы южного и юго-западного края Сибирского кратона, независимо от их регионального расположения, характеризуются схожими Sr-Nd значениями с комплексом Арбрарастах. Это позволяет предполагать, что расплавы, продуцирующие неопротерозойских щелочно-ультраосновных породы этих карбонатитовых комплексов были также сформированы из источника, образованного при смешении компонентов деплетированной литосферной и астеносферной мантии.

В.В. Ярмолюк с соавторами [Yarmolyuk et al., 2005] связывают образование неопротерозойских щелочных ультраосновных карбонатитовых комплексов южной окраины Сибирского кратона с внутриплитными рифтогенными процессами, связанными с плюмовой активностью, происходившими на заключительных этапах раскола суперконтинента Родиния. Считается, что формирование низкой степени частичного плавления глубинных щелочных карбонатитовых расплавов не требует избыточного мантийного тепла [например, Foley et al., 2009]. Обогащение мантийных источников может быть связано с метасоматическими расплавами и/или флюидами, исходящими из астеносферной мантии [например, Tappe et al., 2006; 2017]. Таппе с соавторами [Tappe et al., 2006; Тарре et al., 2017] предложили модель, согласно которой в результате раскола континентов и сопровождающегося рифтогенеза происходит подъем астеносферы на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Растяжение литосферы приводит к подъёму границы более горячей астеносферы на верхние уровни под континентом. В результате этого кратонная геотерма смещается в область более высоких температур. Кроме того, депрессия бывшего солидуса кратонной литосферы в результате потока летучих и процесса окисления в мантии может вызвать низкой степени частичное плавление в СО2-содержащих условиях. Считается, что глубинный интервал начального плавления с присутствием СО2 превышает 5 ГПа. Небольшая фракция образовавшегося расплава имеет карбонатитовый состав, который и во время подъема сталкивается с холодным основанием литосферы, где расплавы затвердевают из-за своей низкой теплоемкости, формируя карбонатные метасоматические жилы. Продолжающееся растяжение литосферы еще больше сдвигает границу астеносферы

и литосферы вверх, так что новая скорректированная геотерма способствует плавлению метасоматических карбонатных жил. Формирующиеся расплавы проникают во вмещающий гранатовый перидотит, этот процесс, наряду с продолжающейся изменением границы геотермы, обусловливает подплавление метасоматизированного перидотита и приводит к образованию гибридного, богатого карбонатами первичного щелочного силикатного расплава, продуцирующего породы щелочных карбонатитовых комплексов.

Исходя из вышесказанного, формулируется третье защищаемое положение: Пироксениты, ийолиты фоскориты, карбонатиты и айлликиты комплекса Арбарастах образованы из изотопно умеренно деплетированного мантийного источника. Первичный расплав для пород комплекса связан с плавлением метасоматизированных гранатовых перидотитов.

Глава 7 ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

На сегодняшний день, генетическая связь карбонатитов, щелочных силикатных пород и фоскоритов является предметом дискуссий. Считается, что разновидности пород в таких комплексах формируются из исходного нефелинитового расплава в результате длительной эволюции с участием процессов фракционной кристаллизации и/или ликвации [например, Veksler et al, 1998; Krasnova et al 2004; Kogarko et al., 1997]. С другой стороны, Vasukova и Williams-Jones [2022] предполагают, что породы ультраосновных щелочных карбонатит-фоскоритовых комплексов образуются в результате метасоматического воздействия мантийных магнезиокарбонатитовых расплавов на вмещающие породы в пределах коры с образованием дунитов и пироксенитов, а затем и ийолитов. Согласно авторам, на последующих стадиях метасоматоза доля реакционноспособной вмещающей породы вблизи канала внедрения карбонатитового расплава становится меньше и, в конечном итоге, прекращается, оставляя после себя карбонатитовую магму, обогащенную Si, P, Fe, с кристаллизацией фоскоритов и затем карбонатитов.

Данная модель не согласуется с имеющимися данными по комплексу Арбарастах. Вопервых, получить айлликит с критериями первичных мантийных расплавов при воздействии мантийного магнезиокарбонатитового расплава на вмещающие гнейсы невозможно. Во-вторых, все разновидности пород комплекса, за исключением щелочных сиенитов, характеризуются схожими геохимическими и изотопными характеристиками. Чтобы получить имеющиеся вариации изотопных составов в породах, необходимо ассимилировать с высокой скоростью 40-70 % вмещающей породы путем фильтрации через них огромного объёма мантийного магнезиокарбонатитового расплава. Это выглядит

нереалистично. Поведение основных петрогенных компонентов и редких элементов в породах Арбарастаха также находится в противоречии, поскольку, например, согласно этой модели, количество CaO, P₂O₅, P3Э, FeO и других компонентов должно увеличиваться от айлликтов через пироксениты к ийолитам и щелочным сиенитам. Также этой модели противоречит то факт, что в процессе взаимодействия карбонатитового расплава с уже закристаллизованным пироксенитом формируются не фоскориты и доломит-апатитовые карбонатиты, а флогопит-пироксеновые карбонатиты и кальцитовые карбонатиты. При этом, фоскориты и доломит-апатитовые карбонатиты образуют самостоятельные тела без видимых переходов в щелочные силикатные породы.

Стоит отметить, что модель Vasukova и Williams-Jones [2022] не учитывает роль ультраосновных лампрофиров в формировании щелочных фоскорит-карбонатитовых комплексов. В последние годы появились работы, доказывающие связь пород щелочных карбонатитовых комплексов с ультраосновными лампрофирами [Nosova et al., 2021, Doroshkevich et al., 2019; Tappe et al., 2006]. Так, А.А. Носова с соавторами [Nosova et al., 2021] на примере некоторых комплексов Кольской щелочной провинции и А.Г. Дорошкевич с соавторами [Doroshkevich et al., 2019] для пород чадобецкого комплекса показали, что разновидности щелочных силикатных пород сформированы при фракционировании из примитивного протоайлликитового расплава, от которых затем отделялись несмесимые карбонатитовые расплавы.

Другая модель образования фоскоритовых комплексов была предложена на примере массива Палабора [Giebel et al, 2019]. Данная модель предполагает независимую генерацию силикатного и карбонатного расплавов при разных степенях частичного плавления в различных областях плюма (краевая и центральная), смешению которых препятствует жидкостная несмесимость в пределах верхней мантии. Согласно предположению авторов, этот процесс обуславливает обогащение карбонатитового расплава Fe и P с формированием так называемого расплава CPIO (carbon – phosphor - iron-oxide). Подъем такого расплава в кору происходит после силикатного, и сопровождается разделением на несмешивающиеся фоскоритовый и карбонатитовый расплавы.

Если применять данную модель к комплексу Арбарастах, то первостепенным вопросом является место айлликитов в данной системе. Данные породы должны быть наиболее ранними продуктами первичного магнезиокарбонатитового расплава, но это не согласуется с минеральным составом пород и составом минералов. Можно предположить, что айлликитовая магма после осаждения пироксенового куммулата и формирования

пироксенитов ликвировала на силикатную и карбонатную жидкости, но это не согласуется с эволюционными трендами составов флогопита и пироксена — химические составы минералов для пироксенитов и кальцитовых карбонатитов сильно пересекаются, не свидетельствуя в пользу ликвации. Объяснение, что айлликиты и фоскориты образованы из расплавов, сформированных в результате разной степени частичного плавления мантийного источника и являются отдельными порциями независимых расплавов, также не выглядит правдоподобным. В составах шпинелей и оливинов из фоскоритов содержания микроэлементов (например, Ni и Cr), присущих данным мантийным минералам, стремятся к нулю.

На наш взгляд, породы комплекса Арбрарастах также были сформированы из примитивного обогащенного карбонатом и фосфором расплава, сходного с айлликитовым, образованного на глубине в результате низкой степени частичного плавления метасоматизированного мантийного источника. Некоторые порции этого лампрофирового расплава проходят через земную кору, не накапливаясь и не фракционируя в промежуточных камерах в коре, и обнаруживаются в виде наиболее примитивных лампрофировых даек на поверхности в пределах комплекса. Большая часть первичного лампрофирового расплава подвергается процессу фракционной кристаллизации в земной коре. Клинопироксениты, характеризующиеся низкими Cr, Ni и более низкой Mg# по сравнению с айлликитами, кристаллизовались из магмы, в которой уже произошло фракционирование оливина и шпинели. Отсутствие полевого шпата в фракционирующей ассоциации привело к сильному обогащению расплава Na, что совокупно с изменением Р-Т условий обусловило разрыв смесимости с формированием силикатной и карбонатитовой жидкостей. Подобный процесс силикатно-карбонатной ликвации наблюдается при фракционировании лампроитовых магм [Chayka et al., 2018; Vasyukova et al., 2011].

Несмотря на то, что нами не было обнаружено прямых доказательство силикатнокарбонатной несмесимости (структурно-текстурные особенности пород, расплавные включения), сравнение составов пород комплекса Арбарастах с экспериментальными силикатно-карбонатными несмесимыми интервалами подтверждает такую возможность (рис. 7.1). На псевдотройной MgO+FeO+CaO-SiO₂+TiO₂+Al₂O₃-Na₂O+K₂O диаграмме видно, что в системе NCAS, насыщенной CO₂, имеются довольно большие разрывы смесимости между 1225–1330 °C и при давлении 0.5–1.5 ГПа (рис. 7.1; [Brooker & Kjarsgaard, 2011]). Айлликит Арбарастаха располагается на сольвусе несмесимости при

1225°С/1,5 ГПа в системе NCAS с CO₂ (рис. 7.1). Основываясь на этом, можно рассматривать айлликитовый расплав как наиболее примитивный карбонатно-силикатный расплав, в дальнейшем претерпевший фракционную кристаллизацию и силикатно-карбонатную несмесимость.



Рис. 7.1 Псевдотройная диаграмма MgO+FeO+CaO-SiO₂+TiO₂+Al₂O₃-Na₂O+K₂O, иллюстрирующая экспериментальные различия в силикатно-карбонатной смесимости в сравнении с составами пород комплекса Арбарастах. Пунктирные серые линии показывают экспериментальные разрывы смесимости для насыщенной CO₂ системы SiO₂-Na₂O-Al₂O₃-CaO при давлении 1.5 ГПа и температуре 1225°C, при давлении 0.5-1.5 ГПа и температуре 1300°C [Brooker and Kjarsgaard, 2011]. Зеленая линия обозначает фракционную кристаллизацию (FC) первичного айлликитового расплава в сторону щелочно-основного состава. Черная линия показывает возможную несмесимость карбонатитового расплава при потере щелочей.

Дальнейшая кристаллизация силикатной магмы привела к формированию ийолитов. Щелочные сиениты характеризуются отличающимися Nd изотопными значениями, концентрациями РЗЭ и редких элементов от других разновидностей щелочных силикатных пород, карбонатитов и фоскоритов. Кроме того, на петрохимических диаграммах они образуют отдельный кластер, резко отличающийся от других силикатных пород. Эти петрологические, изотопно-геохимические и геохимические особенности щелочных сиенитов можно объяснить их образованием при смешении порции щелочного силикатного расплава с подплавленным над промежуточной камерой коровым материалом. Такое нередко наблюдается в щелочных комплексах мира [например, Foland et al., 1993; Jung et al., 2005; Riishuus et al., 2008; Kogarko and Zartman, 2001].

Отделенная карбонатитовая магма, обогащенная фосфором и железом, должна иметь высокую плотность, схожую с таковой силикатной магмы [Arzamastsev et al., 2000]. Согласно [Giebel et al, 2019], такая магма теряет свою плавучесть и достигает состояния левитации в гораздо большем объеме силикатной. Авторы полагают, что чем дольше карбонатная магма остается в большом объеме силикатной магмы, тем больше он обогащается Fe и P. При этом подъём таких магм по ослабленным зонам (каналам) происходит после уже внедренных силикатных магм. Можно полагать, что на Арбарастахе активизация ослабленных зон вряд ли была одноактной, и внедрение магм из промежуточной камеры было многоимпульсным, что согласуется с геохронологическими данными [Prokopiev et al, 2022; Doroshkevich etal., 2022] и минералогическими наблюдениями. Вероятно, что изначально менее обогащенные Fe и P и, соответственно, менее вязкие и плотные карбонатитовые магмы более быстро понимались по ослабленным зонам (каналам) к поверхности и, проникая в уже закристаллизованные пироксениты, метасоматизировали их в разной степени. В результате, в зависимости от интенсивности метасоматических процессов формировались пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты с широкими вариациями составов, промежуточными между пироксенитами и кальцитовыми карбонатитами. Более поздние, обогащенные Fe и P, карбонатитовые магмы, поднимаясь, кристаллизовали фоскориты и апатит-доломитовые карбонатиты. При этом становление карбонатитов сопровождалось потерей щелочей, поскольку щелочной характер карбонатитового расплава подтверждается ореолом фенитизации и присутствием Na- и К-содержащих минералов как в карбонатитах, таки в расплавных включениях [Prokopiev et al, 2021; Kruk et al., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований пород комплекса Арбарастах было выделено 9 типов пород: пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, айлликиты, мелкозернистые форстеритмагнетитовые фоскориты, пегматоидные апатит-форстерит-магнетитовые фоскориты, пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты, апатит-доломитовые карбонатиты и пироксен-флогопит кальцитовые карбонатиты.

Геохронологические и петролого-минералогические исследования пород комплекса Арбарастах указывают на многоимпульсное внедрение пород и длительное становление комплекса, определенный возрастной интервал образования пород лежит в пределах 657-636 млн лет. Данный интервал согласуется с другими возрастами щелочных комплексов в южной и юго-западной окраинах Сибирского кратона.

Петрографические и минералогические исследования пород комплекса позволили разделить породы на три когерентные группы: «айлликиты», «щелочно-силикатнокарбонатитовая» и «фоскоритовая». Для «фоскоритовой» группы самыми ранними породами являются мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, затем пегматоидные форстерит-магнетитовые фоскориты, следом пегматоидные апатитмагнетитовые фоскориты и в завершении апатит – доломитовые фоскориты. Это подтверждается эволюцией составов форстеритов, оливинов, апатитов и шпинелей. В «силикатно-карбонатитовой» группе пород самыми ранними породами являются пироксениты, в ходе кристаллизационной дифференциации образуются ийолиты – это подтверждается эволюцией составов слюд и пироксенов. Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, вероятно, образуются в результате метасоматической проработки щелочных пород карбонатными расплавами, что подтверждается структурносиликатных текстурными особенностями, а также схожестью составов флогопитов, апатитов и пироксенов кальцитовых карбонатитов с составами аналогичных минералов пироксенитов и ийолитов. Различия в химическом составе слюд в «фоскоритовой» и «силикатнокарбонатитовой» группе пород предполагают возможность ликвации айлликитового расплава на несмесимые силикатный и карбонат-фосфорно-железистый расплавы.

Оцененные параметры кристаллизации айлликитов - от 1169°С до 1296°С, при значениях *f*O₂ вблизи FMQ. В айлликите диагностированы макрокристы оливина, содержащие богатые и бедные железом ксеногенные ядра, а также магматические каймы и оливин основной массы. Бедные железом ксенногенные ядра соответствуют типичным оливинам из мантийного перидотита. Богатые железом ксенногенные ядра наиболее вероятно связаны с мантийным метасоматозом протоайлликитового расплава.

Магматические каймы, а также оливин основной массы образовывались на начальном этапе кристаллизации айлликитового расплава. Состав минералов группы шпинели, кристаллизующихся из айлликитового расплава, соответствует хромит - магнетитовому тренду. Составы флогопита и ильменита отражают эволюцию богатого карбонатами айлликитового расплава.

На основании изотопных и геохимических данных пород комплекса Арбарастах можно полагать, что первичный расплав для пород был образован при частичном плавлении метасоматизированного гранатового перидотита. Изотопная Sr-Nd-Pb характеристика пород указывает на участие в источнике компонентов астеносферной и деплетированной литосферной мантии.

Наши исследования позволяют предполагать, что становление пород комплекса произошло в результате сочетания процессов фракционной кристаллизации, жидкостной несмесимости и карбонатного метасоматоза. Образование пироксенитов и ийолитов связано с фракционированием исходного силикатно-карбонатитового расплава, после чего произошла сегрегация несмесимых силикатного и карбонат-фосфор-железистого расплавов. Внедрение ранних порций карбонатитовой магмы привело к обширному карбонатному метасоматозу с образованием пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. Более поздние порции карбонатитовых магм, насыщенные железом и фосфором, кристаллизовали фоскориты и апатит-доломитовые карбонатиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балаганская Е.Г.* Брекчии Ковдорского месторождения фоскоритов и карбонатитов и их геологическое значение / ЗВМО, № 2, ч. СХХІІІ, **1994**, с.21-36

2. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г.* Редкометальные камафориты. Формация апатит –форстерит –магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах. Наука, Москва, **1974**, 176 с.

3. *Булах А. Г., Иванников В. В.* Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л.: Недра, **1984.** 220 с.

4. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, **2007**, Т. 48, № 1, С. 5–21

5. Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине сибирского кратона: термохронологические реконструкции // Доклады Академии наук, **2013**, Т. 448, № 5, С. 555–562

6. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады Академии наук, **2008**, Т. 419, № 1, С. 90–94

7. Волотовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатных пород Вуориярви // Записки Всесоюзного Минералогического Общества, **1958**, № 87, С. 290–303

8. Врублевская Т.Т. Стадийность формирования Мухальского щелочного массива (Забайкалье), Н.: Наука, **1992**, 133 с.

9. Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, **2003**, Т. 11, № 2, С. 145–163

Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С. Тишин П.А.
 Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: 40Ar/39Ar – геохронология пенченгинского комплекса // Доклады Академии наук, 2011, Т.
 437, № 4, С. 514–519

Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В., Ротман А.Я., Серов И.В.
 Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. Москва: ГЕОС, 2009, 498с.

12. 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, ИГЕМ РАН, **2008**, с. 57-60

13. *Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г.* Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли / Наука, Москва, **1974**, 174 с.

14. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы– индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, **2007**, Т. 48, № 1, С. 22–41

15. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Саватенков В.М. Источники карбонатитового магматизма Северного Забайкалья в позднем рифее: геохимические и изотопно–геохимические данные // Геохимия, **2011**, №12, С.1271–1283

16. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Недра, Ленинград, **1991**, 260 с.

 Жабин А.Г., Шумяцкая Н.Г., Самсонова Н.С. Бербанкит из карбонатитового комплекса Арбарастах (Якутия) // Новые данные о минералах СССР, **1971**, В. 20, С. 202-204
 Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии, **2002**, 326 с.

19. *Капустин Ю. Л.* Структура карбонатитового комплекса Вуориярви // Советская геология. **1975**. № 9. С. 79–90

20. Когарко JI.Н., Саддети П., Боткине П. Геохимическая эволюция карбонатитовых расплавов Полярной Сибири // Геохимия, **1992**, №2, С. 134-140

21. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли. Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников, Иркутск, **2001**, С. 5-18

22. Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Н.: Наука, **1982**, 200 с.

23. Кононова К. А. Якупирангит–уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976, 215
с.

24. *Краснова Н.И., Копылова Л.Н.* Геологическая основа для минералоготехнологического картирования, Ковдорское месторождение // Изв. АН СССР, Сер. геологическая, **1988**, №5, С.81-92

25. *Краснова Н.И., Римская-Корсакова О.М.* Геология месторождений Ковдорского массива. Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, **2002**, 146 с.

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

27. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Москва: Недра, **1965**, 772 с.

28. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы – индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, **2015**, № 8, С. 675

29. *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

30. 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 внутрипоитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, **2008**, Т. 49, № 7, С. 666–688

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

32. 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;15(2):0749. https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0749.

33. 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 Присаянья, юг Сибири // Геохимия, 2007, № 1, С. 3-18.

34. *Римская-Корсакова О.М.* К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения. Вопросы магматизма и метаморфизма // Л.: Изд-во ЛГУ, **1963**, №1, С.125-143

35. *Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И., Копылова Л.Н.* Типохимические особенности апатитов Ковдорского комплексного месторождения // Минералогия и геохимия, Ленинград, **1979**, В.6, С.58-70

36. *Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, **2000**, 224 с.

37. *Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.* Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология, **2009**, Т. 17, № 1, С. 79–96

38. *Романчев Б.П., Соколов С.В.* Роль ликвации в генезисе пород карбонатитовых комплексов // Геохимия, **1979**, № 2. С. 229-240

39. *Романчев В.П., Соколов С.В.* Ликвация в образовании и геохимии пород карбонатитовых комплексов//Геохимия, **1980**, №16, С.125–135

40. Рыцк Е.В., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымжий Р.Ш., Манеев А.Ф., Рилс Г.В. Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника, **2002**, № 1, С. 29-41

41. Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айлликитов и щелочных пород Большетагнинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присаянье) // Геодинамика и тектонофизика, 2022, Т. 13, № 2s, С. 0614 (1–6). <u>https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614</u>

42. Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr Sm-Nd изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Доклады Академии наук, **2007**, T. 413, № 6, С. 798–802

43. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК «Наука/Интерпериодика», **2001**, С. 81—104

44. Собаченко В.С., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидийстронциевый возраст приразломных щелочных метосоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // Доклады Академии наук СССР, 1986. Т. 287, Вып. 5. С. 1220-1224.

