

На правах рукописи



КРУК Михаил Николаевич

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

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

АВТОРЕФЕРАТ

Диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2024

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

**Научный руководитель:**

**Дорошкевич Анна Геннадьевна**, д.г.-м.н., заведующий лабораторией рудоносности щелочного магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

**Официальные оппоненты:**

**Плечов Павел Юрьевич**, д.г.-м.н., директор Минералогического Музея имени А.Е. Ферсмана.

**Шарыгин Игорь Сергеевич**, к.г.-м.н., заведующий лабораторией петрологии, геохимии и рудогенеза Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН).

**Ведущая организация:**

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Национальный исследовательский Томский государственный университет» (ТГУ, г. Томск).

Защита состоится 10 октября 2024 года в 10.00 часов на заседании Диссертационного совета 24.1.050.02, созданного на базе ФГБУН ИГМ СО РАН, в конференц-зале (630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3).

Отзыв в одном экземпляре, оформленный в соответствии с требованиями Минобрнауки России, просим направлять по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3, Гаськовой О.Л. Тел./факс: +7 (383) 373-03-28; +7(383) 373-05-61 e-mail: gaskova@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН ИГМ СО РАН

[https://www.igm.nsc.ru/images/diss/loadfiles\\_dzubenko/krukMN/dis-KrukMN.pdf](https://www.igm.nsc.ru/images/diss/loadfiles_dzubenko/krukMN/dis-KrukMN.pdf)

Автореферат разослан 9 сентября 2024 г.

Ученый секретарь

диссертационного совета

д.г.-м.н.

О.Л. Гаськова

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность исследований.** Щелочные карбонатитовые комплексы представляют собой уникальную группу пород, содержащих информацию для расшифровки глубинных мантийных процессов. Кроме того, с щелочными карбонатитовыми комплексами связаны месторождения редкоземельных и редких элементов, апатита, флюорита и др. Среди них наиболее перспективными для добычи минералов Zr, Nb, Ta, апатита, магнетита являются комплексы, содержащие в своем составе фоскориты (породы, состоящие из апатита, магнетита, карбонатов и силикатных минералов - оливина, пироксена, флогопита). 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. Другими породами, пространственно и генетически связанными с ультраосновными щелочными карбонатитовыми комплексами являются ультраосновные лампрофиры (айлликиты, дамтърниты и др). Предполагается, что состав ультраосновных лампрофиров наиболее приближен к родоначальному мантийному расплаву, эволюция которого могла обусловить формирование пород некоторых щелочных карбонатитовых комплексов. Пространственная связь щелочных силикатных пород, карбонатитов, фоскоритов и ультраосновных лампрофиров наблюдается в щелочном ультраосновном карбонатит-фоскоритовом комплексе Арбарастах, породы которого являются объектом исследования.

Комплекс Арбарастах находится в Республике Саха, Якутия (Россия), в бассейне реки Арбарастах (левый приток реки Идум). В 1970-х гг. на территории комплекса проводились работы по геокартированию, геохронологии и оценке содержания Nb и REE – оруденения (Глаголев и др., 1974). Однако детальных минералогических, геохимических, изотопно-геохимических и петрологических исследований с применением современных методов не проводилось.

**Цель работы:** реконструкция петрогенезиса пород щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового комплекса Арбарастах

**Задачи исследований:**

- Петрографическая и минералогическая характеристики основных разновидностей пород комплекса, выявление минералогических индикаторов эволюции магматической системы;
- определение времени формирования основных разновидностей пород, слагающих этот комплекс;
- оценка Р-Т параметров кристаллизации айлликитового 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.

**Фактический материал, методы исследований и личный вклад.**

В работе использована коллекция образцов комплекса Арбарастах, полученная в ходе экспедиции коллектива лаборатории №215 ИГМ СО РАН в 2019 году. Для решения минералогических и петрографических задач использовались методы оптической микроскопии (поляризационный микроскоп OLYMPUS BX-51), электронный сканирующий микроскоп (JEOL JSM-6510 LV и TESCAN ORSAY MIRA 3 LMU с системами микроанализа), рентгеноспектральный микроанализ (JEOL JXA-8230, JEOL JXA-8100). При исследовании петрохимических и изотопных характеристик пород использовались методы рентгенофлуоресцентного анализа (Termo Fisher Scientific ARL 9900 XP), эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, Finnigan Mat Element), определение концентраций и изотопного состава Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb твердофазной масс-спектрометрией (TRITON TI). Геохронологические данные получены с помощью методов Ar-Ar и U-Pb (SHRIMP II) датирования. Работы проводились в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург), ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург).