45. Соколов С.В. Генетическая природа, формационная принадлежность и условия образования карбонатитов. М.: Геоинформмарк, **1993**, 73 с.

46. *Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.* Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология, **1996**, Т. 4, № 4, С.339–363

47. *Стоялов С.П.* Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород // Труды Всес. Аэрогеол. треста, **1961**, вып. 7

48. *Сук Н.И*. Экспериментальное исследование несмесимости силикатно-карбонатных систем. //Петрология, **2001**, Т.9, №5, С. 547-558

49. Сук Н.И. Экспериментальное исследование карбонатно–силикатной несмесимости в связи с образованием барий–стронциевых карбонатитов // Петрология, **2003**, Т.11, №4, С.443–448

50. Сук Н.И. Жидкостная несмесимость в щелочных магматических системах. М.: "КДУ", "Университетская книга", 2017, 238 с.

51. *Терновой В.И.* Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. из. Ленинградского Университета, Ленинград, **1977**, 188 с.

52. *Травин А.В.* Термохронология субдукционно-коллизионных. коллизионных событий Центральной Азии : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, **2016**

53. *Фиженко В.В.* О происхождении орбикулярных структур в апатито-кальцитофорстерито-магнетитовых рудах массивов Вуори-Ярви и Горное Озеро / В. В. Фиженко // В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований, **1970**, С. 167-174 : ил. - Библиогр.: с. 173-174

54. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.:Наука, 1994, 189 с.

55. *Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.* Геохимическая и Sr–Nd–Pb характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования, 2020, № 1, С. 33–55 <u>DOI: 10.17223/25421379/14/3</u>

56. Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн. лет (U-Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Фраклинской магматической провинцией Северной Лаврентии, датированной как 723 млн. лет / Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания, **2009**, Т.2, С. 330-332

57. Эпштейн Е.М. О генезисе Ковдорских апатит-магнетитовых руд / Труды ВИМС, **1970**, №1, С.218-224

58. Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов / Недра, Москва, **1994**, 256 с.

59. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., H.B.Владыкин Позднерифейский рифтогенез И распад Лавразии: ланные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук, 2005, Т. 404, № 3, С. 400-406

60. *Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R.* Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions // J. Geophys. Res., **1986**, 91(B10):10309–35 <u>https://doi.org/10.1029/JB091iB10p10309</u>

61. *Amsellem E., Moynier F., Bertrand H., Bouyon A., Mata J., Tappe S., Day J.M.D.* Calcium isotopic evidence for the mantle sources of carbonatites // Sci. Adv., **2020**, V.6, Iss.23 <u>DOI: 10.1126/sciadv.aba3269</u>

62. Andersen T. Evolution of peralkaline calcite carbonatite magma in the Fen complex, southeast Norway // Lithos, **1988**, V.22, Iss.2, P. 99-112 <u>https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90019-9</u>

63. 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 // Russ. Geol. Geophys., **2015**, V.56 (3), P.528–556.

64. *Atencio D.* Pyrochlore-Supergroup Minerals Nomenclature: An Update // Frontiers in Chemistry, **2021**, Ed.5, C.5 <u>10.3389/fchem.2021.713368</u>

65. Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O. N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N. S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals, **2020**, V.10, 404. <u>https//doi.org/10.3390/ min10050404</u>

66. *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 // J. Asian Earth Sci, **2000**, V.18, P.213–228 https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00052-8

67. *Arzamastsev A. A., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V., Bea F., Montero P.* Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russian Journal of Earth Sciences, **2001**, V.3, №1, P.1–32 <u>https://doi.org/10.2205/2001ES000054</u>

68. *Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E.* Intercalibration of 40Ar/39Ar dating standards // Chemical Geology, **1996**, V.129, P.307– 324 <u>10.1016/0009-2541(95)00154-9</u>

69. *Balaganskaya E.G. Krasnova N.I., Liferovich, R.P.* Palaeozoic alkaline magmatism on the North-Eastern Baltic Shield. Part I. Kovdor ultramafic-alkaline carbonatite complex // Res Terrae, 2001, A 20, 2563

70. Ballhaus C., Berry R. F., Green D. H. High pressure experimental calibration of the olivine–orthopyroxene–spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the

upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology, **1991**, V.107, P.27–40. <u>https//</u> doi.org/10.1007/BF00311183

71. *Ballhaus C*. Is the upper mantle metal-saturated? // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, V.132,
P.75–86 <u>https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00047-G</u>

72. 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 // Chem. Geol.,
2020, V.535, 119463 <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119463</u>

73. *Bell K.* Carbonatites: Relationships to mantle-plume activity // Mantle Plumes: Their Identification through Time / R. E. Ernst, K. L. Buchan (Eds.). Geological Society of America,
2001, P. 267–290. <u>https://doi.org/10.1130/0-8137-2352-3.267</u>

74. *Bell K., Simonetti A.* Source of parental melts to carbonatites–critical isotopic constraints // Mineral. Petrol. V. 98, **2010**, P. 77–89 <u>https://doi.org/10.1007/s00710-009-0059-0</u>

75. *Bell K., Rukhlov A.S.* Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics / Zaitsev, A.N., and Wall, F., (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society, London, **2004**, Ch.13, P. 433-468 <u>10.1180/MSS.10.13</u>

Bogatikov O.A., Kononova V.A., Pervov V.A., Zhuravlev D.Z. 1994. Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of the Central Aldan: a Sr-Nd isotopic and geodynamic model. Int. Geol. Rev. 36 (7), 629–644. <u>https://doi.org/10.1080/00206 81940 9465479</u>

77. *Bose P.N.* Geology of the Lower Narbada Valley between Nimawar and Kawant. // Memoires of Geology Survey of India, **1884**, V.21, P.1-72

78. *Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotope composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett, **2008**, V.273(1–2), P.48–57 <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010</u>.

79. *Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D.* Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite // Lithos, **2005**, V.85, P.76–92 <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.017</u>

80. *Brey G.P., Bulatov V.K., Girnis A.V., Lahaye Y.* Experimental melting of carbonated peridotite at 6-10 GPa // J. Petrol, **2008**, V.49, P.797–821

81. Brod J., Gaspar J., De Araújo D., Gibson S., Thompson R., Junqueira-Brod T. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: Petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics // J. Asian Earth Sci., **2001**, V.19, P.265–296 <u>https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00047-X</u>

82. Brogger W.C. Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen. Norske / Vidensk. Skrift. Mat-Naturv. Kl., **1921**, 408 p.

83. *Brooker R.A.* The Effect of CO2 Saturation on Immiscibility between Silicate and Carbonate Liquids: an Experimental Study // Jour.of Petrol., **1998**, V. 39, Iss. 11-12, P. 1905–1915 <u>https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1905</u>

84. *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 // J. Petrol., **2011**, V.52 (7–8), P.1281–1305 <u>10.1093/petrology/egq081</u>

85. *Canil D., Bellis A. J.* Ferric Iron in CaTiO3 Perovskite as an Oxygen Barometer for Kimberlite Magmas II: Applications // J. Petrol., **2007**, V.48(2), P.231–252 https://doi.org/10.1093/petrology/egl067

86. *Castillo-Oliver M., Melgarejo J. C., Galí S., Pervov V., Gonçalves A. O., Griffin W. L., Pearson N. J., O'Reilly S. Y.* Use and misuse of Mg- and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: a petrographic and trace element approach // Lithos, **2017**, V.292–293, P.348–363. <u>10.1016/j.lithos.2017.09.021</u>

87. *Cerva-Alves T., Remus M. V. D., Dani N., Basei M. A. S.* Integrated field, mineralogical and geochemical characteristics of Caçapava do Sul alvikite and beforsite intrusions: A new Ediacaran carbonatite complex in southernmost Brazil // Ore Geology Reviews, **2017**, V. 88. P. 352–369 https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.017

88. *Chakhmouradian A.R.* High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chem. Geol.,
2006, V. 235, P.138–160 <u>10.1016/j.chemgeo.2006.06.008</u>

89. Chakhmouradian A.R., Wall F. Rare earth elements: Minerals, mines, magnets (and more)//
Elements, 2012, V.8, P.333–340 <u>10.2113/gselements.8.5.333</u>

90. *Chakhmouradian A. R., Mitchell R. H.* Niobian ilmenite, hydroxylapatite and sulfatian monazite: alternative hosts for incompatible elements in calcite kimberlite from Internatsional'naya, Yakutia // Canadian Mineralogist, **1999**, V.37(5), P.1177–1189

91. 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**, V.274, P.188–213. <u>10.1016/j.lithos.2016.12.037</u>

92. *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**, V.353, P.48–56

93. *Chayka I.F., Izokh A.E., Sobolev A.V.* Low-titanium lamproites of the ryabinoviy massif (Aldan Shield): crystallization conditions and lithospheric source // Dokl. Earth Sc., **2018**, V.481, P.1008–1012. https://doi.org/10.1134/S1028334X18080020

94. *Chukanov N.V., Krivovichev S.V., Pakhomova A.S., Pekov I.V., Schafer C., Vigasina M.F., Van K.V.* Laachite, (Ca,Mn)2Zr2Nb2TiFeO14, a new zirconolite-related mineral from the Eifel volcanic region, Germany // Eur. J. Miner, **2014**, V.26, P.103–111 <u>10.1127/0935-1221/2013/0025-2343</u>

95. *Cordier C., Sauzeat L., Arndt N. T., Boullier A.-M., Batanova V., Barou F.* Metasomatism of the lithospheric mantle immediately precedes kimberlite eruption: new evidence from olivine composition and microstructures // Journal of Petrology, **2015**, V.56(9), P.1775–1796. https://doi.org/10.1093/petrology/egv054

96. *Currie K.L, Ferguson J. A* Study of Fenitization Around the Alkaline Carbonatite Complex at Callander Bay, Ontario, Canada // Canadian Journal of Earth Sciences, **1971**, V.8, №5 <u>https://doi.org/10.1139/e71-053</u>

97. Daly R.A. Igneous rocks and their origin / New York, McGraw Hill, 1914, 563 p.

98. *Dalton J.A., Wood B.J.* The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wall rock reaction in the mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. Vol., **1993**, V.119, P.511–525. <u>https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90059-I</u>

99. *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**, V.39, №11–12, P.1953–1964 <u>https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1953</u>

100. *Dalton H. B., Giuliani A., O'Brien H., Phillips D., Hergt J.* Petrogenesis of a hybrid cluster of evolved kimberlites and ultramafic lamprophyres in the Kuusamo area, Finland // Journal of Petrology, **2019**, V.60, P.2025–2050. <u>10.1093/petrology/egz062</u>

101. Dalton H. B., Giuliani A., O'Brien H., Phillips D., Hergt J. The role of lithospheric heterogeneity on the composition of kimberlite magmas from a single field: the case of Kaavi-Kuopio, Finland // Lithos, 2020, V.354–355, 105333

102. *Dasgupta R., Hirschmann M.* Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide // Nature V.440, **2006**, P. 659–662 <u>https://doi.org/10.1038/nature04612</u>

103. *Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D.* Partial Melting Experiments of Peridotite + CO2 at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts // Journal of Petrology, **2007**, V.48, P.2093-2124. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egm053</u>

104. *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 // J. Petrol., 2006, V.47 (6), P.1119–1146 <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egl005</u>

105. *Dawson J.B.* Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika // Nature, 1962,
V. 195, P.1075-1076

106. *De Paolo D.J.* Trace element and isotope effects of combined wallrock assimilation746and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett., **1981**, V.53, P.189–202

107. *Doroshkevich A. G., Ripp G. S., Moore K. R.* Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikala, Russia) // Mineralogy and Petrology, **2010**, V. 98, № 1–
4. P.245–268 <u>https://doi.org/10.1007/s00710-009-0063-4</u>

108. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Vladykin N.V., Savatenkov V.M. Sources of the Late Riphean carbonatite magmatism of Northern Transbaikalia: Geochemical and isotopegeochemical data // Geochem. Int., **2011**, V.49, P.1195–1207. <u>https://doi.org/10.1134/</u> <u>S0016702911100028</u>

109. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatizm of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // Lithos, 2012, V. 152, P.157–172 10.1016/j.lithos.2012.05.002

110. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences, 2016, V.26. P.81–96. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011

111. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotope and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // J. Asian Earth Sci., **2017**, V.154, P.354–368. <u>10.1016/j.jseaes.2017.12.030</u>

112. 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**, V.332–333, P. 245–260. https//doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006

113. 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 // Int. J. Eng. Sci., **2020**, V.109, P.2407–2423. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01909-6 114. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Kruk M.N., Sharygin V.V., Izbrodin I.A., Starikova A.E., Ponomarchuk A.V., Izokh A.E., Nugumanova Y.N. 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. Petrol., 2022, V. 63 (9), P. 1–21 https://doi.org/ 10.1093/petrology/egac073

115. 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, **2023**, V.464-465, P.1074-1058 <u>10.1016/j.lithos.2023.107458</u>

116. *Dunworth E.A., Bell K.* The Turir massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // Journal of Petrology, 2001, V. 42, P. 377-405 10.1093/petrology/42.2.377

117. *Eggler D. H.* The effect of CO2 upon partial melting of peridotite in the system Na2O-CaO-Al2O3- MgO-SiO2-CO2 to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H2O-CO2 system // American Journal of Science, **1978**, V.278, №3, P.305–343. https://doi.org/10.2475/ajs.278.3.305

118. *Egorov K. N., Kiselev A. I., Men Shagin Y. V., Minaeva Y. A.* Lamproite and Kimberlite of the Sayany Area: composition, sources, and diamond potential. Doklady Earth Sciences, **2010**, V.435(2), P.1670–1675 10.1134/S1028334X10120251

119. *Eriksson S.C.* Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism, and miscibility / Bell K
(ed) Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London, **1989**, P. 221-254

120. *Falloon T.J., Green D.H.* The solidus of carbonated, fertile peridotite// Earth Planet. Sci.
Lett., **1989**, V.94, P.364–370 <u>https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90153-2</u>

121. Fedortchouk Y., Canil D. Intensive variables in kimberlite magmas, Lac de Gras, Canada and implications for diamond survival // Journal of Petrology, **2004**, V.45, P.1725–1745. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egh031</u>

122. *Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J. A.* Dissolution forms in Lac de Gras diamonds and their relationship to the temperature and redox state of kimberlite magma // Contributions to Mineralogy and Petrology, **2005**, V.150, P.54–69 <u>https//doi.org/10.1007/ s00410-005-0003-1</u>

123. *Foland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., Chen J.* Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites // Geochim. Cosmochim. Acta, **1993**, V.57, P.697–704

124. *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**, V.112, P.274–283. <u>https//- doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.020</u> 125. Foley S.F. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // J. Petrol., 2011, V.52, P.1363–1291 <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egq061</u>
126. Förster M. W., Prelevic D., Schmuck H. R., Buhre S., Veter M., Mertz-Kraus R., Foley S. F., Jacob D. E. Melting and dynamic metasomatism of mixed harzburgite glimmerite mantle source: implications for the genesis of orogenic potassic magmas // Chemical Geology, 2017, V.455, P.182–191. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.037</u>

127. *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**, V.73. №2, P.105–117. <u>https://doi.org/10.1007/BF00371385</u>

128. Frost B. R. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.
H. (ed.) Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance // Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 25. Washington, D.C., 1991, P. 1–10, <u>https://doi.org/10.1515/9781501508684-004</u>

129. Frost D.J., McCammon C.A. The redox state of Earth's mantle // Annu. Rev. Earth Planet.
Sci., 2008, V.36, P.389–420 DOI10.1146/annurev.earth.36.031207.124322

130. *Garson M. S., Coats J. S., Rock N. M. S., Deans T.* Fenites, breccia dykes, albitites, and carbonatitic veins near the Great Glen Fault, Inverness, Scotland // Journal of the Geological Society, **1984**, V.141, № 4, P.711–732. <u>https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.4.0711</u>

131. *Giebel R.J., Marks M.A.W., Gauert C.D.K., Markl G.* A model for the formation of carbonatite–phoscorite assemblages based on the compositional variations of mica and apatite from the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // Lithos, **2019**, V.324, P.89–104. 10.1016/j.lithos.2018.10.030

132. *Gittins J.* The origin and evolution of carbonatite magmas / Carbonatites: Genesis and Evolution, **1989**, Unwin Hyman, London, P.580-599

133. *Gittins J., Harmer R.E., Barker D.S.* The bimodal composition of carbonatites: reality or misconception?// Lithos, **2005**, V.85, P.129-139 <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.023</u>

134. *Gittins J., Harmer R.E.* Myth and reality in the carbonatite – silicate rock "association"//Miner. Petrol, **2003**, V.72, P.19-26

135. *Giuliani, A.* Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide // Lithos, 2018, V.312-313, P.322–342. 10.1016/j.lithos.2018.04.029

136. *Giuliani A., Kamenetsky V. S., Kendrick M. A. A., Phillips D., Wyatt B. A., Maas R.* Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // Chemical Geology, **2013**, V.353, P.4–18 <u>https//- doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.025</u>

137. *Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V. S., Kendrick M. A., Wyatt B. A., Goemann K., Hutchinson G.* Petrogenesis of mantle polymict breccias: insights into mantle processes coeval with kimberlite magmatism // Journal of Petrology, **2014**, V.55, P.831–858. <u>https//doi.org/10.1093/petrology/egu008</u>.

138. Gladkochub, D. A., Pisarevsky, S. A., Donskaya, T. V., Ernst, R. E. & Hanes, J. A. (2010). Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction. Precambrian Research 183, 660–668. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023.

139. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotope systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., **1988**, V.87, P.249–265 https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1

140. *Grassi D., Schmidt M.W.* Melting of carbonated pelites at 8–13 GPa: generating K-rich carbonatites for mantle metasomatism // Contrib. Mineral. Petrol., 2011a, V. 162, P.169–191 <u>https://doi.org/10.1007/s00410-010-0589-9</u>

141. *Grassi D., Schmidt M.W.* The melting of carbonated pelites from 70 to 700km depth // J.
Petrol., 2001b, V.52, P.765–789 <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egr002</u>

142. *Greenough J.D.* Minor phases in the Earth's mantle: evidence from trace- and minorelement patterns in primitive alkaline magmas // Chem. Geol,, **1988**, V.69, P.177–192 https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90033-2

143. *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**, V.46, P.1645–1659. <u>10.1093/petrology/egi029</u>

144. *Guest N.J.* The volcanic activity of Oldoinyo L'Engai, 1954. // Rec. Geol. Surv. Tanganyika, **1956**, V.4, P. 56-59

145. *Hackman, V.M.* Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajarvi, Nordfinland // Bulletin de la Commission Ge'ologique de Finlande, **1925**, V.72, 63 p.

146. Hackman V.M. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajarvi, Nordfinland // Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, 1925, v.72, 63 p.

147. *Haggerty S. E.* Oxide mineralogy of the upper mantle, in: oxide minerals: petrologic and magnetic significance // Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, **1991**, V.25, P.355–416

148. Harmer R.E., Gittins J. The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma // J.
Petrol., 1998, V.39, P.1895–1903. <u>10.1093/petroj/39.11-12.1895</u>

149. *Hammouda T., Keshav S.* Melting in the mantle in the presence of carbon: Review of experiments and discussion on the origin of carbonatites //Chemical Geology, **2015**, V.418, P. 171-188 https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.018

150. *Hart S.R., Staudigel H.* Oceanic crust: age of hydrothermal alteration // Geophys. Res. Lett., **1978**, V.5, P.1009–1012 <u>https://doi.org/10.1029/GL005i012p01009</u>

151. *Heinrich E.W.* The Geology of Carbonatites. Chicago.: Rand McNally and Co, **1966**, 601p.

152. *Hogbohm A.G.* Uber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alno // Geol Foren. Stockholm Furh., **1895**, V.17, P.100-160

153. *Horton F.* Rapid recycling of subducted sedimentary carbon revealed by Afghanistan carbonatite volcano // Nat. Geosci., **2012**, V.14, P.508-512 <u>https://doi.org/10.1038/s41561-021-00764-7</u>

154. *Howarth, G. H.* Olivine megacryst chemistry, Monastery kimberlite: constraints on the mineralogy of the HIMU mantle reservoir in southern Africa //Lithos, **2018**, V.314–315, P.658–668 <u>https//- doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.007</u>

155. *Hou T., Charlier B., Namur O., Schutte P., Schwarz-Schampera U.S., Zhang Z., Holtz F.* Experimental study of liquid immiscibility in the Kiruna-type Vergenoeg iron–fluorine deposit, South Africa // Geochimica et Cosmochimica Acta, **2017**, V.203, P.303-322 <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.01.025</u>

156. *Hulett S., Simonetti A., Rasbury E.* Recycling of subducted crustal components into carbonatite melts revealed by boron isotopes // Nature Geoscience, 2016, V. 9, P.904–908, <u>https://doi.org/10.1038/ngeo2831Hutchison et al., 2019</u>

157. *Hutchison W., Babiel R.J., Finch A.A.* Sulphur isotopes of alkaline magmas unlock longterm records of crustal recycling on Earth// Nat Commun., **2019**, V.10, P.420-428 <u>https://doi.org/10.1038/s41467-019-12218-1</u>

158. *Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E.* The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // Chem. Geol., **2005**, V17, P.41–75 <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.001</u>

159. *Ita J., Stixrude L.* Petrology, elasticity, and composition of the mantle transition zone // J. Geophys. Res., *1992*, V. 97(B5), P.6849–6866 <u>https://doi.org/10.1029/92JB00068</u>

Jung S., Hoernes S., Hoffer E. Petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (northern Damara orogen, Namibia): enriched mantle versus crustal contamination // J. Geol., 2005, V.113, P.651–672 10.1086/467475

161. Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. Tectonic setting of kimberlites // Lithos, 2009,
V.112, P.155–165. <u>https//- doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.030</u>

162. *Kaminsky F. V., Belousova E. A.* Manganoan ilmenite as kimberlite/diamond indicator mineral // Russian Geology and Geophysics, **2009**, V.50, P.1212–1220 <u>https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.019</u>

163. *Karchevsky P.I., Moutte J.* The phoscorite - carbonatite complex o Vuoriyarvi, northern Karelia /Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province; Wall, F., Zaitev, A.N., Eds.; The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland: London, UK **2004**, P. 163-199

164. Kelemen P.B., Manning C.E. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goesdown,mostlycomesup// PNAS,2015, 112:E3997–4006https://doi.org/10.1073/pnas.1507889112

165. *Kimura S., Muan, A.* Phase relations in the system CaO– iron oxide–titanium oxide under strongly reducing conditions // American Mineralogist, **1971**, V.56, P.1347–1358

166. *Kiseeva E.S., Litasov K.D., Yaxley G.M., Ohtani E., Kamenetsky V.S.* Melting and phase relations of carbonated eclogite at 9–21 GPa and the petrogenesis of alkali-rich melts in the deep mantle // J. Petrol., **2013a**, V.54, P.1555–1583 <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egt023</u>

167. Kiseeva E.S., Yaxley G.M., Stepanov A.S., Tkalčić H., Litasov K.D., Kamenetsky V.S.

Metapyroxenite in the mantle transition zone revealed from majorite inclusions in diamonds// Geology, **2013b**, V. 41, P.883–886 <u>https://doi.org/10.1130/G34311.1</u>

168. *Kjarsgaard B. A., Hamilton D. L.* Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // Mineralogical Magazine. **1988**. V. 52. № 364. P. 43–55. <u>https://doi.org/10.118020</u>/minmag.1988.052.364.04

169. *Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.* The genesis of carbonatites by immiscibility//Carbonatites: Genesis and Evolution, London, **1989**, P.388-404.

170. *Klemme S.* Experimental constraints on the evolution of iron and phosphorus-rich melts: Experiments in the system CaO-MgO-Fe2O3-P2O5-SiO2-H2O-CO2 // Jour. Of Mineral. And Petrol. Siences, **2010**, V.105 (1), P.1-8 <u>10.2465/jmps.090311</u>

171. *Kogarko L.N., Suddaby P., Watkins P.* Geochemical evolution of carbonatite melts in Polar Siberia // Geochemistry International, **1997**, V.35, P.113-118

172. *Kogarko L. N., Veselovsky R. V.* Geodynamic Regimes of Carbonatite Formation According to the Paleo-Reconstruction Method // Doklady Earth Sciences, **2019**, V. 484, № 1, P. 25–27 <u>https://doi.org/10.1134/S1028334X19010112</u>

173. *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 isotope systematics // Geochem. Int., **2011**, V.49(5), P.439–448 10.1134/S0016702911050065

174. *Koster van Groos A. F., Wyllie P. J.* Liquid immiscibility in the join NaAlSi3O8-CaAl2Si2O8- Na2CO3-H2O // American Journal of Science, **1973**, V. 273, №6, P.465–487 <u>https://doi.org/10.2475/ajs.273.6.465</u>

175. *Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust // Chem. Geol., **1997**, V.139 (1), P.75–110

176. *Krasnova N., Petrov T., Balaganskaya E., Garcia D., Moutte J., Zaitsev A., Wall F.* Introduction to phoscorites: Occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis / Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province; Wall, F., Zaitev, A.N., Eds.; The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland: London, UK **2004**, pp. 45–74

177. *Krasnova N., Balaganskaya E., Garcia D.* Kovdor—classic phoscorites and carbonatites / Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province; Wall, F., Zaitev, A.N., Eds.; Mineralogical Society of Great Britain and Ireland: London, UK **2004**, pp. 99–132

178. 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, V.11, P.556 https://doi.org/10.3390/min11060556L

179. *Lapin, A.V.* Mineral parageneses in apatite ores and carbonatites of the Sebl'yavr Complex // International Geology Review, **1979**, V.21, P.1043-1052

180. Lapin A.V., Vartiainen H. Orbicular and spherulitic carbonatites from Sokli and Vuoriyarvi
// Lithos, 1983, V.16, P.53-66. <u>10.1016/0024-4937(83)90034-8</u>

181. Le Bas M.J. Carbonatite-Nepheline Volcanism / Wiley, London, 1977, 347pp

182. Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites // Alkaline Igneous Rocks. Editors: Fitton J.G. and Upton B.G.J. Geol. Soc. Spec. Publ., **1987**, № 30, P.53–83. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.05

183. *Le Bas M.J.* Carbonatite Magmas // Mineral. Magazine, **1981**, V.44, P. 133-140 <u>10.1180/minmag.1981.044.334.02</u>

184. *Le Maitre R. W.* Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, **2002**, 236 p. http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535581

185. 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. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and

Mineral Names // American Mineralogist, **1997**, V.82, P.1019-1037 http://dx.doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13

186. Lee W., Wyllie P.J. Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites // International Geology Review, **1994**, V. 36., P.797–819

187. *Lee W. J., Wyllie P. J.* Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO-(MgO+FeO*)-(Na2O+K2O)-(SiO2+Al2O3+TiO2)-CO2 // J. Petrol., **1998**, V. 39, P. 2005-2013

188. *Lee W-J., Wyllie P.J.* The system CaO-MgO-SiO2-CO2 at 1 GPa, metasomatic wehrlites, and primary carbonatite magmas // Contrib. Mineral. Petrol., **2000**, V.138, P. 214-228 DOI:<u>10.1007/s004100050558</u>

189. *Lee M.J., Garcia D., Moutte J., Williams C.T., Wall, F.* Carbonatites and phoscorites from the Sokli Complex, Finland. In Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine; Mineralogical Society of Great Britain and Ireland: London, UK, **2004**, V. 5, P. 133–162 https://doi.org/10.1180/MSS.10.05

190. Lindsley D.H., Epler N. Do Fe-Ti oxide magmas exist? Probably not! // American Mineralogist, 2017, V.102, P.2157-2169 <u>10.2138/am-2017-6091</u>

191. Linnen R. L., Samson I. M., Williams-Jones A. E., Chakhmouradian A. R. Geochemistry of the Rare-Earth Element, Nb, Ta, Hf, and Zr Deposits // Treatise on Geochemistry (Second Edition)
/ H. D. Holland, K. K. Turekian, S. D. Scott (Eds.). Elsevier, 2014. P. 543–568. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01124-4

192. *Ludwig, K.R.* User's manual for Isoplot/Ex, version 2.10, a geochronological toolkit for microsoft excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. Berkeley, **1999**

193. *Ludwig, K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publications. Berkeley, **2000**

194. Marfin A. E., Radomskaya 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., Belozerova 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, V.62, P.1–16. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egab049</u>

195. *Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I.L., Nivin V., Balaganskaya E., Zimmermann J-L.* Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle // Earth and Planetary Science Letters, **1998**, V.164, P.179-192 <u>https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00202-7</u> 196. *McCormick G.R., Le Bas M.J.* Phlogopite crystallization in carbonatitic magmas from Uganda // Can. Mineral. **1996**, V.34, P.469–478

197. *McKenzie D., Jackson J., Priestley K.* Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett., **2005**, V.233, P.337–349 https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.005

198. *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 phoscorite-carbonatite associations, as exemplified by the Phalaborwa Complex, South Africa // Miner Deposita, **2017**, V.52, P.1105–1125 <u>https://doi.org/10.1007/s00126-016-0708-2</u>

199. *Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.* Isotope composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia // Lithos, **1994**, V.32, P.243–248.

200. *Mitchell R.H.* Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks / New York, London: Plenum Press, **1995**, 410p.

201. *Mitchell R.H.* The melilitite clan. In Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis, and Economic Potential (R.H. Mitchell, ed.) // Mineral. Assoc. Can., Short Course, **1996**, V.24, P.123-152

202. *Mitchell R. H.* Carbonatites and carbonatites and carbonatites // The Canadian Mineralogist, **2005**, V.43, № 6, P.2049–2068 <u>https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049</u>

203. *Mitchell R.H., Bergman S.C.* Petrology of Lamproites / Springer Science & Business Media, **1991**

204. *Mitchell R.H., Gittins J.* Carbonatites and carbothermalites: A revised classification // Lithos, **2022**, V.430-431, 106861 <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106861</u>

205. *Moore A., Blenkinsop T., Coterill F.* Controls on postGondwana alkaline magmatism in southern Africa // Earth and Planetary Science Letters, **2008**, V.268, P.151–164 <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.007</u>

206. *Moore, A. E., Costin, G.* Kimberlitic olivine derived from the Cr-poor and Cr-rich megacryst suites // Lithos, **2016**, V.258-259, P.215–227 https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.022

207. *Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin 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 // J. Mineral. Petrol. Sci., **2000**, V.95, P.162–172

208. *Nagler Th.F., Kramers J.D.* Nd isotope evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both // Precambrian Res., **1998**, V.91, P.233–252

209. Nelson D. R., Chivas A. R., Chappell B. W., McCulloch M. T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, V. 52, № 1, P. 1–17. <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90051-8</u>

210. Neymark, L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Kotov A.B., Vinogradov D.P., Gorokhovsky B.M., Ovchinnikova G.V., Bogomolova L.M., Smelov A.P. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrane (eastern Siberia): geochemical and isotope study. // Ibid., **1993**, V.62, P.453–472

211. 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**, V. 173, P.55 https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3

212. 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., Batalin G.A. Sr-Nd-Pb isotope 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**, V.364–365, 105509 <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105509</u>

213. *Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedev, N. M., Volkova G. D., Peresetskaya E. V.* Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos, **2021**, V.398–399, 106277. <u>https//-</u>doi.org/10.1016/j.lithos.2021.1062770

214. *Nugumanova Y. N., Doroshkevich A. G., Prokopyev I. R., Starikova, A.* Compositional variations of spinels from ultramafic lamprophyres of the Chadobets Complex (Siberian Craton, Russia) // Minerals, **2021**, V.11, P.456. <u>https://doi.org/10.3390/min110504</u>

215. *Otto J.W., Wyllie P.J.* Relationship between silicate melts and carbonate – precipitating melts in CaO–MgO–SiO2–CO2–H2O at 2 kbar // Contributions to Mineralogy and Petrology, **1993**, V. 48, P.343–365

216. Panina L.I. Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonate melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia)//Contrib. Mineral. Petrol. – 2005, V.150, P.19–36 10.1007/s00410-005-0001-3

217. *Pecora W.T.* Carbonatites: a review // Geological Society of America Bulletin, 1956, V.67,
P.1537-1556 <u>10.1130/0016-7606(1956)67[1537:CAR]2.0.CO;2</u>
218. *Pilipiuk A.N., Ivanikov V.V., Bulakh A.G.* Unusual rocks and mineralisation in a new carbonatite complex at Kandaguba, Kola Peninsula, Russia // Lithos, **2001**, V.56, P.333–347 10.1016/S0024-4937(00)00069-4

219. *Pintér Z., Foley S.F., Yaxley G.M., Rosenthal A., Rapp R.P., Lanati A.W., Rushmer T.* Experimental investigation of the composition of incipient melts in upper mantle peridotites in the presence of CO2 and H2O // Lithos, **2021**, V396–397:106224 https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106224

220. *Pirajno F*. Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites, associated mineral systems and the mantle plume connection // Gondwana Research. **2015**. V. 27. № 3. P. 1181–1216. <u>https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.008</u>

221. *Pirajno F*. Ore Deposits and Mantle Plumes. Dordrecht: Springer Netherlands, 2000, 556
p. <u>https://doi.org/10.1007/978-94-017-2502-6</u>

222. *Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol., **1998**, V.145, P.325–394 https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2

223. *Ponomarev J.D., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Chebotarev D.A.* Geochemical characteristics of magnesiocarbonatites from Muostalaah apatite occurrence and Birikeen apatite deposit (Aldan-Stanovoy shield, South Yakutia, Russia) // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sci., **2021**, 66 (2) <u>https://doi.org/ 10.21638/spbu07.2021.209</u>

224. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Ya, N., Vladykin N.V.* Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites and phoscorites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // Ore Geol. Rev. **2021**, V.131, 104042 <u>https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042</u>

225. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Kruk M.N., Izbrodin I.A., Vladykin N.V.* Geochronology of the Arbarastakh alkaline-ultramafic carbonatite complex (Aldan Shield, Yakutia): new Ar-Ar and U-Pb data // Geosphere Res., 2022, V.3, P.48–66. https://doi.org/10.17223/25421379/25/3

226. *Rankin A.H. Le Bas M.J.* Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma//Nature, **1974**, V.250, P.206–209

227. *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 // Geochem. Int., **2020**, V.58, P.753–778 <u>10.1134/S0016702920070095</u>

228. *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 // J. Petrol., **2008**, V.49, P.493–522

229. *Riley T.R., Leat P.T., Storey B.C., Parkinson I.* Ultramafic lamprophyres of the Ferrar large igneous province: Evidence for a HIMU mantle component // Lithos, **2003**, V.66 (1-2) 10.1016/S0024-4937(02)00213-X

230. *Robles-Cruz S. E., Watangua M., Isidoro L., Melgarejo J. C., Galí, S., Olimpio A.* Contrasting compositions and textures of ilmenite in the Catoca kimberlite, Angola, and implications in exploration for diamond // Lithos, **2009**, V.112, P.966–975. <u>https//-</u> doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.040

231. *Roeder P.L., Schulze D.J.* Crystallization of groundmass spinel in kimberlite // J. Petrol.,
2008, V.49, P.1473–1495 <u>10.1093/petrology/egn034</u>

232. *Rohrbach A., Schmidt M.W.* Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon–iron redox coupling // Nature, **2011**, V. 472, P.209–212 <u>https://doi.org/10.1038/nature09899</u>

233. *Rohrbach A., Ghosh S., Schmidt M.W., Wijbrans C.H., Klemme S.* The stability of Fe–Ni carbides in the Earth's mantle: evidence for a low Fe–Ni–C melt fraction in the deep mantle // Earth Planet. Sci. Lett., **2014**, V.388, P.211–221 <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.007</u>

234. *Rukhlov A. S., Bell K.* Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // Mineralogy and Petrology, **2010**, V.98, № 1–4, P.11–54. <u>https://doi.org/10.1007/s00710-009-0054-5</u>

235. *Russel H.D., Hiemstra S.A., Groeneveld D.* The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eatern Transvaal // Trans. Geols. Soc. South Africa, **1954**, V.57, P.197-208

236. 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**. V. 338-339. P. 141-154 <u>10.1016/j.lithos.2019.03.032</u>

237. *Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levskii L.K.* Behavior of the Sm–Nd, Rb– Sr, K–Ar, and U–Pb Isotope systems during alkaline metasomatism: Fenites in the outer contact zone of an ultramafic alkaline intrusion // Geochem. Int., **2004**, V.42, P.899–920

238. *Savatenkov V.M., Mochalov A.G.* Age and sources of Dunite from the Konder Massif (Aldan Shield) // Dokl. Earth Sc., **2018**, V.482, P.1331–1335 <u>https://doi.org/10.1134/</u> <u>S1028334X18100161</u>

239. *Savelieva V.B., Bazarova E.P., Danilova Yu.V., Danilov B.S.* Geochemical features of dike aillikites and alkaline rocks of the Bolshetagninsky massif (Urik-Iya Graben, East Sayan Region) // Geodynam. Tectonophys, **2022**, 13 (2s), 0614. <u>https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614/</u>

240. *Schulze D. J., Anderson P. F. N., Hearn B. C. & Hetman C. M.* Origin and significance of ilmenite megacrysts and macrocrysts from kimberlite // International Geology Review, 1995, V.37, P.780–812 https://doi.org/10.1080/00206819509465427

241. *Shaikh A. M., Patel S. C., Ravi S., Behera D., Pruseth, K. L.* Mineralogy of the TK1 and TK4 'kimberlites' in the Timmasamudram cluster // Chemical Geology, **2017**, V.455, P. 208–230 https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.030

242. *Shand S.J.* Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite / John Wiley & Sons, New York, **1943**, 444 p.

243. Sharma M., Basu A., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotope variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics // Earth Planet. Sci. Lett., **1992**, V.113, P.365–381

244. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precambrian Research, **2003**, V.22, P. 359–377

245. *Smith C. B., Haggerty S. E., Chatterjee B., Beard, A., Townend R.* Kimberlite, lamproite, ultramafic lamprophyre, and carbonatite relationships on the Dharwar Craton, India; an example from the Khaderpet pipe, a diamondiferous ultramafic with associated carbonatite intrusion // Lithos, **2013**, V.182–183, P.102–113 <u>https//doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.006</u>

246. *Smith M.P., Campbell L.S., Kynicky J.* A review of the genesis of the world-class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions // Ore Geol. Rev., **2014**, V.64, P.459–476 <u>https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.03.007</u>

247. *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, V.386–387, 106042. https://doi.org/10.1016/j.lithos. 2021.106042

248. Stagno V., Ojwang D.O., McCammon C.A., Frost D.J. The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior // Nature, 2013, V.493, P.84–88 https://doi.org/10.1038/nature11679

249. *Starikova A., Prokopyev I., Doroshkevich A., Ragozin A., Chervyakovsky V.* 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, V.11(4), P.408. <u>https// doi.org/10.3390/min11040408</u>

250. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommission on geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology// Earth and Planetary Science Letters, **1977**, V. 36. P. 359–362

251. *Sutherland D.S.* Two examples of fluidization from the Tororo carbonatite complex, southeast Uganda // Proceedings of the Geologists' Association, **1980**, V.91, Iss. 39-41, P. 39-41, 43-45 https://doi.org/10.1016/S0016-7878(80)80008-3

252. Sweeney R.J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett.,
1994, V.128, P.259–270 <u>https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90149-X</u>

253. *Sweeney R.J., Prozesky V., Przybylowicz W.* Selected trace nad minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 19-46 kb pressure// Geochimica et Cosmochimica Acta, **1995**, № 18, V.59, P. 3671-3683

254. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1989, V.42, P.313–345

255. 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 // J. Petrol., 2006, V.47, P.1261–1315 <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egl008</u>

256. *Tappe S., Foley S. F., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Heaman L. M., Stracke A., Jenner G. A.* Between carbonatite and lamproite–diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate fusion melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochimica et Cosmochimica Acta, **2008**, V.72, P.3258–3286. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.008</u>.