Личный вклад автора заключается в первичной подготовке каменного материала для минералогических, петролого-

геохимических и изотопных исследований; петрографическом описании пород; проведении исследований методами электронной микроскопии и микрозондового анализа; обработке минералогических, петролого-геохимических и изотопных данных; анализе и интерпретации полученных данных.

**Научная новизна:** Была получена петролого-минералогическая характеристика пород комплекса с использованием современных методов исследования вещества. Впервые были рассмотрены эволюционные тренды составов главных и второстепенных минералов пород комплекса. Впервые дана детальная вещественная характеристика ультраосновных лампрофиров. Обосновано, что айлликиты являются наименее дифференцированными породами в комплексе и 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 расплавов для пород комплекса, отвечающий изотопно умеренно деплетированной мантии.

#### **Апробация работы:**

По теме диссертации опубликовано 5 статей в рецензируемых журналах из списка ВАК. Результаты исследований были представлены в виде устных докладов на 2 российских конференциях в Москве (2021 г.), Улан-Удэ (2023 г.).

**Структура диссертации:** Диссертация состоит из введения, 7 глав, заключения, списка литературы. Работа объемом 189 страниц, включает в себя 56 рисунков, 20 приложений. Список литературы содержит 295 наименований.

#### **Защищаемые положения:**

1. 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.

2. Минералогические (составы, минералов групп оливина и шпинели, флогопитов, ильменитов) и петрохимические (высокие Ni,

Cr, Mg#) характеристики айллицитов 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 айллициты 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. Автор благодарен коллективу лаборатории рудоносности щелочного магматизма, сотрудникам аналитического центра многоэлементных и изотопных исследований и лаборатории рентгеноспектральных методов анализа.

### **ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТ-ФОСКОРИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ**

Комплекс Арбарастах находится на Алдано-Становом щите, который является частью Сибирского кратона. Комплекс расположен на Учурском террейне, сложенном архейскими парагнейсовыми комплексами, палеопротерозойскими риолитами, гранитами, сиенитами [Смелов и др., 2001] (рис 1а). Сам массив является одним из ультраосновных щелочных комплексов, расположенных на южной и юго-западной окраинах Сибирского кратона, наряду с такими комплексами как Белая Зима, Большая Тагна, Жидой, Средняя Зима и другие (рис 1б).

Массив представлен концентрически-зональной интрузией площадью 38 км<sup>2</sup>, отделенной кольцевым разломом от вмещающих архейских пород (рис 1в). Полученные геохронологические данные по породам комплекса Арбарастах ложатся в интервал 657-636 млн лет (Prokoryev et al., 2021 и ссылки там), и, в целом, отражают длительную историю их становления и характеризуют многоимпульсное внедрение магм с формированием разновидностей пород, представленных в комплексе.

Основной объем интрузии сложен пироксенитами. Неизменные пироксениты сложены клинопироксеном (до 90 об.%), нефелином (до 5 об.%), амфиболом (до 2 об.%), флогопитом (до 2 об.%). Зачастую пироксениты интенсивно флогопитизированы (содержание флогопита до 40 об.%) и карбонатизированы (содержание карбонатов до 10 об.%), также возрастает количество амфиболов (до 10 об.%) и апатита (до 5-10 об.%), аксессуарных титанита, циркона, ильменита, барита.

Ййолиты и нефелиновые сиениты расположены в краевых частях массива и представлены редкими телами мощностью до 5 м с резкими контактами с пироксенитами [Стоялов, 1961]. Основной объем ййолитов сложен минералом группы энigmatита (до 60 об.%), который развивается по пироксену, а также нефелином (до 40 об.%), замещающимся скаполитом. Ййолиты претерпевали метасоматические преобразования, сопровождавшиеся появлением таких минералов как флогопит (до 5 об.%), титанит (до 5 об.%), апатит, кальцит, бадделеит, перовскит, цирконолит. Также в ййолитах наблюдается большое количество сульфидов, вероятно, связанных с постмагматическими процессами.

Нефелиновые сложены альбитом и калиевым полевым шпатом (до 70 об.%), клинопироксеном (10-20 об.%), нефелином (20-30 об.%), апатитом. В качестве второстепенных и аксессуарных встречаются апатит, кальцит, банальсит, пироклор, цирконолит, стронцианит.