257. *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 Planet. Sci. Lett., **2017**, V.466, P.152–167 https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.011

258. *Thomsen T.B., Schmidt M.W.* Melting of carbonated pelites at 2.5–5.0 GPa, silicate– carbonatite liquid immiscibility, and potassium–carbon metasomatism of the mantle // Earth Planet. Sci. Lett., **2008**, V.267, P.17–31 <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.027</u>

259. *Thomson A.R., Walter M.J., Kohn S.C., Brooker R.A.* Slab melting as a barrier to deep carbon subduction // Nature, **2016**, V.529, P.76–79 <u>https://doi.org/10.1038/nature16174</u>

260. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.g. Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: Identification of lower mantle plume component // Geochimica et Cosmochimica Acta, **2002**, V.66, 881901. DOI:10.1016/S0016-7037(01)00807-9

261. *Treiman A.H., Schedl A.* Properties of carbonatite magma and processes in carbonatite magma chambers // The Journal of Geology, **1983**, V.91, P.437-447 <u>https://doi.org/10.1086/628789</u>

262. *Tronnes R., Edgar A., Arima M.* A high pressure-high temperature study of TiO2 solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry // Geochim. Cosmochim. Acta, 1985, V.49, P.2323–2329 <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90232-7</u>

263. *Tsuno K., Dasgupta R.* Fe–Ni–Cu–C–S phase relations at high pressures and temperatures—the role of sulfur in carbon storage and diamond stability at mid- to deep-upper mantle// Earth Planet. Sci. Lett., **2015**, V.412, P.132–142 <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.018</u>

264. *Vartiainen H.* The Petrography, Mineralogy and Petrochemistry of the Sokli Carbonatite Massif, Northern Finland // Geological Survey of Finland, **1980**, V.313, p.126

265. Vasyukova E.A., Izokh A.E., Borisenko A.S., Pavlova G.G., Sukhorukov V.P., Anh T. T.
Early Mesozoic lamprophyres in Gorny Altai: petrology and age boundaries // Russ. Geol.
Geophys., 2011, V.52 (12), P.1574–1591. <u>https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.010</u>

266. *Vasyukova E.A., Ponomarchuk A.V., Doroshkevich A.G.* Petrological and geochemical characteristics and age of Yllymakh rocks (Aldan Shield, Southern Yakutia) // Russ. Geol. Geophys., **2019**, V.61, P.396–411 <u>https://doi.org/10.15372/RGG2019147</u>

267. *Vasyukova O.V., Williams-Jones A.E.* Carbonatite metasomatism, the key to unlocking the carbonatite-phoscorite-ultramafic rock paradox // Chemical Geology, **2022**, V.602(211), , 120888. <u>10.1016/j.chemgeo.2022.120888</u>

268. Veizer J., Bell K., Jansen S. L. Temporal distribution of carbonatites // Geology, 1992, V.
20, № 12, P.1147–1149. <u>https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)0202.3.CO;2</u>

269. *Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V.* Mineralogy of crystallized melt 837 inclusion from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite 838 genesis// J. Petrol., **1998**, V.29, P.2015-2031 <u>10.1093/petroj/39.11-12.2015</u>

270. Veksler I. V., Dorfman A. M., Dulski P., Kamenetsky V. S., Danyushevsky L. V., 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**, V.79. P.20–40 <u>https://doi.org/10.1016</u>/j.gca.2011.11.035

271. *Verhust A., Balaganskaya E., Kirnarsky Yu, Demaiffe D.* Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Palaeozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Penisula, NW Russia) // Lithos, **2000**, V.51, P.1-25 10.1016/S0024-4937(99)00072-9 W

272. *Verwoerd W.J.* Mineral deposits associated with carbonatites and alkaline rocks / Mineral Deposits of Southern Africa (C.R. Anhaeusser and S. Maske, eds.) Geol. Soc. South Africa, **1986**, 2173-2191

273. 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, V.292–293, P.81–95, <u>https//doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.020</u>

274. *Vladykin N.V., Alymova N.* The Zhidoy massif of ultrabasic – alkaline rocks and carbonatites: its geochemical features, sources and ore potential // EGU General Assembly, **2020**, <u>10.5194/egusphere-egu2020-8776</u>

275. *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.1

276. *Vrublevsky V.V., Sazonov A.M., Gertner I.F., Tishin P.A., Kolmakov Yu.V.* Geochronology and magmatic sources of alkaline rocks and carbonatites of the southern Transangaria, Yenisei Ridge // Bull. Tomsk Polytech. Univ. Geo Assets Eng., **2012**, V.320, P.63–70.

277. *Wall F.* Rare Earth Elements /Critical Metals Handbook/ John Wiley & Sons: Hoboken, NJ, USA, **2013**. <u>https://doi.org/10.1002/9781118755341.ch13</u>

278. *Wall F., Zaitsev A.N.* Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province / Mineralogical Society: London, UK **2004**; p. 498, Series 10.

279. *Wallace M. E., Green D. H.* An experimental determination of primary carbonatite magma composition // Nature, **1988**, V.335, P. 343-346 <u>10.1038/335343a0</u>

280. *Wedlandt R., Harrison W.J.* Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO2 vapor: Results and implications for the formation of light rare earthenriched rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology, **1979**, V.69, P. 409-419 <u>10.1007/BF00372266</u>

281. *Williams J.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology, **1998**, V.7, P.1–35. <u>10.5382/Rev.07.01</u>

282. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.S.W., Knight R.J., Siems D.F. Isotope and trace-element constraints on mantle and crustal contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, **1993**, V.57, P.3677–3704

283. *Woolley A., Bergman S., Edgar A., Le Bas M., Mitchell R., Rockt N., Smith B.* Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks // The Canadian Mineralogist, **1996**, V.34, P.175-186.

284. *Woolley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution, London, **1989**, P.1–46

285. *Woolley A.R.* Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis // Periodico di Mineralogia, **2003**, V.72, P.9–17

286. *Woolley A. R., Kjarsgaard B. A.* Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database // The Canadian Mineralogist, **2008**, V. 46, No 4, P.741–752 https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.741

287. *Wyatt B. A., Baumgartner M., Anckar E., Grutter H.* Compositional classification of 'kimberlitic' and 'non-kimberlitic' ilmenite // Lithos, **2004**, V.77, P.819–840. https//doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.025

288. *Wyllie P.J., Haas J.L.* The system CaO–SiO2–CO2–H2O. Melting relationships with excess vapor at 1 kilobar pressure // Geochimica et Cosmochimica Acta, **1965**, V. 29, P.871–892 <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(65)90084-0</u>

289. Wyllie P. J., Lee W.-J. Model System Controls on Conditions for Formation of Magnesiocarbonatite and Calciocarbonatite Magmas from the Mantle // Journal of Petrology.
1998. V. 39. № 11–12. P. 1885–1893. <u>https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1885</u>

290. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* The system CaO–CO2–H2O and the origin of carbonatites // Journal of Petrology, **1960**, V.1, P.1-46

291. *Wyllie P.J.* Origin of carbonatites - evidence from phase equilibrium studies//Carbonatites: genesis and evolution. London, **1989**, P. 500-545

292. *Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladykin, N.V.* Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data on geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton // Dokl. Earth Sci., 2005, V.404 (7), P.1031–1036

293. Yaxley G.M., Ghosh S., Kiseeva E.S., Mallik A., Spandler C., A.R. Thomson, Walter M.J. CO2-rich melts in Earth. / Deep Carbon: Past to Present, ed. BN Orcutt, I Daniel, R Dasgupta,
2020, pp. 129–62. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press <u>10.1017/9781108677950.006</u>

294. Yaxley G.M., Anenburg M., Tappe S., Decree S., Guzmics T. Carbonatites: Classification, Sourcec, Evolution, and Emplacement // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2022, V.50, P.261-293 <u>https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243</u>

295. *Yegorov L.S.* Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association // International Geology Review, **1993**, V.35, P. 346-358

296. *Zaitsev A.N., Bell K.* Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia // Contrib. Mineral. Petrol., **1995**, V.121, P.324–335

297. 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**, V.62, № 1–2, P.15–33 <u>https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00084-1</u>

298. *Zaitsev A.N., Sitnikova M.A., Subbotin V.V., Fernández-Suárez J., Jeffries T.E.* Sallanlatvi complex – a rare example of magnesite and siderite carbonatites / Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society, London, **2004**, P.201-245 <u>https://doi.org/10.1180/MSS.10.07</u>

299. *Zhu R., Ni P., Wang G., Ding J. & Kang N.* Temperature and oxygen state of kimberlite magma from the North China Craton and their implication for diamond survival // Mineralium Deposita, **2022**, V.57, P.301–318 <u>https://doi.org/10.1007/s00126-021-01057-0</u>

ПРИЛОЖЕНИЯ

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	38,14	39,05	39,50	38,24	37,96	39,05	39,04	38,47	38,63	37,64	40,37	39,69	39,94	40,63	40,93
TiO ₂	3,14	3,22	3,27	2,95	2,25	2,15	2,12	2,09	2,09	2,95	0,18	-	0,23	-	0,25
Al ₂ O ₃	15,36	15,30	15,47	15,51	15,38	13,85	13,70	13,79	13,81	15,50	2,63	0,74	3,27	0,83	3,65
FeO	7,09	7,25	7,42	6,69	6,79	15,89	15,92	15,84	15,91	6,50	16,29	19,00	17,79	17,79	16,12
MgO	22,74	21,84	21,27	22,95	22,75	16,76	16,61	16,70	16,67	23,13	23,30	24,10	23,85	24,14	23,93
CaO	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	-	0,01	-	0,07	0,21	0,57	0,28	0,88	0,35
MnO	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06	0,17	0,17	0,16	0,18	0,05	0,28	0,50	0,30	0,53	0,32
BaO	0,50	0,48	0,46	0,69	0,63	0,39	0,30	0,33	0,39	0,61	-	-	-	-	-
Na₂O	0,34	0,26	0,18	0,50	0,46	0,76	0,68	0,72	0,68	0,47	0,22	0,23	0,19	-	0,20
K ₂ O	9,49	8,06	7,45	9,73	9,77	9,37	9,43	9,46	9,43	9,73	9,88	9,32	9,42	9,26	9,64
F	0,64	0,62	0,67	0,61	0,62	0,74	0,79	0,95	0,87	0,70	-	-	-	-	-
Cl	0,01	-	-	-	-	-	0,02	0,00	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97,56	96,16	95,78	97,96	96,66	99,15	98,77	98,51	98,65	97,32	93,36	94,15	95,27	94,06	95,39
					Φα	ормула рас	считана на	сумму кат	ионов В+Ζ	=7					
Si	2,711	2,785	2,817	2,715	2,727	2,865	2,876	2,848	2,853	2,686	3,065	2,994	2,954	3,061	3,021
Ti	0,168	0,173	0,176	0,157	0,122	0,119	0,117	0,116	0,116	0,158	0,010		0,013		0,014
Al	1,287	1,286	1,300	1,298	1,303	1,198	1,190	1,203	1,202	1,304	0,235	0,066	0,285	0,074	0,317
Mg	2,409	2,322	2,262	2,429	2,436	1,833	1,825	1,843	1,835	2,461	2,637	2,710	2,629	2,711	2,633
Ca	0,007	0,004	0,005	0,002	0,000	0,002		0,001		0,010	0,017	0,046	0,022	0,071	0,028
Mn	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,011	0,010	0,010	0,011	0,003	0,018	0,032	0,019	0,034	0,020
Ва	0,014	0,013	0,013	0,019	0,018	0,011	0,009	0,010	0,011	0,017					
Na	0,046	0,036	0,025	0,069	0,064	0,109	0,097	0,103	0,097	0,065	0,000	0,000	0,000		0,000
К	0,861	0,734	0,678	0,881	0,896	0,877	0,887	0,894	0,888	0,886	0,957	0,897	0,889	0,890	0,908
F	0,145	0,140	0,151	0,137	0,140	0,171	0,185	0,223	0,203	0,158					
Cl	0,001						0,002	0,001							
Fe ³⁺	0,414	0,438	0,466	0,432	0,404	1,153	1,160	1,129	1,131	0,385	0,623	0,957	0,849	0,773	0,650
Fe ²⁺	0,007				0,004					0,003	0,412	0,241	0,252	0,348	0,345
Mg #	85,110	84,124	82,927	84,902	85,659	61,386	61,144	62,003	61,871	86,374	71,828	69,335	70,500	70,750	72,574
A site	0,921	0,783	0,716	0,969	0,977	0,997	0,992	1,007	0,997	0,967	0,957	0,897	0,889	0,890	0,908

Приложение 1: Репрезентативные составы флогопитов (мас. %) из айлликитов

Примечание: 1-5 центральные части зерен, 6-10 краевые части зерен, 11 – 15 каймы тетраферрифлогопитов.

Nº	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	38,14	39,05	39,50	38,24	37,96	39,05	39,04	38,47	38,63	37,64	40,37	39,69	39,94	40,63	40,93
TiO ₂	3,14	3,22	3,27	2,95	2,25	2,15	2,12	2,09	2,09	2,95	0,18	-	0,23	-	0,25
Al ₂ O ₃	15,36	15,30	15,47	15,51	15,38	13,85	13,70	13,79	13,81	15,50	2,63	0,74	3,27	0,83	3,65
FeO	7,09	7,25	7,42	6,69	6,79	15,89	15,92	15,84	15,91	6,50	16,29	19,00	17,79	17,79	16,12
MgO	22,74	21,84	21,27	22,95	22,75	16,76	16,61	16,70	16,67	23,13	23,30	24,10	23,85	24,14	23,93
CaO	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	-	0,01	-	0,07	0,21	0,57	0,28	0,88	0,35
MnO	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06	0,17	0,17	0,16	0,18	0,05	0,28	0,50	0,30	0,53	0,32
BaO	0,50	0,48	0,46	0,69	0,63	0,39	0,30	0,33	0,39	0,61	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,34	0,26	0,18	0,50	0,46	0,76	0,68	0,72	0,68	0,47	0,22	0,23	0,19	-	0,20
K ₂ O	9,49	8,06	7,45	9,73	9,77	9,37	9,43	9,46	9,43	9,73	9,88	9,32	9,42	9,26	9,64
F	0,64	0,62	0,67	0,61	0,62	0,74	0,79	0,95	0,87	0,70	-	-	-	-	-
Cl	0,01	-	-	-	-	-	0,02	0,00	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97,56	96,16	95,78	97,96	96,66	99,15	98,77	98,51	98,65	97,32	93,36	94,15	95,27	94,06	95,39
					Φα	рмула расо	считана на	сумму кат	ионов В+Ζ	=7					
Si	2,711	2,785	2,817	2,715	2,727	2,865	2,876	2,848	2,853	2,686	3,065	2,994	2,954	3,061	3,021
Ti	0,168	0,173	0,176	0,157	0,122	0,119	0,117	0,116	0,116	0,158	0,010		0,013		0,014
Al	1,287	1,286	1,300	1,298	1,303	1,198	1,190	1,203	1,202	1,304	0,235	0,066	0,285	0,074	0,317
Mg	2,409	2,322	2,262	2,429	2,436	1,833	1,825	1,843	1,835	2,461	2,637	2,710	2,629	2,711	2,633
Са	0,007	0,004	0,005	0,002	0,000	0,002		0,001		0,010	0,017	0,046	0,022	0,071	0,028
Mn	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,011	0,010	0,010	0,011	0,003	0,018	0,032	0,019	0,034	0,020
Ва	0,014	0,013	0,013	0,019	0,018	0,011	0,009	0,010	0,011	0,017					
Na	0,046	0,036	0,025	0,069	0,064	0,109	0,097	0,103	0,097	0,065	0,000	0,000	0,000		0,000
К	0,861	0,734	0,678	0,881	0,896	0,877	0,887	0,894	0,888	0,886	0,957	0,897	0,889	0,890	0,908
F	0,145	0,140	0,151	0,137	0,140	0,171	0,185	0,223	0,203	0,158					
Cl	0,001						0,002	0,001							
Fe ³⁺	0,414	0,438	0,466	0,432	0,404	1,153	1,160	1,129	1,131	0,385	0,623	0,957	0,849	0,773	0,650
Fe ²⁺	0,007				0,004					0,003	0,412	0,241	0,252	0,348	0,345
Mg #	85,110	84,124	82,927	84,902	85,659	61,386	61,144	62,003	61,871	86,374	71,828	69,335	70,500	70,750	72,574
A site	0,921	0,783	0,716	0,969	0,977	0,997	0,992	1,007	0,997	0,967	0,957	0,897	0,889	0,890	0,908

Приложение 1: Репрезентативные составы флогопитов (мас. %) из «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группы пород

Примечание: 16-20 пироксениты, 21-25 ийолиты, 26-30 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты.

N⁰	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	37,97	38,22	37,40	41,00	39,69	41,20	41,25	36,35	38,25	37,54	40,31	40,20	37,63	39,28	40,80
TiO₂	0,05	0,10	0,07	0,11	0,11	0,03	0,01	0,20	0,10	0,13	0,10	0,13	0,11	0,16	0,11
Al ₂ O ₃	20,23	19,84	19,60	11,64	10,52	5,76	3,28	17,03	16,13	16,21	14,55	13,95	16,93	15,07	13,58
FeO	1,75	1,71	1,70	3,09	3,35	10,29	13,53	2,06	2,18	2,50	1,60	1,92	2,10	1,91	1,70
MgO	26,34	26,66	26,72	26,89	25,81	27,40	27,04	25,93	26,51	26,15	26,84	26,93	25,47	26,59	27,13
CaO	-	-	-	0,01	0,04	-	0,02	-	-	-	0,01	0,08	0,06	0,05	0,19
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,08	0,10	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04
BaO	0,47	0,93	0,86	0,24	0,14	-	0,00	4,42	1,68	2,45	1,91	1,29	2,72	2,11	1,00
Na ₂ O	1,73	1,88	1,83	0,43	0,40	0,30	0,37	0,24	0,14	0,14	0,15	0,22	0,16	0,17	0,06
K ₂ O	8,13	8,09	8,02	10,49	10,68	10,40	10,31	9,16	9,70	9,53	10,29	10,27	9,79	9,95	10,29
F	0,04	0,17	0,07	0,45	0,32	0,22	0,04	1,03	1,01	0,81	1,21	1,25	0,87	0,85	1,20
Cl	0,00	0,00	-	0,20	0,21	0,00	0,05	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	-	-	0,01
Сумма	96,75	97,64	96,31	94,57	91,32	95,68	96,00	96,46	95,75	95,52	97,00	96,27	95,85	96,18	96,09
					Φα	ормула расс	считана на	сумму кат	ионов В+Ζ	=7					
Si	2,590	2,600	2,571	2,943	2,972	2,957	2,982	2,624	2,713	2,686	2,852	2,856	2,704	2,794	2,891
Ti	0,003	0,005	0,004	0,006	0,006	0,001	0,000	0,011	0,005	0,007	0,006	0,007	0,006	0,009	0,006
Al	1,627	1,590	1,588	0,985	0,928	0,487	0,279	1,449	1,348	1,367	1,214	1,168	1,434	1,263	1,134
Mg	2,679	2,704	2,738	2,878	2,881	2,932	2,914	2,790	2,803	2,789	2,832	2,853	2,729	2,819	2,866
Ca				0,001	0,003		0,002				0,000	0,006	0,005	0,004	0,014
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,006	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
Ва	0,013	0,025	0,023	0,007	0,004		0,000	0,125	0,047	0,069	0,053	0,036	0,077	0,059	0,028
Na	0,228	0,248	0,244	0,060	0,058	0,041	0,052	0,033	0,019	0,020	0,020	0,030	0,022	0,024	0,009
К	0,708	0,702	0,703	0,960	1,020	0,952	0,951	0,843	0,878	0,870	0,929	0,931	0,897	0,902	0,930
F	0,009	0,036	0,014	0,101	0,076	0,051	0,008	0,234	0,226	0,184	0,270	0,281	0,197	0,191	0,268
Cl	0,000	0,000		0,024	0,026	0,000	0,006	0,004	0,002	0,004	0,000	0,001			0,001
Fe ³⁺	0,948	0,974	0,970	1,027	1,083	0,993	1,003	1,002	0,943	0,958	1,002	0,997	0,996	0,985	0,966
Fe ²⁺	0,100	0,097	0,097	0,082	0,023	0,603	0,749	0,125	0,129	0,149	0,015	0,060	0,064	0,080	0,050
Mg #				0,104	0,186	0,015	0,069				0,080	0,054	0,062	0,033	0,050
A site	96,400	96,529	96,563	93,954	93,224	82,600	78,083	95,726	95,593	94,913	96,764	96,157	95,584	96,127	96,609

Приложение 1: Репрезентативные составы флогопитов (мас. %) из «фоскоритовой» группы пород

Примечание: 31-33 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 34-37 пегматоидные фортерит-апатит-магнетитовые фоскориты, 38-41 пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты, 42-45 апатит-доломитовые карбонатиты.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52,64	53,46	52,76	52,76	51,62	52,77	51,33	50,41	52,68	53 <i>,</i> 82	51,94	51,85	51,27	53 <i>,</i> 31	51,29
TiO ₂	0,33	0,21	0,17	0,38	0,34	0,31	0,52	1,02	0,95	0,27	0,47	0,70	2,35	0,44	1,39
Al ₂ O ₃	1,79	0,98	1,83	1,86	1,56	1,15	1,69	2,39	0,38	0,23	0,38	1,06	0,29	0,24	0,35
FeO	13,02	12,73	12,03	12,93	12,19	17,13	9,37	13,43	24,47	14,32	21,65	16,70	24,44	16,28	25,02
MnO	0,31	0,36	0,33	0,35	0,29	0,24	0,45	0,50	0,50	1,16	0,73	0,32	0,54	0,85	0,56
MgO	10,08	11,12	10,34	9,87	10,55	7,88	12,02	9,48	3,48	14,73	4,98	13,27	2,69	11,79	2,65
CaO	18,61	16,26	19,33	18,49	18,71	13,34	22,28	20,38	7,45	4,14	13,19	4,76	4,51	2,42	5,66
Na ₂ O	3,45	4,27	3,22	3,62	3,40	6,19	1,32	2,07	9,30	6,75	5,99	6,51	10,67	8,01	9,91
Сумма	100,23	99,39	100,01	100,24	98,66	99,00	98,96	99 <i>,</i> 68	99,22	95,42	99 <i>,</i> 32	95,16	96,76	93 <i>,</i> 34	96,81
						Формула р	ассчитана	на сумму к	атионов =4						
Si	1,953	1,979	1,958	1,956	1,938	1,973	1,932	1,909	1,988	2,016	1,985	1,967	1,975	2,050	1,984
Ti	0,009	0,006	0,005	0,011	0,010	0,009	0,015	0,029	0,027	0,008	0,014	0,020	0,068	0,013	0,040
Al	0,078	0,043	0,080	0,081	0,069	0,051	0,075	0,107	0,017	0,010	0,017	0,047	0,013	0,011	0,016
Fe сум	0,404	0,394	0,374	0,401	0,383	0,536	0,295	0,425	0,772	0,448	0,692	0,530	0,787	0,524	0,809
Mn	0,010	0,011	0,010	0,011	0,009	0,007	0,014	0,016	0,016	0,037	0,024	0,010	0,018	0,028	0,018
Mg	0,557	0,614	0,572	0,545	0,590	0,439	0,674	0,535	0,196	0,823	0,284	0,751	0,154	0,676	0,153
Ca	0,740	0,645	0,769	0,734	0,753	0,534	0,898	0,827	0,301	0,166	0,540	0,193	0,186	0,100	0,234
Na	0,249	0,308	0,232	0,261	0,248	0,450	0,096	0,152	0,682	0,491	0,445	0,480	0,799	0,599	0,745
Fe ²⁺	0,246	0,295	0,226	0,246	0,284	0,435	0,128	0,170	0,635	0,433	0,431	0,458	0,700	0,463	0,680
Fe ³⁺	0,157	0,099	0,147	0,155	0,098	0,101	0,167	0,255	0,138	0,015	0,261	0,072	0,087	0,061	0,129

Приложение 2: Репрезентативные составы пироксенов (мас.%)

Примечание: 1-8 пироксениты, 9-15 ийолиты.

Nº	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	52,97	52,48	52,41	52,20	52,31	53,70	51,60	47,92	52,82	52,74	53,06	53,14	52,24	52,07	52,11
TiO ₂	-	-	0,43	0,53	0,30	1,25	0,82	0,80	0,3	0,37	0,28	0,35	0,35	0,37	0,37
Al ₂ O ₃	1,21	1,27	1,30	2,00	1,30	1,51	1,47	1,45	1,25	1,32	1,32	1,4	1,21	1,28	1,28
FeO	13,21	13,96	14,96	12,14	14,32	23,09	27,25	25,96	14,77	15,03	14,94	14,72	15,54	16,17	14,65
MnO	0,41	-	0,37	0,40	0,30	-	-	-	0,35	0,39	0,36	0,4	0,43	0,35	0,35
MgO	9,55	9,15	8,37	9,87	8,72	3,63	0,61	0,65	8,57	8,27	8,61	8,69	7,93	7,6	8,39
CaO	20,53	19,39	17,60	19,74	16,43	4,53	0,66	1,04	17,87	17,24	17,8	17,25	16,59	15,5	17,41
Na ₂ O	2,70	3,22	4,14	3,01	5,23	11,54	12,99	11,77	4,03	4,3	4,14	4,52	4,64	5,15	4,19
Сумма	100,58	99 <i>,</i> 47	99,58	99,89	98,91	99,25	95,40	89 <i>,</i> 59	99 <i>,</i> 96	99,66	100,51	100,47	98,93	98 <i>,</i> 49	98,75
						Формула р	ассчитана і	на сумму к	атионов =4						
Si	1,975	1,974	1,969	1,948	1,950	1,981	1,992	1,978	1,98	1,98	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97
Ti			0,012	0,015	0,008	0,035	0,024	0,025	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,053	0,056	0,058	0,088	0,057	0,066	0,067	0,071	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06
Fe сум	0,412	0,439	0,470	0,379	0,446	0,712	0,880	0,896	0,46	0,47	0,46	0,46	0,49	0,51	0,46
Mn	0,013		0,012	0,013	0,009				0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,531	0,513	0,469	0,549	0,485	0,200	0,035	0,040	0,48	0,46	0,48	0,48	0,45	0,43	0,47
Ca	0,820	0,781	0,708	0,789	0,656	0,179	0,027	0,046	0,72	0,69	0,71	0,68	0,67	0,63	0,71
Na	0,196	0,236	0,302	0,218	0,379	0,828	0,975	0,945	0,29	0,31	0,30	0,33	0,34	0,38	0,31
Fe ²⁺	0,192	0,231	0,283	0,204	0,415	0,712	0,876	0,868	0,27	0,28	0,28	0,31	0,32	0,36	0,29
Fe ³⁺	0,220	0,209	0,187	0,175	0,031		0,003	0,028	0,19	0,19	0,18	0,15	0,17	0,15	0,18

Приложение 2: Репрезентативные составы пироксенов (мас.%)

Примечание: 16-23 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, 24-30 нефелиновые сиениты.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	39,70	36,87	38,16	36,46	39,40	39 <i>,</i> 38	38,64	33,19	38,92	38,94
TiO2	1,48	1,55	1,58	2,60	1,95	1,54	1,85	0,41	2,10	1,83
AI2O3	12,72	13,18	12,43	12,79	11,87	11,84	11,66	15,81	12,48	12,13
FeO	15,08	16,32	14,36	23,21	14,77	14,54	14,04	5,52	14,80	15,52
MnO	0,54	0,48	0,57	0,11	0,36	0,33	0,31	0,36	0,36	0,34
MgO	17,95	16,70	17,27	11,29	17,59	17,90	16,81	20,05	16,70	17,16
CaO	0,07	0,03	0,15	0,05	0,04	0,09	0,11	0,15	0,01	0,02
Na2O	0,37	0,29	0,35	0,33	0,62	0,52	0,60	0,33	0,65	0,47
Сумма	87,92	85,42	84,86	86,89	86,60	86,14	84,00	75,83	86,03	86,41
Si	6,23	5,98	6,21	6,09	6,30	6,31	6,38	5,73	6,29	6,25
Ti	0,175	0,189	0,193	0,327	0,234	0,185	0,230	0,053	0,255	0,221
Al	2,352	2,518	2,382	2,517	2,239	2,236	2,269	3,215	2,378	2,295
Fe total	1,978	2,212	1,954	3,241	1,977	1,948	1,938	0,797	2,001	2,083
Mn	0,071	0,066	0,078	0,016	0,048	0,045	0,043	0,053	0,049	0,046
Mg	4,198	4,037	4,187	2,810	4,197	4,276	4,139	5,157	4,024	4,106
Са	0,013	0,005	0,026	0,008	0,007	0,015	0,019	0,027	0,001	0,004
Na	0,113	0,090	0,110	0,108	0,194	0,162	0,191	0,110	0,203	0,147

Приложение 3: Репрезентативные составы амфиболов (мас.%)

Примечание: 1-5 пироксениты, 6-10 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	39,77	40,56	40,28	41,35	40,56	41,4	40,52	40,5
TiO ₂	1,98	1,83	1,73	1,77	1,93	1,83	1,92	1,72
Al ₂ O ₃	11,13	11,28	10,83	11,05	11,41	11,6	11,32	11
FeO	16,72	15,62	16,58	15,55	14,9	15,18	15,12	16,24
MnO	0,53	0,5	0,57	0,49	0,49	0,48	0,46	0,48
MgO	10,81	11,66	11,09	12,11	12,24	12,42	11,92	11,54
CaO	11,52	11,52	11,12	11,56	11,63	11,8	11,59	11,53
Na ₂ O	3,33	3,26	3,25	3,36	3,29	3,4	3,22	3,21
K ₂ O	1,37	1,4	1,42	1,29	1,26	1,29	1,28	1,36
Сумма	97,17	97,63	97,02	98,53	97,72	99,39	97,34	97,57
			Формула	а рассчитана на 28 н	атионов			
Si	10,56	10,66	10,72	10,75	10,61	10,64	10,66	10,67
Ti	0,40	0,36	0,35	0,35	0,38	0,35	0,38	0,34
Al	3,48	3,49	3,40	3,38	3,52	3,51	3,51	3,42
Fe сум	3,71	3,43	3,69	3,38	3,26	3,26	3,33	3,58
Mn	0,12	0,11	0,13	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11
Mg	4,28	4,57	4,40	4,69	4,77	4,76	4,68	4,53
Са	3,28	3,24	3,17	3,22	3,26	3,25	3,27	3,25
Na	1,71	1,66	1,68	1,69	1,67	1,69	1,64	1,64
К	0,46	0,47	0,48	0,43	0,42	0,42	0,43	0,46
Fe ²⁺	2,92	2,84	3,05	2,83	2,67	2,65	2,85	2,92
Fe ³⁺	0,79	0,60	0,64	0,55	0,59	0,61	0,48	0,66

Приложение 4: Репрезентативные составы минералов группы энигматита ийолитов (мас.%)

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Тип	OI I	OLI	OLI	OI I	OLI	OI II	OI II	Ol II	OI II	OI II	OI III				
SiO ₂	39,89	40,15	40,57	41,32	41,39	39,69	39,76	39,81	39,77	39,78	40,69	40,60	40,86	40,42	40,34
TiO ₂	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,05	0,02	0,01	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03
FeO	13,63	12,73	11,29	7,07	7,08	14,78	14,39	14,17	13,74	13,55	14,06	12,34	13,12	13,39	13,96
MnO	0,20	0,17	0,15	0,09	0,09	0,23	0,22	0,21	0,20	0,20	0,19	0,16	0,17	0,18	0,19
MgO	45,68	46,60	48,08	51,43	51,75	44,79	45,12	45,11	45,14	45,62	45,11	46,43	45,83	46,55	46,16
CaO	0,11	0,09	0,07	0,01	0,00	0,16	0,12	0,11	0,15	0,11	0,14	0,11	0,13	0,11	0,13
CoO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
NiO	0,33	0,49	0,48	0,37	0,38	0,20	0,23	0,26	0,30	0,33	0,19	0,41	0,27	0,33	0,27
ZnO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Сумма	100,00	100,36	100,78	100,35	100,75	100,00	99,99	99,83	99 <i>,</i> 48	99,74	100,52	100,16	100,50	100,37	100,46
						Формула р	ассчитана	на сумму к	атионов =3						
Si	0,997	0,996	0,995	0,998	0,996	0,997	0,997	0,999	1,000	0,997	1,011	1,006	1,011	0,997	0,997
Ti	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,285	0,264	0,232	0,143	0,142	0,310	0,302	0,297	0,289	0,284	0,292	0,256	0,271	0,276	0,289
Mn	0,004	0,004	0,003	0,002	0,002	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004
Mg	1,702	1,723	1,759	1,851	1,856	1,677	1,686	1,687	1,691	1,704	1,670	1,715	1,691	1,713	1,701
Ca	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003
Со	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ni	0,007	0,010	0,010	0,007	0,007	0,004	0,005	0,005	0,006	0,007	0,004	0,008	0,005	0,006	0,005
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg #	85,662	86,711	88,364	92,841	92,869	84,381	84,827	85,016	85,411	85,720	85,120	87,028	86,164	86,104	85,494

Приложение 5: Репрезентативные составы оливина айлликитов (мас.%)

Nº	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Тип	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo
SiO ₂	40,94	38,68	38,69	38,88	38,48	39,60	39,50	40,99	41,25	41,53	41,36	41,68	41,64	41,38
TiO ₂	0,03	0,12	0,13	0,21	0,12	0,01	-	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-
Cr ₂ O ₃	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	-	0,00	-	-
FeO	3,80	2,16	1,68	1,89	3,26	11,37	11,36	10,47	6,31	6,44	7,07	5,76	6,08	7,26
MnO	0,49	0,36	0,33	0,38	0,43	0,85	0,88	0,83	0,61	0,59	0,64	0,54	0,57	0,64
MgO	52,83	55,92	56,31	55,86	55,73	47,59	47,41	48,44	51,21	51,34	50,59	51,77	51,44	50,45
CaO	0,13	0,02	0,01	0,01	0,02	0,05	0,05	0,03	0,11	0,07	0,12	0,07	0,08	0,15
CoO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,01	-	0,00	-	0,00	-	-	0,00	-
ZnO	-	-	-	-	-	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Сумма	98,25	97,25	97,14	97,23	98,04	99,50	99,25	100,81	99,53	100,03	99,85	99,87	99,86	99,93
					Фор	мула рассчи	тана на сум	му катионо	ов =3					
Si	0,996	0,949	0,948	0,953	0,942	0,987	0,987	1,002	1,001	1,003	1,004	1,005	1,005	1,005
Ti	0,000	0,002	0,002	0,004	0,002	0,000		0,000	0,000		0,000			0,000
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000					0,000	0,000	0,000	0,000	
Cr	0,000									0,000		0,000		
Fe	0,077	0,044	0,034	0,039	0,067	0,237	0,238	0,214	0,128	0,130	0,143	0,116	0,123	0,147
Mn	0,010	0,007	0,007	0,008	0,009	0,018	0,019	0,017	0,012	0,012	0,013	0,011	0,012	0,013
Mg	1,916	2,045	2,057	2,040	2,034	1,769	1,767	1,764	1,853	1,849	1,831	1,861	1,852	1,826
Са	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004
Со	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		0,000		0,000			0,000	
Zn						0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg #	96,118	97,879	98,351	98,140	96,821	88,182	88,149	89,185	93,540	93,424	92,733	94,130	93,785	92,534

Приложение 5: Репрезентативные составы оливина фоскоритов (мас.%)

Примечание: 16-20 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 21-29 пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO2	34,12	34,81	34,40	34,49	34,21	34,38	34,36	34,23	34,53	34,34	34,10
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,17		0,17	0,17	
FeO	1,05	1,31	1,12	1,18	1,00	1,09	1,00	1,12	1,08	1,03	1,08
MnO	0,30	0,27	0,25	0,22	0,32	0,23	0,23	0,21	0,27	0,23	0,35
MgO	56,71	57,19	56,98	56,98	56,50	57,08	56,70	56,58	57,34	56,27	56,60
F	5,13	5,05	5,04	5,15	5,31	5,18	5,11	5,31	5,39	5,19	5,28
Total	97,32	98,64	97,78	98,02	97,34	98,11	97,57	97,45	98,78	97,22	97,41
				Форму	ла рассчитана	на сумму кати	онов =3				
Si	1,994	2,007	1,998	2,002	2,003	1,994	2,004	2,002	1,993	2,013	1,994
Ті	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,007	0,000	0,007	0,007	0,000
Fe	0,051	0,063	0,054	0,057	0,049	0,053	0,049	0,055	0,052	0,050	0,053
Mn	0,015	0,013	0,012	0,011	0,016	0,011	0,011	0,010	0,013	0,011	0,017
Mg	4,940	4,916	4,935	4,930	4,932	4,935	4,929	4,933	4,934	4,918	4,935
F	0,948	0,921	0,926	0,945	0,983	0,950	0,942	0,982	0,984	0,962	0,977
Mg#	0,990	0,987	0,989	0,989	0,990	0,989	0,990	0,989	0,990	0,990	0,989

Приложение 6: Репрезентативные составы хондродита пегматоидных апатит-магнетитовых фоскоритов (мас.%)

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Тип	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Mum I	Mum I	Mum I	Mum I	Mum I	Mum II	Mum II	Mum II	Mum II	Mum II
SiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,09	0,07	0,19	0,12	0,11	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05
TiO ₂	9,11	6,95	7,85	7,09	8,28	12,54	16,17	15,32	13,13	17,42	5,09	4,90	4,90	4,79	4,81
Al ₂ O ₃	3,96	4,15	4,09	4,09	4,16	2,69	2,76	2,81	2,95	2,59	0,45	0,27	0,13	0,09	0,07
Cr ₂ O ₃	32,53	40,14	39,74	41,34	35,31	1,29	0,03	0,07	0,04	0,47	0,06	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	8 <i>,</i> 57	8 <i>,</i> 95	9,57	9,22	8,62	0,15	2,08	1,36	1,20	0,21	3,75	3,51	3,18	2,71	2,79
FeO	43,37	37,42	36,40	35 <i>,</i> 97	41,44	76,75	72,47	73,83	76,46	72,67	83,67	84,38	84,88	85 <i>,</i> 53	85,70
MnO	0,46	0,40	0,30	0,40	0,43	1,05	1,27	1,30	1,02	1,49	0,28	0,35	0,30	0,31	0,28
ZnO	0,11	0,07	0,07	0,10	0,08	0,29	0,10	0,09	0,11	0,30	0,03	0,04	0,03	0,06	0,03
CaO	0,03	0,06	0,03	0,02	0,03	0,05	0,18	0,23	0,16	0,11	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
NiO	0,15	0,25	0,36	0,28	0,19	0,24	0,04	0,03	0,02	0,07	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01
V ₂ O ₅	0,14	0,18	0,24	0,20	0,15	0,10	0,13	0,09	0,13	0,13	0,36	0,34	0,34	0,35	0,36
Сумма	98,48	98,63	98,70	98,75	98,77	95,24	95,30	95 <i>,</i> 33	95,34	95 <i>,</i> 57	93,81	93,89	93,90	93,92	94,12
						Формула р	ассчитана	на сумму к	атионов =3						
Si	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004	0,003	0,007	0,005	0,004	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002
Ti	0,236	0,180	0,202	0,183	0,214	0,356	0,452	0,430	0,368	0,495	0,143	0,137	0,138	0,135	0,136
Al	0,161	0,168	0,165	0,165	0,169	0,120	0,121	0,123	0,129	0,115	0,020	0,012	0,006	0,004	0,003
Cr	0,886	1,090	1,075	1,121	0,959	0,038	0,001	0,002	0,001	0,014	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000
Mg	0,441	0,458	0,488	0,471	0,441	0,009	0,115	0,076	0,067	0,012	0,208	0,195	0,177	0,152	0,156
Fe	1,250	1,075	1,042	1,031	1,190	2,421	2,254	2,305	2,385	2,294	2,605	2,631	2,656	2,686	2,684
Mn	0,014	0,012	0,009	0,012	0,013	0,033	0,040	0,041	0,032	0,048	0,009	0,011	0,010	0,010	0,009
Zn	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,008	0,003	0,003	0,003	0,008	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Ca	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,007	0,009	0,006	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,004	0,007	0,010	0,008	0,005	0,007	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
V	0,003	0,004	0,005	0,005	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009
Fe ³⁺	0,468	0,366	0,336	0,332	0,430	1,116	0,959	0,993	1,114	0,863	1,662	1,685	1,689	1,695	1,695
Fe ²⁺	0,782	0,709	0,705	0,700	0,760	1,305	1,294	1,312	1,270	1,431	0,943	0,946	0,967	0,991	0,989

Приложение 7: Репрезентативные составы минералов группы шпинели айлликитов (мас.%)

Примечание: Chr – хромит, Mum I – магнезио-ульвошпинель-магнетит I типа, Mum II - магнезио-ульвошпинель-магнетит II типа

N⁰	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Тип	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt
SiO2	-	0,01	0,03	-	0,02	-	0,02	-	-	0,01	0,01	0,00	0,34	-	-
TiO₂	0,64	0,97	0,35	2,55	2,84	2,36	0,44	0,41	0,38	0,02	1,27	1,30	10,34	3,95	2,90
Al ₂ O ₃	0,86	1,09	0,23	0,24	0,32	0,53	0,58	1,42	2,73	-	0,43	0,53	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	-	0,03	0,03	0,01	-	0,03	-	0,00	0,00	-	-	-
MgO	3,61	3,53	1,75	2,49	2,75	2,83	4,07	4,63	5,48	-	4,16	4,37	0,85	-	0,48
FeO	87,34	87,13	91,14	88,00	87,30	87,98	87,40	85 <i>,</i> 92	82,56	78,32	87,01	86,83	80,61	89,89	90,29
MnO	0,84	0,91	0,37	1,20	1,32	1,16	1,14	1,12	1,10	-	1,01	1,04	0,93	0,36	0,32
ZnO	0,10	0,11	0,07	0,12	0,13	0,11	0,13	0,12	0,33	0,01	0,11	0,18	-	-	-
CaO	-	0,00	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,00	0,00	0,70	-	-
NiO	-	-	-	-	0,02	0,01	-	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	-	-	-
V2O5	0,04	0,05	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,01	0,00	0,09	0,07	0,35	0,40	0,43
Сумма	93,43	93,81	94,02	94,68	94,81	95,09	93,85	93,69	92,62	78,41	94,10	94,34	94,12	94,60	94,42
						Формула р	ассчитана і	на сумму к	атионов =3						
Si		0,000	0,001		0,001		0,001			0,000	0,000	0,000	0,013		
Ti	0,018	0,027	0,010	0,071	0,079	0,066	0,012	0,011	0,010	0,001	0,035	0,036	0,297	0,113	0,083
Al	0,038	0,048	0,010	0,010	0,014	0,023	0,025	0,061	0,118		0,019	0,023			
Cr	0,000	0,000	0,000		0,001	0,001	0,000		0,001		0,000	0,000			
Mg	0,200	0,194	0,098	0,138	0,152	0,155	0,224	0,253	0,299		0,229	0,239	0,048		0,027
Fe	2,713	2,696	2,864	2,737	2,706	2,714	2,697	2,635	2,528	2,996	2,680	2,662	2,574	2,865	2,869
Mn	0,026	0,029	0,012	0,038	0,041	0,036	0,036	0,035	0,034		0,031	0,032	0,030	0,012	0,010
Zn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,009	0,000	0,003	0,005			
Ca		0,000								0,002	0,000	0,000	0,029		
Ni					0,001	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
V	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,009	0,010	0,011
Fe ³⁺	1,923	1,891	1,963	1,845	1,823	1,843	1,947	1,915	1,860	1,997	1,908	1,901	1,371	1,763	1,823
Fe ²⁺	0,791	0,805	0,901	0,892	0,882	0,871	0,750	0,720	0,668	0,999	0,772	0,761	1,203	1,102	1,045

Приложение 7: Репрезентативные составы минералов группы шпинели (мас.%)