В центральной части массива находятся субвертикальные дайки ультраосновных лампрофиров секущие вмещающие пироксениты, мощность выходов не превышает 1,5 м. По классификации, предложенной Tarreg et al. [2005] данные породы были отнесены к айлликитам. Породы имеют порфировую текстуру, где порфировые вкрапленники оливина и флогопита погружены в тонкозернистую основную массу. Количество макрокристаллов оливина варьирует от первых до 20 об.%, а флогопита до 10 об.%. На каймах последних отчетливо видна оторочка тетраферрифлогопита. Основная тонкозернистая масса сложена карбонатами (доломит и кальцит), флогопитом, перовскитом, апатитом, субидиоморфным оливином и шпинелидами, с аксессуарными - ильменитом, сульфидами (халькопирит, пирротин), бадделеитом, пироклором, сульфатами Ba и Sr.

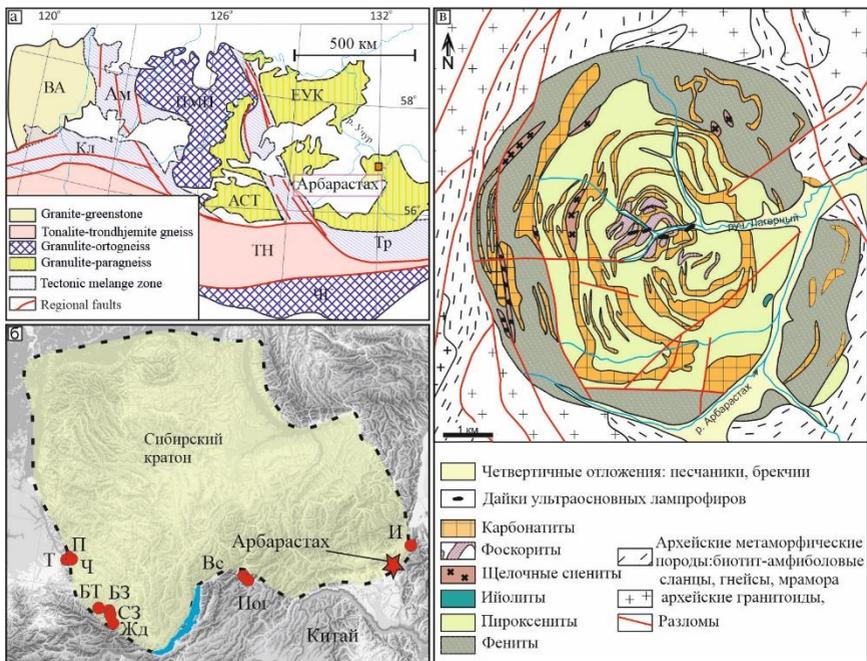


Рис. 1 а) Расположение комплекса Арбарастах на Алдано-Становом щите (по Смелов и др., 2001). Террейны: ВА – Восточный Алдан, НМН- Нимныр, АСТ – Сутам, ЕУС – Учур, ТН – Тындни, ЧГ – Чогар. Зоны тектонического мелланжа: Ам – Амга, Кл – Калар, Тр – Тырканда. б) Расположение неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов юго-западной и южной окраин Сибирского кратона (Doroshkevich et al., 2022). Пог- Пограничное, Вс – Веселое, ЖД – Жидой, СЗ – Средняя Зима, БЗ- Белая Зима, БТ – Большая Тагна, Ч – Чапа, Т – Среднетатарский, П – Печенга. в) Схема геологического строения комплекса Арбарастах (по Глагольеву и др., 1974, Doroshkevich et al., 2022, 2023).

Апатит-доломитовые карбонатиты расположены в центральной части массива и пространственно связаны с айлликитами и фоскоритами. Породы сложены доломитом (50-60%), кальцитом (10-20%), апатитом (15-20%), с второстепенными флогопитом (3-5

об.%), магнетитом (2-5 об.%) и акцессорными - пироксеном, бадделейтом, стронадальфитом, галенитом и Nb-Th фазой.

В краевых и срединных частях комплекса пироксениты повсеместно прорваны дайками пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. Породы характеризуются неоднородным внутренним строением, вызванным количественными вариациями основных породообразующих минералов. Центральная часть жил, как правило, сложена кальцитом (до 80 об.%) с меньшим количеством флогопита и клинопироксена (до 10 об.%) и апатита (до 20 об.%). Ближе к контакту с пироксенитами порода может до 70 об.% состоять из силикатных минералов – флогопита (до 60 об.%), клинопироксена (до 30 об.%), и кальцита (до 30 об.%). Акцессорные минералы - циркон, пироксен, ильменит. В некоторых разностях присутствуют прожилки, сложенные монацитом, фторкарбонатами редких земель, сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин), баритом.

Фоскориты встречаются в центральной части комплекса в виде вертикальных-субвертикальных даек мощностью до первых метров, имеют резкие контакты с вмещающими пироксенитами. Фоскориты представлены тремя типами.