Примечание: Мt – магнетит; 16-18 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 19-21 пегматоидные форстерит-апатитмагнетитовые фоскориты, 22-24 пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты, 25-27 апатит – доломитовые карбонатиты, 28-30 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	0,73	0,68	-	0,01	0,02	0,00	0,01	-	-	-		0,19		0,60	7,44	7,08
TiO ₂	51,69	52,16	50,20	50,23	61,14	60,39	61,05	56,82	56,43	49,82	52,44	52,48	53,54	51,51	44,47	46,34
Al ₂ O ₃	-	-	0,07	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-				-	1,28	1,04
Cr ₂ O ₃	-	-	0,24	0,24	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	-				-	-	-
MgO	0,31	0,25	8,99	9 <i>,</i> 85	9,65	10,07	10,72	11,13	11,34	-	1,01	0,6	1,09	-	4,61	4,23
CaO	0,67	0,96	0,09	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,24	0,2			-	0,56	-
FeO	43,31	43,35	39,77	37,66	28,18	28,75	27,38	24,63	24,44	42,88	35,52	35,2	35,55	42,57	36,43	35,22
MnO	2,17	2,09	0,43	0,54	5,56	5,05	5,44	8,34	8,29	5,49	12,51	13,42	12,34	5,05	4,03	3,58
ZnO	-	-	0,04	0,02	-	-	-	0,19	0,15	-				-	-	-
NiO	-	-	0,04	0,03	-	0,00	0,00	-	0,01	-				-	-	-
V2O3	-	-	0,22	0,20	-	-	-	0,01	0,00	-				-	-	-
Nb ₂ O ₅	0,50	0,47	-	-	-	-	-	-	-	0,57				0,41	0,44	0,34
Сумма	99,38	99,97	100,08	99,12	104,56	104,28	104,61	101,13	100,69	99,00	101,68	101,88	102,53	100,14	99,26	97,83
						Форму	ла рассчи	тана на су	мму катио	нов =2						
Si	0,018	0,017		0,000	0,001	0,000	0,000				0,000	0,005	0,000	0,015	0,177	0,172
Ti	0,983	0,986	0,885	0,887	1,037	1,023	1,027	0,981	0,976	0,954	0,968	0,970	0,981	0,976	0,797	0,849
Al			0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						0,036	0,030
Cr			0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000							
Mg	0,012	0,009	0,314	0,345	0,324	0,338	0,358	0,381	0,389		0,037	0,022	0,040		0,164	0,154
Ca	0,018	0,026	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,005	0,000	0,000		0,014	
Fe	0,916	0,911	0,779	0,740	0,532	0,542	0,512	0,473	0,470	0,913	0,729	0,724	0,724	0,897	0,726	0,717
Mn	0,047	0,045	0,009	0,011	0,106	0,096	0,103	0,162	0,162	0,118	0,260	0,279	0,255	0,108	0,081	0,074
Zn			0,001	0,000				0,003	0,003							
Ni			0,001	0,001		0,000	0,000		0,000							
V			0,003	0,003				0,000	0,000							
Nb	0,006	0,006								0,007				0,005	0,005	0,004

Приложение 8: Репрезентативные составы ильменитов (мас.%)

Примечание: 1-4 айлликиты (1-2 основная масса, 2-4 включения в оливине), 5-7 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 8-10 пироксениты, 10-12 ийолиты, 13-15 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	2,31	2,25	2,46	0,10	0,10	0,09	0,13	0,41	0,76	0,14	0,11	0,07	0,08	0,06	0,09
FeO	0,35	0,27	0,31	-	0,03	0,03	0,32	0,69	0,07	0,05	0,06	0,05	0,03	0,00	0,00
CaO	54,36	54,54	54,32	55,51	54,80	54,96	54,44	54,62	53,80	54,40	53,90	54,31	54,37	54,64	54,28
Na ₂ O	0,18	0,11	0,10	0,10	0,08	0,10	0,20	0,12	0,24	0,25	0,29	0,13	0,18	0,13	0,16
SrO	0,91	0,88	0,93	0,34	0,61	0,46	0,69	0,69	0,68	0,71	0,62	0,72	0,73	0,68	0,63
Ce ₂ O ₃	0,25	0,15	0,26	0,27	0,24	0,30	0,32	0,45	0,74	0,28	0,33	0,24	0,39	0,28	0,35
La ₂ O ₃	0,10	0,02	0,06	0,11	0,08	0,04	0,18	0,16	0,29	0,04	0,14	0,09	0,12	0,08	0,15
Nd ₂ O ₃	-	-	-	0,12	0,16	0,18	0,16	0,23	0,56	0,16	0,29	0,22	0,12	0,10	0,28
Y2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	0,02	0,05	-	-	0,03	0,00	-	0,02	-	0,01	0,01
P2O5	38,20	38,13	37,95	41,25	41,13	40,88	40,99	40,76	40,39	40,71	40,59	41,75	41,09	41,66	41,05
SO ₃	-	-	-	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	-	-	0,03	0,02
Cl	0,05	-	-	-	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
F	1,14	1,12	1,51	1,26	1,21	1,36	1,54	1,89	1,33	1,92	1,95	1,89	1,81	1,81	1,62
Сумма	97,85	97,47	97,90	99,05	98,47	98,46	98,99	100,04	98,91	98,68	98,33	99,48	98,93	99,48	98,65
						Формула	рассчитана і	на сумму ка	гионов =8						
Ca	4,961	4,991	4,952	5,094	5,045	5,091	5,024	5,028	4,946	5,052	5,026	4,930	5,012	4,971	5,008
Na	0,030	0,018	0,016	0,016	0,013	0,017	0,033	0,020	0,040	0,042	0,049	0,022	0,031	0,022	0,027
Sr	0,045	0,044	0,046	0,017	0,030	0,023	0,034	0,035	0,034	0,036	0,032	0,035	0,036	0,033	0,031
Fe	0,025	0,019	0,022		0,002	0,002	0,023	0,049	0,005	0,003	0,004	0,004	0,002	0,000	0,000
La	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,006	0,005	0,009	0,001	0,005	0,003	0,004	0,002	0,005
Ce	0,008	0,005	0,008	0,008	0,008	0,009	0,010	0,014	0,023	0,009	0,011	0,007	0,012	0,009	0,011
Nd				0,004	0,005	0,006	0,005	0,007	0,017	0,005	0,009	0,007	0,004	0,003	0,009
Y							0,002		0,001	0,001		0,003			
Ba					0,001	0,002			0,001	0,000		0,001		0,000	0,000
Р	2,755	2,757	2,734	2,991	2,992	2,992	2,989	2,965	2,935	2,988	2,991	2,994	2,993	2,995	2,992
S				0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003			0,002	0,001
Si	0,197	0,192	0,209	0,009	0,008	0,008	0,011	0,035	0,065	0,012	0,009	0,006	0,007	0,005	0,008
Cl	0,007				0,001	0,000	0,001	0,002	0,001		0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
F	0,307	0,303	0,406	0,341	0,328	0,371	0,420	0,513	0,361	0,527	0,538	0,506	0,492	0,487	0,442
OH	0,686	0,697	0,594	0,659	0,671	0,629	0,579	0,485	0,638	0,473	0,461	0,494	0,508	0,512	0,556
REE	0,011	0,005	0,010	0,015	0,015	0,016	0,022	0,026	0,050	0,016	0,024	0,020	0,020	0,014	0,024

Приложение 9: Репрезентативные составы апатитов (мас.%)

Примечание 1-3 айлликиты, 4-6 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 7-9 пегматоидные форсетрит-апатит-магнетитовые фоскориты, 10-12 пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты, 13-15 апатит-доломитовые карбонатиты

Nº	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	0,28	0,73	0,39	0,25	1,57	3,34	0,91	0,96	1,80	1,27	1,33	1,54	0,27	0,27	0,41
FeO	0,04	0,09	0,06	0,06	0,17	0,15	0,20	0,25	0,58	0,26	0,16	0,13	0,11	0,03	0,01
CaO	54,56	52 <i>,</i> 80	54,22	54,24	53,35	49,69	54,52	54,26	49,05	50,18	49,75	49,13	54,28	54,43	53,81
Na ₂ O	0,14	0,24	0,19	0,15	0,06	0,01	0,06	0,05	0,49	0,53	0,55	0,55	0,18	0,16	0,22
SrO	0,79	0,84	1,06	0,88	0,60	1,91	-	-	0,71	0,80	0,85	0,74	0,86	0,80	0,82
Ce ₂ O ₃	0,59	1,55	0,69	0,62	1,42	4,12	0,85	0,87	3,16	2,79	2,78	3,13	0,56	0,58	0,77
La ₂ O ₃	0,21	0,70	0,32	0,26	0,62	1,70	0,30	0,27	1,48	1,21	1,16	1,34	0,23	0,25	0,32
Nd ₂ O ₃	0,24	0,52	0,34	0,30	0,68	1,37	0,37	0,43	1,32	1,18	1,16	1,36	0,27	0,27	0,38
Y2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	0,01	0,00	-	-	-	-	0,00	0,06	0,04	0,02	0,01	-	-
P2O5	40,60	39,46	40,31	40,78	38,28	35,07	39,51	39,72	36,65	37,78	36,91	37,09	40,41	40,63	40,18
SO ₃	0,01	0,01	-	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	-	-
Cl	-	0,01	-	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	-	0,01	0,01
F	2,29	2,03	2,18	2,62	2,33	2,35	2,47	2,32	3,42	2,80	2,99	2,72	2,86	2,93	2,87
Сумма	99,74	98,99	99,78	100,19	99,11	99,75	99,20	99,15	98,67	98,88	97,69	97,77	100,06	100,35	99,80
						Формула	рассчитана в	на сумму ка	тионов =8						
Ca	5,060	4,971	5,049	5,013	5,048	4,836	5,102	5,043	4,802	4,850	4,909	4,795	5,060	5,048	5,024
Na	0,023	0,040	0,032	0,025	0,010	0,002	0,010	0,008	0,088	0,092	0,098	0,097	0,030	0,026	0,037
Sr	0,040	0,043	0,054	0,044	0,031	0,101			0,038	0,042	0,046	0,039	0,044	0,040	0,041
Fe	0,003	0,007	0,005	0,004	0,013	0,011	0,014	0,018	0,045	0,020	0,012	0,010	0,008	0,002	0,001
La	0,007	0,023	0,010	0,008	0,020	0,057	0,010	0,009	0,050	0,040	0,039	0,045	0,007	0,008	0,010
Ce	0,019	0,050	0,022	0,020	0,046	0,137	0,027	0,028	0,106	0,092	0,094	0,104	0,018	0,018	0,024
Nd	0,008	0,016	0,011	0,009	0,021	0,045	0,011	0,013	0,043	0,038	0,038	0,044	0,008	0,008	0,012
Y															
Ba			0,000	0,000					0,000	0,002	0,001	0,001	0,000		
Р	2,976	2,936	2,966	2,978	2,862	2,697	2,921	2,917	2,836	2,885	2,878	2,860	2,977	2,977	2,964
S	0,000	0,001		0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001		
Si	0,024	0,064	0,034	0,022	0,138	0,303	0,079	0,083	0,164	0,115	0,122	0,140	0,023	0,023	0,036
Cl		0,001		0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001		0,001	0,001
F	0,626	0,565	0,600	0,714	0,651	0,676	0,681	0,635	0,988	0,800	0,872	0,783	0,788	0,803	0,791
OH	0,374	0,433	0,400	0,286	0,348	0,323	0,318	0,364	0,011	0,199	0,127	0,216	0,212	0,196	0,208
REE	0,033	0,089	0,043	0,037	0,088	0,239	0,048	0,050	0,199	0,170	0,171	0,194	0,034	0,035	0,046

Приложение 9: Репрезентативные составы апатитов (мас.%)

Примечание: 16-19 пироксениты, 20-23 ийолиты, 24-30 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
FeO	0,98	0,94	0,69	0,45	1,18	1,21				0,35	0,48	0,45		0,31	0,28
Sc ₂ O ₃	0,41	0,44	0,38	0,26	0,35	0,32					0,86	0,84	0,48		0,9
ZrO₂	95 <i>,</i> 49	93,62	96,24	97,69	97,15	97,06	92,72	97,23	96,53	93 <i>,</i> 31	93 <i>,</i> 04	92,21	96,68	98,95	94,41
HfO₂	1,32	1,67	1,5	2,29	1,89	1,5		1,89	2,03	1,45	1,91	1,6	1,62	2	1,36
Nb2O5	3,1		2,7	2,49	2,66	2,43		2,36	3,95	4,68	5,26	5,34	2,37		4,85
Сумма	101,31	96,93	101,69	103,18	103,23	102,52	92,72	101,48	103,55	99 <i>,</i> 79	101,55	100,44	101,14	101,99	101,8
					(Формула ра	ассчитана н	на сумму ка	атионов =1						
Fe	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Sc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Zr	0,96	0,97	0,96	0,96	0,95	0,96	1,00	0,98	0,97	0,96	0,95	0,95	0,97	0,98	0,95
Hf	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Nb	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02

Приложение 10: Репрезентативные составы бадделеитов (мас.%)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								0,68	1,54
TiO2	20,84	19,76	21,27	20,28	20,61	27,51	26,44	26,17	25,69	26,24	34,96	34,10	33,59	31,94
Al2O3	0,22	0,16	0,16	0,15	0,18	0,38	0,34		0,34	0,28				
FeO	8,16	7,90	7,98	8,07	8,06	5,75	7,17	4,89	4,90	4,72	5,81	4,72	5,00	4,58
MgO	0,70	0,78	0,42	0,60	0,58									
CaO	10,30	9,93	9,90	11,04	11,09	10,59	11,52	10,34	10,59	10,56	11,74	8,69	10,98	9,23
BaO	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00				0,00					
Na2O	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,85	0,53	0,71	0,63	0,71		1,16		0,38
К2О	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00							0,10		
Nb2O5	16,27	15,99	16,87	16,52	16,06	12,00	14,15	12,92	12,77	13,19	3,18	3,83	3,50	4,41
Ta2O5	1,29	1,23	0,94	1,68	1,72	1,47	1,55	1,40	1,86	1,43				
ZrO2	29,87	30,13	30,52	30,10	30,40	33,15	29,43	32,18	31,60	30,34	33,49	32,41	32,77	32,95
UO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,39	0,00	0,43				
ThO2	0,05	0,00	0,11	0,19	0,24	1,17	1,19	1,25	1,43	1,22		0,93		
Y2O3	0,57	0,99	0,49	0,86	0,61							0,71		1,73
Ce2O3	4,05	4,21	3,18	2,63	2,47	1,73	2,14	1,97	2,04	1,90	2,42	2,17	2,64	2,01
La2O3	0,52	0,51	0,41	0,37	0,28									
Pr2O3	0,83	0,89	0,54	0,67	0,60									
Nd2O3	3,61	4,07	3,14	3,12	3,05	1,57	1,71	2,09	1,89	1,63	2,24	2,32	2,10	2,24
SrO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04				0,00					
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00									
F	0,16	0,13	0,70	0,05	0,25									
Сумма	97,412	96,635	96,534	96,312	96,142	96,17	96,17	94,31	93,74	92,65	94,77	91,84	92,14	92,68

Приложение 11: Репрезентативные составы цирконолита (мас.%)

Примечание: 1-5 пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты, 6-10 ийолиты, 11-14 нефелиновые сиениты.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si													0,044	0,101
Ti	1,021	0,984	1,053	0,998	1,014	1,316	1,261	1,301	1,280	1,315	1,661	1,676	1,648	1,583
Al	0,017	0,012	0,012	0,011	0,014	0,028	0,025		0,027	0,022				
Fe	0,445	0,438	0,439	0,441	0,441	0,306	0,380	0,270	0,272	0,263	0,307	0,258	0,273	0,252
Mg	0,068	0,077	0,041	0,059	0,056									
Са	0,719	0,704	0,698	0,774	0,777	0,722	0,783	0,732	0,752	0,754	0,795	0,609	0,768	0,652
Ва	0,001		0,001	0,000										
Na			0,020			0,105	0,065	0,091	0,081	0,092		0,147		0,049
К	0,001	0,001			0,000							0,008		
Nb	0,522	0,521	0,546	0,531	0,517	0,375	0,441	0,420	0,416	0,432	0,099	0,123	0,112	0,143
Та	0,024	0,023	0,018	0,031	0,032	0,027	0,028	0,026	0,035	0,027				
Zr	0,949	0,973	0,980	0,960	0,970	1,028	0,910	1,037	1,021	0,986	1,032	1,033	1,043	1,059
U								0,006		0,006				
Th	0,001		0,002	0,003	0,004	0,017	0,017	0,019	0,022	0,018		0,014		
Y	0,020	0,035	0,017	0,030	0,021							0,025		0,061
Ce	0,097	0,102	0,077	0,063	0,059	0,040	0,050	0,048	0,049	0,046	0,056	0,052	0,063	0,048
La	0,013	0,012	0,010	0,009	0,007									
Pr	0,020	0,021	0,013	0,016	0,014									
Nd	0,084	0,096	0,074	0,073	0,071	0,036	0,039	0,049	0,045	0,039	0,051	0,054	0,049	0,053
Sr		0,001			0,002									
Pb														
F	0,032	0,027	0,146	0,010	0,051									

Приложение 11: Формульные коэффициенты цирконолита, формулы рассчитаны на сумму зарядов =28

Примечание: 1-5 пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты, 6-10 ийолиты, 11-14 нефелиновые сиениты.

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	0,00	0,00	0,10	0,00	0,01	0,07	0,27	0,40	0,43	0,35	0,22	0,04	0,01	0,10
TiO ₂	0,41	0,60	0,41	0,39	8,08	10,48	0,63	0,31	0,20	0,16	0,16	0,17	0,36	0,36
Al ₂ O ₃	0,15	0,18	0,09	0,13	0,00	0,00	0,14	0,07	0,06	0,00	0,02	0,13	0,06	0,07
FeO	2,41	2,01	3,41	1,65	1,62	1,54	5,34	4,36	4,52	3,97	3,28	3,00	3,17	3,20
MgO	0,33	0,48	0,66	0,38	0,09	0,06	0,09	0,02	0,01	0,00	0,01	0,27	0,39	0,38
CaO	10,99	8,37	9,97	8,50	13,90	13,00	11,56	12,83	13,02	13,38	13,51	11,40	11,09	10,64
BaO	0,05	0,31	0,05	0,10	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00	0,10	0,25	0,19
Na ₂ O	3,54	4,54	3,71	4,73	5,39	5,07	6,50	6,83	7,62	7,44	7,80	5,74	5,31	5,42
K ₂ O	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13	0,12	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,14	0,04	0,07
Nb ₂ O ₅	38,77	39,71	37,34	39,16	52,60	46,80	40,83	36,33	38,94	39,27	47,30	48,38	43,92	44,01
Ta ₂ O ₅	10,33	9,71	9,00	10,48	2,51	3,07	20,34	30,39	30,72	27,13	18,22	5,76	5,87	5,84
ZrO ₂	3,34	3,71	3,44	3,27	0,57	0,80	3,00	1,89	1,51	2,07	1,13	2,74	3,36	3,43
UO ₂	12,34	11,94	10,76	12,49	10,23	14,52	1,35	0,25	0,00	0,03	0,19	8,83	9,67	9,27
ThO ₂	8,84	8,11	9,05	8,75	1,18	0,57	5,56	2,60	1,13	2,02	3,89	6,17	6,55	6,59
Y 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	0,03	0,00
Ce ₂ O ₃	2,12	2,44	2,33	2,04	1,32	1,45	1,21	1,00	0,86	1,27	0,79	1,47	1,92	2,16
La ₂ O ₃	0,43	0,45	0,44	0,35	0,23	0,23	0,22	0,18	0,14	0,18	0,11	0,20	0,42	0,38
Pr ₂ O ₃	0,38	0,37	0,34	0,35	0,13	0,16	0,24	0,06	0,18	0,26	0,05	0,27	0,17	0,19
Nd ₂ O ₃	1,01	1,17	1,08	1,02	0,51	0,49	0,56	0,38	0,28	0,40	0,31	0,62	0,92	1,05
SrO	0,91	0,83	0,90	0,81	0,09	0,43	0,76	0,72	0,70	0,78	0,61	1,04	1,44	1,48
PbO	0,13	0,43	0,46	0,47	0,98	1,28	0,33	0,07	0,31	0,00	0,28	0,22	0,00	0,07
F	1,70	1,54	1,56	1,68	1,94	1,61	2,30	3,99	4,44	3,82	3,47	1,68	1,94	1,75
Сумма	98,30	97,05	95,22	96,87	100,69	101,05	100,31	101,05	103,26	100,93	99,94	97,67	96,07	95,90

Приложение 12: Репрезентативные составы пирохлора (мас.%)

1-4 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 5-8 пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты, 9-14 пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si			0,008		0,001	0,004	0,018	0,027	0,028	0,023	0,014	0,003	0,001	0,008
Ti	0,025	0,036	0,025	0,024	0,378	0,499	0,031	0,016	0,010	0,008	0,008	0,009	0,021	0,020
Al	0,015	0,017	0,009	0,013			0,011	0,005	0,004	0,000	0,002	0,011	0,006	0,006
Fe	0,165	0,136	0,234	0,115	0,084	0,081	0,290	0,243	0,243	0,222	0,183	0,182	0,203	0,204
Mg	0,040	0,057	0,081	0,048	0,008	0,005	0,008	0,002	0,001		0,001	0,029	0,045	0,043
Са	0,963	0,725	0,876	0,760	0,925	0,881	0,804	0,917	0,896	0,958	0,965	0,885	0,911	0,867
Ва	0,002	0,010	0,002	0,003			0,001		0,002			0,003	0,007	0,006
Na	0,560	0,712	0,590	0,766	0,649	0,621	0,818	0,883	0,950	0,964	1,009	0,807	0,789	0,800
К	0,013	0,014	0,012	0,013	0,010	0,010		0,002		0,002	0,003	0,013	0,004	0,007
Nb	1,433	1,451	1,385	1,477	1,478	1,338	1,197	1,096	1,131	1,186	1,426	1,585	1,522	1,514
Та	0,230	0,213	0,201	0,238	0,042	0,053	0,359	0,551	0,537	0,493	0,330	0,114	0,122	0,121
Zr	0,133	0,146	0,137	0,133	0,017	0,025	0,095	0,062	0,047	0,067	0,037	0,097	0,126	0,127
U	0,224	0,215	0,196	0,232	0,141	0,204	0,019	0,004		0,000	0,003	0,142	0,165	0,157
Th	0,164	0,149	0,169	0,166	0,017	0,008	0,082	0,040	0,016	0,031	0,059	0,102	0,114	0,114
Y													0,001	
Ce	0,064	0,072	0,070	0,062	0,030	0,033	0,029	0,025	0,020	0,031	0,019	0,039	0,054	0,060
La	0,013	0,014	0,013	0,011	0,005	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004	0,003	0,005	0,012	0,011
Pr	0,011	0,011	0,010	0,011	0,003	0,004	0,006	0,002	0,004	0,006	0,001	0,007	0,005	0,005
Nd	0,029	0,034	0,032	0,030	0,011	0,011	0,013	0,009	0,006	0,009	0,007	0,016	0,025	0,028
Sr	0,043	0,039	0,043	0,039	0,003	0,016	0,029	0,028	0,026	0,030	0,024	0,044	0,064	0,065
Pb	0,003	0,009	0,010	0,011	0,016	0,022	0,006	0,001	0,005		0,005	0,004		0,002
F	0,439	0,393	0,406	0,444	0,381	0,322	0,472	0,842	0,902	0,806	0,731	0,385	0,469	0,421
a site	2,295	2,197	2,337	2,266	1,905	1,902	2,109	2,160	2,173	2,258	2,282	2,278	2,399	2,369

Приложение 12: Формульные коэффициенты пирохлора, формулы рассчитаны на сумму катионов позици В =2

Примечание: 1-4 мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты, 5-8 пегматоидные форстерит-апатит-магнетитовые фоскориты, 9-14 пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты.