Мелкозернистые форстерит-магнетитовые фоскориты состоят из магнетита (40-50 об.%), форстерита (30-40 об.%), апатита (10-20 об.%), флогопита (5-20 об.%), кальцита с продуктами распада кальцит – магнезит (0-10 об.%). Акцессорные минералы представлены пироксеном, бадделейтом, фторкарбонатами редких земель.

Пегматоидные форстерит-apatит-магнетитовые фоскориты по минеральному составу схожи с мелкозернистыми форстерит-магнетитовыми разностями, однако доля оливина и магнетита уменьшается (20-30 об.% и 30-40 об.%, соответственно), увеличивается количество апатита (30-40 об.%), количество флогопита и кальцита примерно равные. Акцессорными минералами являются бадделейт, цирконолит, пироксен, ильменит, сульфиды (пирит, халькопирит), сульфаты бария.

Пегматоидные апатит-магнетитовые фоскориты сложены 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 группы сульфидов, барит. Акцессорные минералы - пироклор, бадделеит, апатит, стронадельфит, галенит.

## **ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ**

**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.

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 магм. 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 - «щелочно-силикатно – карбонатитовая группа».

Основываясь на результатах минералогического исследования, составы минералов группы слюд образуют три когерентные типа:

1. Высокомагнезиальные слюды (Mg# 80-90) айлликитов, с непрерывными вариациями Al, Fe, Ti, Mg (рис. 2). 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 Fe<sup>3+</sup> (Doroshkevich et al., 2022);

2. Слюда, наиболее близкая к формуле флогопита (Mg# 95-100), отмечается в фоскоритах и апатит-доломитовых карбонатитах (рис.

2а). Данные слюды характеризуются самыми низкими значениями Na ( $>0.06$  ф.е.), Ti ( $>0.02$  ф.е.) (рис 2 б, в). Внутри этой группы слюд наблюдается два независимых тренда: один с замещением Al на  $Fe^{3+}$  отвечающий замещению флогопит – тетраферрифлогопит (FOS 2), второй - 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. 2 г).

3. Слюды, с непрерывным постепенным уменьшением Mg за счет  $Fe^{2+}$  (Mg# 85-60), характерные для щелочных силикатных пород комплекса и пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов (рис. 2б). Содержание Ti растет прямо пропорционально содержанию Fe, содержание Na варьирует, однако в целом больше, чем в минерале айллицитов и «фоскоритовой» группы пород. Содержания Al постоянны и близки к 1 ф.е.. Наиболее магнезиальными являются слюды из неизменных пироксенитов, отдельные зерна слюд из флогопитизированных пироксенитов и некоторые ксенокласты в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах. 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 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 и карбонатизировались. Ближе к конечным этапам эволюции составов находятся слюды ийолитов [Kruk et al., 2024].

Увеличение  $v_1Fe^{2+}$  во флогопите используется для оценки дифференциации магмы [Brod et. al., 2001]. Это справедливо для минерала «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группы пород. Для «фоскоритовой» группы наиболее магнезиальными являются слюды из мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов, для других пород данной группы составы сильно варьируют и пересекаются, но, в целом, показывают крайне низкие содержания  $Fe^{2+}$ . Это может быть связано с совместным осаждением большого количества магнетита [McCormick and Le Bas, 1996].

Несмотря на присутствие ранних Тi-содержащих фаз (ульвошпинель, магнетит, ильменит), самые высокие содержания Тi характерны для слюд айлликистов. Тi в «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группе пород коррелирует с  $Fe^{2+}$ . В противоположность, слюды «фоскоритовой» группы характеризуются наиболее низкими содержаниями Тi относительно минерала других групп пород, что, вероятно, объясняется ранней кристаллизацией значительного количества магнетита в сочетании с понижением температуры [Tronnes et al., 1985].

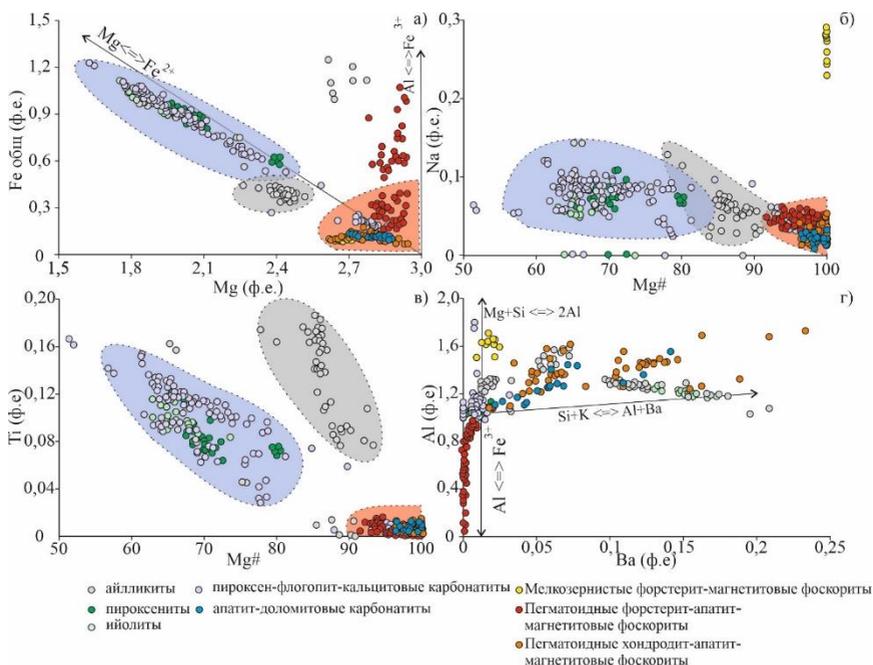


Рис. 2. Особенности химического состава флогопитов из пород комплекса Арбарастах: а) Mg(ф.е.)-б) Fe(ф.е.), в) Mg# - Na(ф.е.), Mg#-Ti(ф.е.), г) Ba(ф.е.)-Al(ф.е.). Здесь и далее - лиловым полем обозначены составы флогопитов «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группы, серым - «айлликитовой» группы, красным - «фоскоритовой» группы.

Хотя апатит не показывает таких широких вариаций состава, как флогопит, можно отметить постепенное изменение F в минерале как

для отдельных групп пород, так и для всего комплекса в целом (рис 3). Апатит айлликитов наименее обогащен F, следом идет минерал «фоскоритовой» группы пород с постепенным увеличением содержаний элемента в минерале от мелкозернистых к пегматоидным фоскоритам и апатит-доломитовым карбонатитам. Для апатитов «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группы пород значения F перекрываются, однако для пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов они значительно выше, чем для силикатных пород.

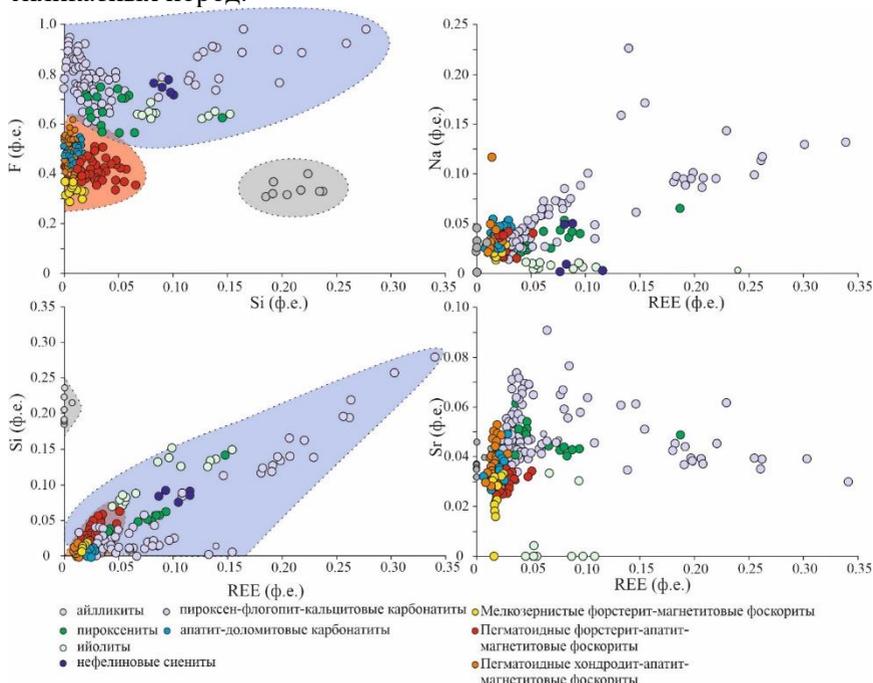


Рис. 3. Особенности химического состава апатита из пород комплекса Арбарастах: а) Si (ф.е.)- F (ф.е.), б) REE (ф.е.) -Na (ф.е.), в) REE (ф.е.) -Si (ф.е.), г) REE (ф.е.) – Sr (ф.е.).

Считается, что увеличение F в апатитах может являться следствием кристаллизационной дифференциации как, например, для щелочных комплексов Ковдор [Римская-Корсакова и др., 1979] и Вуориярви [Brassinnes et al. 2005].