N⁰	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	0,00	0,06	0,00	0,75	0,16	1,43	1,07	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,22
TiO ₂	2,55	1,82	4,16	0,47	0,28	1,14	1,28	0,27	0,24	0,16	0,18	0,68	6,04	0,80
Al ₂ O ₃	0,01	0,05	0,01	0,08	0,09	0,07	0,12	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,09
FeO	2,48	3,30	1,50	2,86	2,91	3,38	3,06	1,31	1,32	1,27	1,25	1,43	1,48	2,87
MgO	0,03	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,05	0,24	0,40	0,32	0,33	0,27	0,00	0,01
CaO	15,57	15,11	16,72	9,07	7,44	5,20	5,70	12,01	12,65	12,60	12,85	13,08	16,93	11,40
BaO	0,02	0,04	0,05	0,17	0,05	0,25	0,31	0,42	0,02	0,09	0,15	0,28	0,02	0,07
Na ₂ O	7,12	7,46	6,94	3,61	4,50	0,94	0,10	8,87	8,42	8,34	8,17	8,45	6,55	7,09
K ₂ O	0,05	0,04	0,03	0,07	0,05	0,35	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Nb ₂ O ₅	60,91	57,47	61,55	49,35	54,45	48,49	43,95	61,44	60,49	60,22	60,99	63,32	60,18	53,62
Ta ₂ O ₅	4,77	8,41	2,22	5,58	3,27	6,91	9,30	1,82	1,83	2,12	2,09	0,40	0,08	11,25
ZrO ₂	1,26	0,92	0,22	2,51	2,18	3,33	2,56	1,92	2,02	2,17	2,45	1,59	0,20	1,84
UO ₂	0,05	0,00	0,04	10,42	7,49	9,08	17,16	1,74	3,03	3,41	2,79	0,33	0,07	0,30
ThO ₂	2,08	1,75	1,08	7,06	9,42	9,78	3,80	6,68	5,54	5,24	5,36	7,23	2,52	5,75
Y 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
Ce ₂ O ₃	1,11	0,79	0,91	1,30	1,14	1,41	0,44	0,76	0,74	0,77	0,71	0,73	1,54	1,06
La_2O_3	0,21	0,22	0,20	0,18	0,21	0,25	0,04	0,13	0,12	0,17	0,13	0,19	0,29	0,24
Pr ₂ O ₃	0,14	0,01	0,15	0,17	0,13	0,13	0,04	0,02	0,12	0,05	0,06	0,08	0,09	0,21
Nd ₂ O ₃	0,45	0,30	0,31	0,54	0,67	0,77	0,15	0,42	0,30	0,34	0,39	0,27	0,58	0,45
SrO	0,60	0,73	0,50	0,67	0,47	2,01	2,22	0,57	0,30	0,36	0,29	0,36	0,63	0,42
PbO	0,00	0,00	0,00	0,19	0,37	0,00	0,15	0,26	0,33	0,35	0,02	0,21	0,00	0,00
F	4,50	4,27	5,16	2,62	2,92	0,69	0,80	3,64	4,07	3,74	3,80	4,05	4,99	3,84
Сумма	103,91	102,78	101,73	97,73	98,23	95,65	92,57	101,02	100,25	100,17	100,42	101,23	102,21	101,53

Приложение 12: Репрезентативные составы пирохлора (мас.%)

Примечание: 15-21 апатит-доломитовые карбонатиты, 22-28 айлликиты.

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Si		0,004		0,052	0,011	0,093	0,076	0,002	0,002		0,001			0,014
Ti	0,115	0,083	0,190	0,025	0,014	0,056	0,068	0,013	0,012	0,008	0,009	0,033	0,274	0,038
Al	0,000	0,003	0,001	0,007	0,007	0,005	0,010	0,001	0,000	0,001		0,001		0,007
Fe	0,124	0,168	0,076	0,167	0,165	0,185	0,181	0,072	0,073	0,071	0,069	0,076	0,075	0,152
Mg	0,002	0,003		0,004	0,003	0,003	0,006	0,024	0,040	0,032	0,033	0,026		0,001
Са	0,997	0,983	1,088	0,679	0,540	0,364	0,431	0,842	0,899	0,898	0,902	0,897	1,096	0,775
Ва	0,000	0,001	0,001	0,005	0,001	0,006	0,009	0,011	0,001	0,002	0,004	0,007	0,000	0,002
Na	0,825	0,878	0,818	0,488	0,592	0,119	0,013	1,126	1,083	1,075	1,038	1,049	0,767	0,872
К	0,004	0,003	0,002	0,007	0,004	0,029	0,025						0,002	0,001
Nb	1,646	1,576	1,690	1,558	1,670	1,432	1,400	1,819	1,814	1,811	1,806	1,833	1,643	1,538
Та	0,078	0,139	0,037	0,106	0,060	0,123	0,178	0,032	0,033	0,038	0,037	0,007	0,001	0,194
Zr	0,037	0,027	0,006	0,085	0,072	0,106	0,088	0,061	0,065	0,070	0,078	0,050	0,006	0,057
U	0,001		0,001	0,162	0,113	0,132	0,269	0,025	0,045	0,050	0,041	0,005	0,001	0,004
Th	0,028	0,024	0,015	0,112	0,145	0,145	0,061	0,100	0,084	0,079	0,080	0,105	0,035	0,083
Y														
Ce	0,024	0,017	0,020	0,033	0,028	0,034	0,011	0,018	0,018	0,019	0,017	0,017	0,034	0,025
La	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,006	0,001	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,006	0,006
Pr	0,003	0,000	0,003	0,004	0,003	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002	0,005
Nd	0,010	0,007	0,007	0,013	0,016	0,018	0,004	0,010	0,007	0,008	0,009	0,006	0,012	0,010
Sr	0,021	0,026	0,017	0,027	0,019	0,076	0,091	0,022	0,012	0,014	0,011	0,013	0,022	0,015
Pb				0,004	0,007		0,003	0,005	0,006	0,006	0,000	0,004		
F	0,851	0,819	0,991	0,579	0,628	0,143	0,177	0,755	0,854	0,787	0,788	0,820	0,952	0,770
a site	2,045	2,114	2,053	1,710	1,642	1,121	1,104	2,258	2,272	2,261	2,207	2,213	2,052	1,950

Приложение 12: Формульные коэффициенты пирохлора, формулы рассчитаны на сумму катионов позици В =2

Примечание: 15-21 апатит-доломитовые карбонатиты, 22-28 айлликиты.

Nº	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	0,69	2,58	2,23	1,24	0,25	0,18	0,63	0,66	4,75				1,69	
TiO ₂	5,10	5,37	5,97	4,89	6,46	8,80	6,56	6,38	9,14	8,07	8,17	8,11	8,71	8,71
Al ₂ O ₃	0,14	0,02	0,00	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04						
FeO	0,71	1,31	1,66	1,76	0,73	0,37	0,78	0,52	0,67	0,50	0,30	0,42	0,76	0,44
MgO	0,27	0,09	0,37	0,04	0,02	0,01	0,03	0,00						
CaO	10,34	3,27	2,06	3,29	3,74	2,36	7,27	8,05	16,73	11,46	8,65	10,56	12,73	6,39
BaO	0,21	8,00	6,18	4,89	2,71	7,82	3,75	4,87	0,00	1,14	1,66	1,11	0,00	4,54
Na ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	1,68	1,75	4,15	6,09	7,99	7,09	2,75	7,27
K ₂ O	0,20	0,06	0,14	0,18	0,19	0,16	0,21	0,05						
Nb ₂ O ₅	51,54	47,72	44,83	42,53	43,19	51,23	49,65	54,77	36,82	54,27	55,78	54,80	54,72	51,93
Ta ₂ O ₅	3,10	2,94	4,88	4,98	11,74	3,65	6,22	2,10	2,85	1,38	1,14	0,87	0,94	1,20
ZrO ₂	1,76	2,18	2,46	2,24	0,47	0,15	0,23	0,15	6,70					
UO ₂	5,80	5,31	10,07	13,12	13,46	8,23	2,89	1,20	0,00	0,00		0,00	0,64	
ThO ₂	7,22	6,43	6,93	5,15	0,22	0,48	2,64	3,22	0,94	6,17	6,20	6,07	7,90	10,46
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Ce ₂ O ₃	1,17	2,08	1,73	1,28	1,00	1,33	1,37	1,51	5,47	3,00	3,09	3,19	2,80	3,00
La ₂ O ₃	0,19	0,35	0,46	0,20	0,29	0,36	0,36	0,43	0,00	0,67	0,73	0,65	0,00	0,83
Pr ₂ O ₃	0,15	0,04	0,07	0,03	0,02	0,00	0,01	0,18	0,68					
Nd ₂ O ₃	0,58	0,60	0,52	0,47	0,27	0,26	0,46	0,44	1,63	0,51	0,69	0,66	0,56	1,04
SrO	0,44	1,63	1,31	1,42	2,25	1,17	0,79	1,08	0,00	1,88	1,74	1,58	0,88	
PbO	0,17	0,26	0,29	1,42	0,32	0,55	0,00	0,00						
F	2,26	0,30	0,53	0,14	0,91	0,83	2,48	1,35	3,93	3,82	4,66	3,93	2,31	3,91
Сумма	92,07	90,54	92,68	89,29	88,29	88,08	88,08	88,74	94,71	98,97	100,79	99,04	97,37	99,71

Приложение 12: Репрезентативные составы пирохлора (мас.%)

Примечание: 29-36 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, 37-39 ийолиты, 40-42 нефелиновые сиениты.

	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Si	0,046	0,165	0,144	0,088	0,018	0,012	0,041	0,042	0,289				0,100	
Ti	0,253	0,259	0,291	0,262	0,339	0,422	0,323	0,306	0,418	0,387	0,385	0,388	0,387	0,426
Al	0,011	0,002		0,003	0,003	0,003	0,004	0,003						
Fe	0,039	0,070	0,090	0,105	0,042	0,020	0,043	0,028	0,034	0,027	0,016	0,022	0,038	0,024
Mg	0,026	0,009	0,035	0,004	0,002	0,001	0,003							
Са	0,731	0,225	0,143	0,251	0,279	0,161	0,510	0,551	1,091	0,782	0,581	0,719	0,805	0,446
Ва	0,005	0,201	0,157	0,137	0,074	0,195	0,096	0,122		0,028	0,041	0,028		0,116
Na	0,001		0,001		0,002	0,013	0,213	0,216	0,490	0,752	0,971	0,874	0,315	0,918
К	0,017	0,005	0,012	0,016	0,017	0,013	0,018	0,004						
Nb	1,538	1,384	1,312	1,368	1,360	1,476	1,470	1,580	1,013	1,563	1,580	1,575	1,461	1,528
Та	0,056	0,051	0,086	0,096	0,222	0,063	0,111	0,036	0,047	0,024	0,019	0,015	0,015	0,021
Zr	0,057	0,068	0,078	0,078	0,016	0,005	0,007	0,005	0,199					
U	0,085	0,076	0,145	0,208	0,209	0,117	0,042	0,017					0,008	
Th	0,108	0,094	0,102	0,083	0,003	0,007	0,039	0,047	0,013	0,089	0,088	0,088	0,106	0,155
Y														
Ce	0,028	0,049	0,041	0,033	0,026	0,031	0,033	0,035	0,122	0,070	0,071	0,074	0,061	0,072
La	0,005	0,008	0,011	0,005	0,007	0,008	0,009	0,010		0,016	0,017	0,015		0,020
Pr	0,004	0,001	0,002	0,001	0,001		0,000	0,004	0,015					
Nd	0,014	0,014	0,012	0,012	0,007	0,006	0,011	0,010	0,035	0,012	0,015	0,015	0,012	0,024
Sr	0,017	0,060	0,049	0,059	0,091	0,043	0,030	0,040		0,069	0,063	0,058	0,030	
Pb	0,003	0,004	0,005	0,027	0,006	0,009								
F	0,471	0,061	0,109	0,031	0,200	0,167	0,513	0,272	0,756	0,770	0,923	0,790	0,431	0,805
a site	1,084	0,816	0,804	0,940	0,766	0,625	1,047	1,083	1,800	1,846	1,862	1,894	1,375	1,774

Приложение 12: Формульные коэффициенты пирохлора, формулы рассчитаны на сумму катионов позици В =2

Примечание: 29-36 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, 37-39 ийолиты, 40-42 нефелиновые сиениты.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂					0,13										
TiO ₂															
FeO		0,39	0,39	0,39	0,37	0,26	0,4	0,36						0,31	
MnO							0,3	0,35							
MgO							20,75	20,51	17,13	0	0,13	0	0,27	1,86	2,11
CaO	53,38	56,01	56,01	54,34	54,37	54,26	29,09	29,15	24,84	50,06	51,67	52,12	53,3	49 <i>,</i> 53	52,71
BaO										0	0	0			
SrO	1,02	0,77	0,77	0,92	1,03	0,99	0,66	0,71	0,52	1,47	1,57	1,38		0,82	0,91
Total	54,4	57,16	57,16	55,79	56,35	55,51	51,19	51,08	42,49	51,53	53 <i>,</i> 38	53,5	53 <i>,</i> 56	56 <i>,</i> 59	55,72
Формулы рассчитаны на сумму катионов =1															
Si					0,002										
Ti															
Fe		0,005	0,005	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005						0,005	
Mn							0,004	0,005							
Mg							0,490	0,487	0,487		0,003		0,007	0,049	0,052
Са	0,990	0,987	0,987	0,985	0,983	0,987	0,494	0,497	0,507	0,984	0,980	0,986	0,993	0,938	0,939
Ва															
Sr	0,010	0,007	0,007	0,009	0,010	0,010	0,006	0,007	0,006	0,016	0,016	0,014		0,008	0,009

Приложение 13: Репрезентативные составы карбонатов (мас.%)

Примечание: 1-3 пироксениты, 4-6 ийолиты, 7-9 апатит-доломитовые карбонатиты, 10-12 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, 13-15 фоскориты

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	29,91	29,91	28,92	29,61	29,76	30,1	30,02	29,61	30,4	29,87	29,40	29,65	29,46	29,77	29,66
TiO ₂	38,82	39,7	40,27	39,25	39,07	34,13	34,05	34,93	33,26	33,06	33,26	32,68	33,35	32,89	33,70
Al ₂ O ₃						1,11	1,17	1,19	1,28	1,17	0,71	0,73	0,72	0,70	0,72
FeO	0,86	0,64	0,81	1,09	1,03	2,05	2,17	2,05	2,19	1,87	2,26	2,43	2,45	2,33	2,81
CaO	26,61	27,35	26,4	25,58	27,23	27,54	27,51	27,69	27,54	27,51	27,25	27,13	27,26	27,07	27,15
MnO											0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
Na ₂ O	0,84	0,54	0,65	0,9	0,77	0,3	0,19	0,22	0,27	0,34	0,35	0,34	0,32	0,33	0,24
Ce ₂ O ₃				0,8		0,39					0,30	0,30	0,27	0,32	0,25
La ₂ O ₃											0,05	0,10	0,07	0,08	0,06
Nd ₂ O ₃	0,87			0,9			0,45		0,47		0,21	0,31	0,20	0,23	0,20
Y ₂ O ₃											0,03	0,02	0,06	0,05	0,00
ZrO ₂						2,3	2,11	1,39	2,19	2,99	1,89	2,29	1,30	1,71	1,50
Nb ₂ O ₅	2,12	1	1,32	1,33	1,83	1,8	1,53	1,8	2,3	3,03	3,18	3,46	3,33	3,40	2,74
Ta₂O₅											0,22	0,19	0,19	0,13	0,05
Total	100,03	99,15	98,37	99,46	99,68	99,71	99,2	98,87	100,39	99,83	99,18	99,79	99,27	99,22	99,26
					Ċ	Формулы ра	ассчитаны	на сумму к	атионов =3	3					
Si	0,983	0,985	0,963	0,982	0,975	0,992	0,994	0,980	1,001	0,987	0,983	0,989	0,984	0,996	0,988
Ti	0,959	0,983	1,009	0,979	0,963	0,846	0,848	0,869	0,823	0,822	0,836	0,820	0,838	0,828	0,844
Al						0,043	0,046	0,046	0,050	0,046	0,028	0,029	0,028	0,027	0,028
Fe	0,024	0,018	0,023	0,030	0,028	0,056	0,060	0,057	0,060	0,052	0,063	0,068	0,068	0,065	0,078
Са	0,937	0,964	0,942	0,909	0,956	0,972	0,976	0,982	0,971	0,974	0,976	0,970	0,976	0,970	0,969
Mn											0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,054	0,035	0,042	0,058	0,049	0,019	0,012	0,014	0,017	0,022	0,023	0,022	0,021	0,021	0,016
Ce				0,010		0,005					0,004	0,004	0,003	0,004	0,003
La											0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd	0,010			0,011			0,005		0,006		0,002	0,004	0,002	0,003	0,002
Y											0,001	0,000	0,001	0,001	
Zr						0,037	0,034	0,022	0,035	0,048	0,031	0,037	0,021	0,028	0,024
Nb	0,034	0,016	0,022	0,022	0,029	0,029	0,025	0,029	0,037	0,049	0,052	0,057	0,055	0,056	0,045
Та											0,002	0,002	0,002	0,001	0,001

Приложение 14: Репрезентативные составы титанита (мас.%)

Примечание: 1-5 пироксениты, 6-10 ийолиты, 11-15 пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,21	0,30				
TiO ₂	54,82	54,91	55,03	54,92	54,49	54,79	49,01	49,09	49,37	49,77	49,04	49,46
Al ₂ O ₃	0,12	0,12	0,15	0,14	0,16	0,13	0,19					0,21
FeO	1,45	1,49	1,56	1,63	1,42	1,40	1,56	1,38	1,52	1,35	1,43	1,27
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00						
CaO	36,56	36,42	37,24	36,69	35,92	36,42	29,05	28,82	28,78	28,85	28,71	29,10
Na₂O	0,72	0,77	0,60	0,62	0,79	0,77	3,01	2,98	3,03	2,84	3,13	3,06
MnO	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02						
SrO	0,19	0,25	0,18	0,27	0,21	0,25					0,45	0,00
Y ₂ O ₃	0,07	0,00	0,02	0,04	0,04	0,10						
La ₂ O ₃	0,72	0,69	0,68	0,61	0,73	0,66	1,77	1,82	1,64	1,81	1,88	1,88
Ce ₂ O ₃	2,21	2,18	2,07	1,95	2,34	2,20	5,26	5,63	5,17	5,41	5,35	5,36
Pr ₂ O ₃	0,31	0,34	0,32	0,32	0,33	0,34						
Nd ₂ O ₃	1,52	1,55	1,30	1,47	1,74	1,52	2,04	2,22	1,95	2,24	2,25	2,52
ZrO ₂	0,02	0,04	0,05	0,02	0,08	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00		
ThO ₂	0,45	0,36	0,18	0,29	0,76	0,57					0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	0,45	0,49	0,48	0,46	0,54	0,43	7,42	7,11	7,28	6,97	7,20	7,07
Ta ₂ O ₅	0,13	0,07	0,04	0,06	0,11	0,05			0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,78	99,71	99,94	99,57	99,70	99,75	99,52	99,35	98,74	99,24	99,44	99,93
				Φ	ормула рассч	итана на сум	му катионов	=2				
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01				
Ti	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,90	0,90	0,91	0,92	0,90	0,90
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01					0,01
Fe	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Са	0,92	0,91	0,93	0,92	0,91	0,91	0,76	0,76	0,76	0,76	0,75	0,76
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					0,01	
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
La	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Се	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Nd	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Nb	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08

Приложение 15: Репрезентативные составы перовскита (мас.%)

Примечание: 1-6 айлликиты, 7-12 ийолиты. Приложение 16: Результаты Ar-Ar датирования пород

T,⁰C	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±	Выде-	Возраст	±		
									ленный ³³ Ar, %	млн.лет			
2-1/19 фл	огпит / якупира	ангит				J=0.0	04375±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 <i>,</i> 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		
68-1б фло	огопит / карбона	тит					J=0.004398±	4398±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 <i>,</i> 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 флог	опит / силикока	рбонатит					J=0.004509±0	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 флог	опит / карбонат	ит					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 флог	опит / щелочної	й сиенит					J=0.004457±0	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 $\pm 2\sigma$.