По полученным данным, для форстерита из фоскоритов наблюдается понижение  $Mg\#$  от мелкозернистых форстерит-магнетитовых фоскоритов к пегматоидным форстерит-апатитовым фоскоритам. Оливин из фоскоритов более магнезиален по сравнению с минералом айллицитов и практически отвечает теоретической формуле форстерита. При этом, содержания  $Ni$  и  $Cr$  в оливине фоскоритов низкие (десятки ppm), в то время как для минерала айллицитов они составляют сотни и тысячи ppm (рис 4 а, б), соответственно, и понижаются от ядер зерен к каймам, что связано с кристаллизацией оливина и шпинели. Значимые различия в содержаниях  $Ni$  и  $Cr$  в оливинах из айллицитов и фоскоритов делают невозможным предположение о непрерывной кристаллизационной дифференциации «фоскоритовой» группы пород непосредственно из первоначального айллицитового расплава.  $Mn$  в форстеритах айллицитов и фоскоритов возрастает от центра к краю зерен, что согласуется с обогащением этим элементом остаточных магм. Однако отчетливо видно, что  $Mn$  для оливина в фоскоритах значительно выше, чем для минерала в айлликитах (рис 4в). Как для фоскоритов, так и для айллицитов после увеличения концентрации  $Ca$  наблюдается его резкое снижение на завершающих стадиях кристаллизации оливина (рис 4г), что может быть связано с началом кристаллизации  $Ca$ -содержащих минералов – апатита и карбоната.

Полученные данные о химическом составе клинопироксенов в «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группе пород, в целом, отражают процесс последовательной магматической дифференциации. Наиболее приближенными к диопсидовому составу являются пироксены из неизменённых пироксенитов и ксенокристов в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах. По мере эволюции системы диопсидовый состав сменяется преимущественно на эгириновый в флогопитизированных пироксенитах и ийолитах и практически полностью на эгириновый в пироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах. Пироксены последних показывают наложение составов на все другие пироксены на диаграммах. 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 привнесом высокозарядных элементов,

приведших к образованию апатит-титанит-цирконовой минерализации. Данное предположение подтверждается петрографическими наблюдениями.

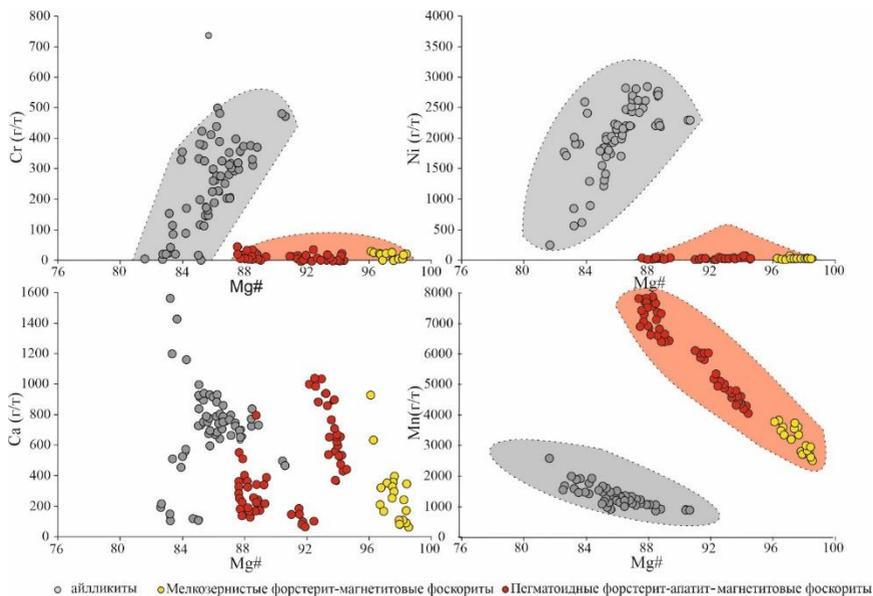


Рис. 4. Химический состав форстеритов из пород комплекса Арбарастах: Mg#- Cr(г/г); Mg#-Ni(г/г); Mg#-Ca(г/г); Mg#-Mn(г/г).

**Второе защищаемое положение:** минералогические (составы оливина, минералов группы шпинели, флогопитов, ильменитов, наличие ксенокристов оливина) и петрохимические (высокие Ni, Cr, Mg#) характеристики айлликитов комплекса Арбарастах позволяют отнести их к породам, сформированным из наиболее примитивного расплава.

Различия в зональности, морфологии зерен и распределении химических элементов в оливине указывают на то, что оливин в айлликитах представлен несколькими генетическими типами: ксеногенные оливины с относительно высокомагнезиальными (оливин I с Mg# 92–93) и относительно высокожелезистыми (оливин II с Mg# ~84) ядрами и фенокристы (оливин III) (рис. 5). По составу магнезиальные ядра оливина I соответствуют таковым из ксенолитов

мантйных перидотитов, встречающихся в кимберлитах (Giuliani, 2018).

Состав относительно высокожелезистых ядер в оливине II не позволяет предполагать их образование в результате дезинтеграции мантйных перидотитов. Такие высокожелезистые ядра оливина (антекристы) встречаются в кимберлитах и айлликитах [Moore & Costin, 2016; Veter et al., 2017; Howarth, 2018; Nosova et al., 2018; Dalton et al., 2020; Starikova et al., 2021]. Антекристы оливина из айлликитов Арбарастаха имеют сходный состав с минералом кимберлитов (рис. 5) и интерпретированы нами как захваченные продукты более ранней порции более эволюционировавшего айлликитового расплава.

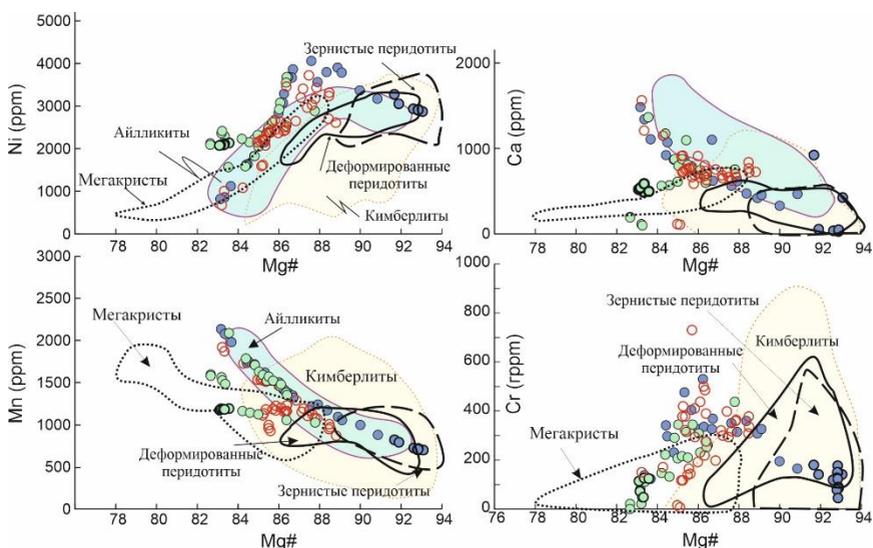


Рис. 5 Двойные диаграммы: а) Mg#-Ni(г/т); б) Mg#-Ca(г/т); в) Mg#-Mn(г/т); г) Mg# - Cr(г/т). Синим цветом обозначены мегакристы I-го типа, зеленым – мегакристы II-го типа, красным – фенокристы. Круги с жирными линиями – центральные части зерен, с тонкими – срединные и краевые части. Данные по оливину из айлликитов, зернистых и деформированных перидотитов и кимберлитов (Veter et al., 2017; Giuliani, 2018; Moore, Costin, 2016; Howarth, 2018; Nosova et al., 2018; Starikova et al., 2021).

Фенокристы (оливин III) и каймы вокруг ксеногенного оливина характеризуются схожим составом и показывают уменьшение Ni и Cr от центра к краю из-за фракционирования оливина, ильменита и хромита; и увеличение концентраций Mn и Ca, что согласуется с обогащением этими элементами остаточного расплава (рис 6). В химическом составе фенокристов оливина наблюдаются вариации, характерные для присутствия флогопита в мантийном источнике (низкое  $100^*Ca/Fe$  (0,4-1,2) и  $100^*Mn/Fe$  (1-2), умеренное  $100^*Ni/Mg$  (1,4-0,4)) (рис. 6).