Nº	% ²⁰⁶ Pbc	г/т U	г/т Th	²³² Th/ ²³⁸ U	г/т ²⁰⁶ Рb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³ Bo3pac	⁸⁸ U т	(1) ²⁰⁷ Pb Bo3p	/ ²⁰⁶ Рb аст	% Несогл, возр,	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ 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

Приложение 17: Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования пироксенита (обр. 2-1/19)

	%				г/т	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	J	(2) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸	' U	(3) ²⁰⁶ Pb	^{/238} U	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²	²⁰⁶ Pb	(1) ²⁰⁸ Pb/ ²³²	Th	% несогл.	Сум.	
№	²⁰⁶ Pbc	г/т U	г/т Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*	Возраст		Возраст	Г	Возра	аст	Возра	ст	Возраст	,	Возр	²³⁸ U/ ²⁰⁶ 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

Приложение 17: Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита (обр. 68-16)

Общ. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb [*]	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	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

Приложение 17: Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования пироксен-флогопит-кальцитового карбонатита (обр. 68-16)

						(1)		(1)		%									
	%	г/т			г/т	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	U	²⁰⁷ Pb) ²⁰⁶ Pb	Несогл.	(1)		(1)		(1)		(1)		ошибка
№	²⁰⁶ Pbc	U	г/т Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*	Возраст		Возр	аст	возр.	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	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 17: Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования нефелинового сиенита (обр. 56-4)

Приложение 18: Содержание основных и редких элементов в щелочно-силикатных породах Арбарастаха

Порола	Айлликит	Пиро	ксенит	Метас	ом. пиро	ксенит			Ийолит				Нефел	иновый	сиенит	
No	56-6	1-4	67-1	2-1	1-6	54-3	55-1	58-1	57-2	59-2	62-1	65-1	56-4	60-2	6-3	13-1
Mac. %																
SiO_2	20.31	34.89	36.76	33.44	23.94	35.53	42.95	33.98	35.16	40.63	38.46	50.07	57.66	51.92	51.56	52.19
TiO ₂	3.52	1.57	1.80	2.62	2.25	3.01	0.54	1.58	1.23	1.20	0.64	0.92	0.19	0.23	0.34	0.24
Al_2O_3	2.58	2.93	2.22	4.75	5.90	5.87	13.13	12.57	13.20	12.16	11.17	15.32	19.30	15.60	19.36	14.18
Fe ₂ O ₃ tot	13.00	10.31	9.28	9.88	11.37	12.42	11.77	10.78	11.00	12.40	10.23	9.83	5.04	8.39	5.52	7.57
MnO	0.25	0.28	0.25	0.24	0.27	0.17	0.19	0.20	0.24	0.28	0.25	0.14	0.06	0.39	0.07	0.25
MgO	19.35	8.57	9.03	10.54	11.56	14.58	7.45	7.19	6.35	4.44	6.82	3.22	1.34	1.54	1.93	3.72
CaO	16.49	24.39	26.27	19.97	22.60	15.29	10.18	10.97	13.41	14.10	13.14	5.31	3.07	6.42	2.22	8.15
Na ₂ O	0.25	3.60	2.14	2.86	1.89	3.92	5.43	9.71	6.92	5.98	4.77	8.49	10.57	8.20	11.92	8.84
K_2O	2.68	0.63	0.90	3.64	2.36	3.80	1.58	3.40	2.41	2.86	2.99	3.33	1.41	2.94	1.97	2.36
P_2O_5	2.03	4.18	8.14	5.25	7.03	2.13	0.55	0.92	2.27	1.74	0.76	0.55	0.20	1.48	0.04	0.98
BaO	0.08	0.06	0.04	0.12	0.07	0.13	0.08	0.12	0.24	0.03	0.49	0.25	0.51	0.10	0.21	0.05
SO_3	0.28	0.09	0.13	0.29	1.13	0.10	0.16	0.79	1.04	0.42	0.18	0.38	0.33	0.06	1.56	0.11
LOI	19.17	8.27	2.89	6.19	7.89	2.78	5.81	7.45	5.72	3.49	9.54	1.20	0.22	2.14	2.69	1.15
Сумм.	99.98	99.78	99.84	99.80	98.24	99.74	99.81	99.66	99.21	99.74	99.44	99.01	99.89	99.41	99.39	99.78
Mg#	74.4	61.8	65.5	67.6	66.5	69.6	55.3	56.6	53.0	41.1	56.5	39.0	34.1	26.4	40.6	48.9
Γ/T																

Ti	20039	9038	10513	15856	13467	17123	8880	7509	7205	5470	1141	2041	1408
V	164	190	188	191	175	190	93	215	154	110	49	33	140
Cr	703	17.1	11.1	55	5	28	5.0	5.2	5	77	36	6.5	13.6
Co	63	17.2	17.4	31	29	22	13.3	21	17	19.4	6.6	21	35
Ni	345	10.7	23	24	7.7	19	5.8	7.9	7	15.5	19.0	4.5	28
Cu	76	5.7	14.4	375	194	132	122	81	102	33	51	148	46
Zn	100	86	95	127	165	103	106	128	117	83	25	81	73
Rb	71	15.6	20	71	31	36	55	58	57	42	10.4	36	52
Sr	1819	2550	1698	2037	2563	2 095	1558	2041	1 799	1581	2787	1298	1536
Y	52	82	62	73	80	72	41	47	44	12	6.7	3.4	11.4
Zr	415	458	606	6505	2228	2 805	1346	1890	720	132	141	159	221
Nb	191	76	221	836	993	670	572	771	671	137	125	457	58
Mo	4.4	0.51	0.66	1.49	1.30	0.9	0.69	1.52	1.1	4.4	1.25	2.2	0.39
Cs	0.65	0.25	0.14	0.44	0.27	0.3	0.57	0.73	0.7	0.22	0.12	0.77	0.33
Ва	750	570	320	1008	605	1151	908	2028	270	2433	4434	1773	434
La	201	602	396	319	394	439	174	232	203	58	43	20	25
Ce	446	1332	992	823	1033	1049	450	571	510	115	106	52	60
Pr	61	175	139	118	151	144	65	80	72	13.8	13.6	6.2	9.4
Nd	215	653	564	466	617	561	271	321	296	50	53	22	44
Sm	38	91	82	78	98	83.5	44	51	48	7.8	7.9	3.1	8.0
Eu	10.7	24	21	20.0	26	22.8	11.7	12.7	12.2	2.4	2.0	0.71	2.3
Gd	30	67	60	51	74	59.8	32	38	35	7.2	4.9	2.1	6.3
Tb	3.2	6.7	5.9	5.6	7.6	6.1	3.6	4.1	3.8	1.01	0.57	0.24	0.68
Dy	14.8	27	23	24	29	24	14.8	16.7	15.8	4.1	2.0	0.90	3.5
Ho	2.0	3.9	3.2	3.4	4.3	3.5	2.2	2.6	2.4	0.57	0.31	0.17	0.48
Er	4.4	8.9	6.8	7.7	8.9	7.8	5.0	5.6	5.3	0.9	0.74	0.40	1.07
Tm	0.5	0.9	0.7	0.9	0.85	0.8	0.5	0.6	0.6	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	2.8	4.7	3.5	4.4	4.5	4.2	2.7	3.3	3.0	0.8	0.5	0.4	0.8
Lu	0.3	0.6	0.5	0.5	0.55	0.5	0.4	0.4	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	12.1	14.1	22	115	75	50	34	40	25	3.7	3.3	3.5	36
Та	7.7	2.5	8.6	73	130	28	77	42	60	10.7	9.5	18.9	4.3
Pb	8.5	9.7	6.4	10.7	25	8.9	7.3	9.3	8.3	16.3	15.1	12.5	13.0
Th	20	26	24	92	61	48	25	30	28	12.5	8.1	19.2	13.4
U	6.2	1.5	2.5	14.7	6.7	6.2	7.9	35	21.5	5.49	8.4	26	6.55

Порода	SACTIA	2 10. C	одерж	Пир	оксен-фл	огопит-к	альцитов	ый карбо	натит	в каро	onarn		poenoj	miaxi	Tpoup	ueraxa			Апа доломи карбо	тит- ітовый натит	Фосн	сорит
No	10-2	10-3	55-2	60-1	61-1	62-2	63-1	63-2	63-3	50-2	68-1	68-2	68-3	2-3	50-4	52-2	60-3	65-2	54-2	56-5	2-2	50-3
Mac.%																						
SiO_2	20.60	27.36	20.68	27.69	27.97	31.19	32.96	15.25	25.23	26.34	17.49	10.83	7.27	8.76	2.77	0.30	3.90	6.61	5.52	0.79	7.32	17.26
TiO ₂	0.17	0.14	0.36	0.23	0.37	0.35	0.88	0.31	1.40	4.48	0.45	0.09	0.20	0.13	0.09	0.02	0.06	0.07	0.07	0.05	0.14	0.94
Al_2O_3	6.21	7.06	5.48	2.44	3.77	4.18	5.94	3.30	8.23	3.59	5.73	4.60	1.98	2.84	0.18	0.20	0.83	2.25	0.82	0.34	1.22	0.56
Fe ₂ O ₃ tot	4.13	2.26	7.13	7.86	9.03	10.38	15.90	4.62	11.20	15.01	5.93	1.29	5.50	2.41	2.77	1.63	3.00	1.36	16.43	0.72	29.27	27.45
MnO	0.29 5 30	0.17	6.83	0.28	0.34 8.56	0.30	0.38	0.28	0.27	13.56	0.22 5.04	0.23	0.28	0.51	2.02	2.08	0.05	0.10	0.55	0.22	12.24	0.50
CaO	30.98	31.30	0.83	28.88	23.89	21.45	17.80	37.07	18.38	18.50	32.04	42.84	43.08	43.08	2.92 48.38	2.08 52.19	47.40	2.17 24 21	9.34 36.75	36 77	26.45	18 24
Na ₂ O	1.87	4.32	2.12	4.04	3.84	3.89	3.84	1.09	0.45	1.02	1.52	2.22	0.66	0.86	0.23	0.11	0.33	0.20	0.31	0.32	0.35	0.35
K ₂ O	2.58	0.52	2.41	0.34	1.19	0.95	0.98	1.86	5.96	3.79	2.63	0.96	1.06	1.15	0.62	0.03	0.57	1.60	0.56	1.32	0.16	0.43
P_2O_5	2.33	0.32	1.47	12.94	2.71	2.27	0.54	3.23	1.44	4.50	1.66	0.39	2.41	2.23	4.14	3.28	0.29	3.13	8.17	10.97	10.74	10.82
BaO	0.09	0.24	0.16	0.07	0.11	0.07	0.10	0.15	0.28	0.08	0.10	0.12	0.06	0.30	0.12	0.03	0.26	0.17	0.03	0.01	0.03	0.02
SO_3	0.09	0.29	0.68	0.15	0.10	0.10	1.58	0.12	0.16	0.11	0.72	0.11	3.22	0.28	0.49	0.22	0.81	0.17	0.07	0.12	0.18	0.47
LOI	22.46	23.81	23.04	5.45	15.38	12.23	9.03	25.02	13.50	6.25	23.60	33.55	28.76	32.11	34.66	38.61	37.84	32.68	20.32	31.85	8.98	0.35
Total	97.19	98.80	98.02	96.17	97.29	97.86	98.76	98.12	97.94	97.63	97.56	98.20	96.86	97.60	97.47	98.79	98.12	97.76	98.69	97.38	97.58	99.54
ррш Ті	869	780		759	2152	1974	4320	1852	5630	22930	4445		1119	833	619	55	352	361	254	113	469	
V	18	35		122	105	98	253	48	60	152	258		29	34	23	55	8	8	25	3	407	
Cr	3	29		5	24	8	145	47	4	226	144		3	2	2	2	3	2	3	1	2	
Mn	2205	1311		1289	2454	2458	2319	2023	1614	1756	2374		1970	2202	963	838	4126	1241	1768	1720	2386	
Co	4.8	7.2		7.3	16.8	15.1	67	15.3	18.3	38	68		18.2	3.1	10.5	17.3	6.1	9.0	25	1.99	39	
Ni		100		15.3	15.9	8.9	128	36	5.1	97	135			1.81	3.1		4.3		18.8		4	
Cu	14.9	24		19.2	8.1	7.3	196	15.5	6.3	394	179		80	7.4	13.4	35	24	57	7.2	8.5	26	
Zn	78	25		54	128	127	125	121	144	170	111 5 4		125	82	21	25	58	40	189	14.1	339	
RD Sr	41 8089	2.2		0.34 4336	10.5	8.5 3306	5.1 3347	42 5926	6163	94 1875	5.4 3206		20 9599	0482	9361	1.14	15.8 9764	57 7667	2.0 4281	1.87	2821	
Y	68	2750 52		123	53	53	49	5720 79	59	126	3200 48		78	93	64	71	133	78	4201 59	56	54	
Zr	135	48		252	274	672	346	112	25	1525	351		355	57	204	38	25	318	1125	82	1819	
Nb	540	85		61	217	307	144	58	94	1010	142		2221	1607	2126	339	98	766	753	1670	221	
Mo	0.31	0.76		0.82	1.08	0.73	1.89	0.74	0.46	1.73	0.76		0.98	0.69	0.26	0.31	0.45	0.84	0.29	0.18	1	
Cs	0.20				0.15	0.11		0.11	0.31	0.54	0.12		0.15	0.19				0.10				
Ва	859	1811		281	880	570	928	1280	1728	704	924		525	2319	879	375	2219	1431	284	147	179	
La	402	399		1156	3//	364	283	4/9	380	1180	2/1		430	389	333	367	835	440	275	346	254	
Ce Pr	882	/ 39		2002	831	00	5/0 71	10/5	831	3083	544		1002	979	810 104	8/8	1004	1019	704	940 138	00/	
Nd	428	297		1 372	404	373	264	540	399	1 529	248		514	568	405	509	704	545	421	578	423	
Sm	59	38		184	56	54	37	75	57	221	35		72	88	61	77	96	78	66	87	68	
Eu	15.8	9.3		46	14.6	13.7	9.7	19.8	13.9	51	8.9		18.7	23	16.2	21	25	19.8	17.3	22	17	
Gd	48	31		136	42	41	29	60	43	135	28		56	66	46	58	80	59	50	65	51	
Tb	4.9	3.3		12.5	4.3	4.2	3.1	5.9	4.3	13.2	3.0		5.7	7.1	5.1	5.9	8.2	5.8	5.1	6.2	5	
Dy	20	14.0		45	17.0	16.1	13.5	23	18.1	49	12.6		24	28	20	24	36	24	19.5	22	18	
Ho	3.3	2.4		6.7	2.6	2.5	2.2	3.6	2.8	6.7	2.2		3.6	4.4	3.0	3.6	5.7	3.7	2.9	3.1	2.9	
Er	7.9	5.8		14.2	6.0	6.0	5.7	8.1	6.3	14.3	5.3		8.5	10.0	6.8	8.1	14.1	8.3	6.4	6.2	5.8	

Приложение 18: Содержание основных и редких элементов в карбонатитах и фоскоритах Арбарастаха

Tm	0.9	0.7	1.	3	0.6	0.6	0.7	0.9	0.7	1.4	0.7	0.9	1.1	0.7	0.8	1.7	0.9	0.6	0.6	0.6	
Yb	5.0	3.7	5.	7	3.4	3.4	3.7	4.4	3.4	5.8	3.8	4.9	6.2	3.8	3.9	9.7	4.6	3.1	2.6	2.9	
Lu	0.6	0.5	0.	7	0.5	0.5	0.6	0.6	0.4	0.7	0.5	0.7	0.9	0.5	0.5	1.3	0.6	0.4	0.3	0.4	
Hf	3.1	1.45	6.	6	7.4	17.2	8.2	3.8	0.87	45	8.2	8.8	2.2	6.5	1.61	0.87	7.7	28	3.1	41	
Ta	46	5.6	2.	6 1	15.2	41	6.4	1.72	3.9	30	5.8	80	23	1.22	56	7.5	65	198	33	42	
Pb	11.1	11.1	6.	9	8.7	8.5	8.1	8.2	6.7	15.9	7.6	13.8	15.7	11.9	12.1	21	18.7	24	14.7	6	
Th	4.0	7.2	3	1 1	17.1	8.5	7.6	14.5	5.3	179	6.6	50	41	196	40	0.95	87	116	147	18	
U	23	4.1	2.	3	3.2	2.7	2.0	1.33	1.22	19.4	1.24	69	42	0.39	73	8.3	111	231	86	26	

Приложение 19: Sr и Nd изотопные составы пород Арбарастаха.

No	Порода	Rb, г/т	Sr, г/т	${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2SD	I (Sr)	Sm, г/т	Nd, Γ/τ	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2SD	$\epsilon Nd(T)$
56-6	Айлликит	79	1823	0.125907	0.703602	6	0.702444	38	213	0.1070	0.512598	2	6.6
1-4	Пироксенит	13	2506	0.015469	0.702862	7	0.702720	57	408	0.0842	0.512466	4	5.9
57-2	Ийолит	54	2076	0.074757	0.703223	5	0.702535	44	281	0.0948	0.512537	2	6.4
58-1	ИИОЛИТ	63	1794	0.101897	0.703338	5	0.702400	45	276	0.0987	0.512555	3	6.5
56-4	Нефелиновый сиенит	7	3197	0.006101	0.702505	4	0.702449	4	32	0.0831	0.512436	4	5.4
63-3	Пироксен-флогопит	143	3109	0.133116	0.703921	5	0.702696	21	152	0.0844	0.512464	3	5.9
68-1	-кальцитовый карбонатит	57	7497	0.022013	0.702717	6	0.702514	35	252	0.0850	0.512494	3	6.4
50-4		27	10156	0.007646	0.702601	6	0.702531	66	448	0.0892	0.512521	3	6.6
50-3	Фоскорит	32	4582	0.019886	0.702432	5	0.702249	61	386	0.0948	0.512560	3	6.9

<u>Приложение 20: Рb изотопные составы пород Арбарастаха.</u>

No	Порода	Рb, г/т	U, г/т	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	±2SD	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	±2SD	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	±2SD	206Pb/204Pbi	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pbi
56-6	Айлликит	8.6	7.1	59	22.48	0.060	15.74	0.09	42.85	0.120	16.32	15.36
1-4	Пироксенит	10.8	1.9	84	27.49	0.063	16.07	0.09	46.00	0.121	18.62	15.53
57-2	11Ho mm	5.0	24.4	722	94.22	0.065	20.16	0.09	56.92	0.121	18.24	15.51
58-1	ИИОЛИТ	3.0	5.0	153	34.94	0.062	16.52	0.09	55.39	0.121	18.82	15.53
56-4	Нефелиновый сиенит	3.6	3.7	79	28.00	0.060	16.12	0.09	42.50	0.120	19.67	15.61
63-3	Пироксен-	1.9	0.2	7	19.23	0.061	15.56	0.09	38.53	0.121	18.46	15.51
68-1	флогопит-	5.2	13.7	239	43.26	0.061	17.02	0.09	43.15	0.120	18.11	15.48
10-2	кальцитовый карбонатит	5.1	19.2	515	98.69	0.065	20.42	0.09	39.49	0.121	44.50	17.10
50-4		3.9	0.2	9	19.78	0.060	15.59	0.09	136.91	0.122	18.79	15.53
50-3	Фоскорит	34.5	283.0	10533	1175.80	0.071	86.19	0.09	227.45	0.125	67.39	18.39