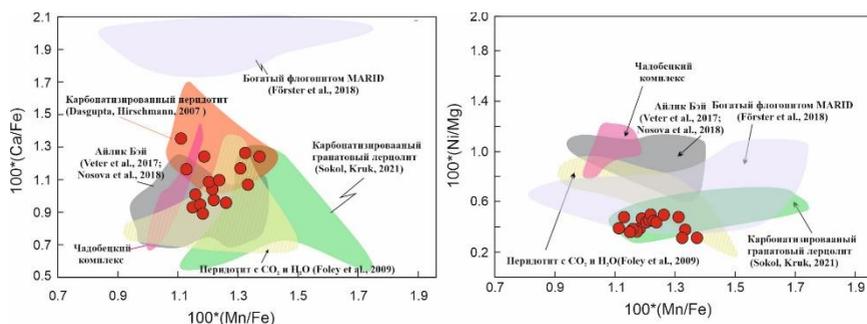


Рис 6. Состав ядер фенокристов оливина III из айлликов Арбарастаха а)  $100^*(Mn/Fe)$ - $100^*(Ca/Fe)$ ; б)  $100^*(Mn/Fe)$ - $100^*(Ni/Mg)$ . Данные по оливину из айлликов по Veter et al., 2017 и Nosova et al., 2018; оливин из экспериментов по плавлению карбонатизированного перидотита по Dasgupta and Hirschmann (2007), Foley et al. (2009), and Sokol and Kruk (2021); и флогопит-содержащему перидотиту по Förster et al. (2017).

Наиболее ранними минералами, кристаллизовавшимися из исходного расплава наряду с оливином, являются шпинелиды. Минералы группы шпинели из айлликов демонстрируют широкие вариации составов с двумя трендами. Один из них - от хромита до минерала серии ульвошпинель-магнетит I, соответствующая тренду 2 по Roeder и Schulze [2008]; другой - от минерала серии ульвошпинель-магнетит I до аналогичного минерала II типа, согласно тренду 6 по Roeder и Schulze [2008] (рис 7). Уменьшение Cr и Mg в хромите от центра к краю зерен обусловлено ранней совместной кристаллизацией оливина и хромита. Резкие изменения составов могут указывать на временной разрыв в кристаллизации (например,

Roeder & Schulze, 2008 и ссылки там). Состав минерала серии ульвошпинель-магнетита I указывает на его сокристаллизацию с флогопитом. Наличие оторочек магнезио-ульвошпинель-магнетита II, содержащих меньше  $Fe^{2+}$  и обогащенных Mg по сравнению с минералом серии магнетит-ульвошпинели I-го типа, может, вероятно, свидетельствовать об увеличении  $fO_2$  и сопутствующем окислении  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  при кристаллизации. Это согласуется с образованием кайм тетраферрифлогопита в айлликите Арбарастаха.

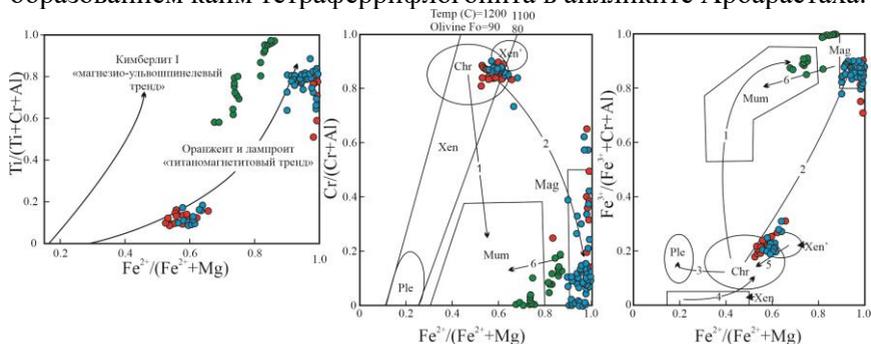


Рис 7. Химический состав минералов группы шпинели в айлликитах: а)  $Ti/(Ti + Cr + Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ , б)  $Cr/(Al + Cr) - Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ , в)  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ . Красным обозначены хромиты, синим минерал серии ульвошпинель-магнетит I-го типа, зеленым минерал серии ульвошпинель-магнетит II-го типа. Поля составов и тренды магматической эволюции взяты из Roeder, Schulze (2008) и Mitchell (1995).

Таким образом, минералогическая характеристика айллицитов указывает на то, что эти породы являются наименее дифференцированной разновидностью. На это же указывают и петрохимические особенности пород комплекса Арбарастаха.

Из щелочных силикатных пород наиболее низкие содержания кремнезема показывают айлликиты ( $SiO_2 - 20\%$ ), с его увеличением в пироксенитах ( $SiO_2 - 24-37$  мас. %), ийолитах ( $SiO_2 - 43$  мас. %) и нефелиновых сиенитах ( $SiO_2 -$  до 58 мас. %). Наибольшая магнезиальность наблюдается в айлликитах (Mg# 75), постепенно уменьшается в пироксенитах (Mg# 62-70), ийолитах (Mg# 41-57) и нефелиновых сиенитах (Mg# 26-49). Сумма щелочей в айлликите и пироксените составляют 3 мас.% и 3-8 мас.%, соответственно. В

ийолитах и нефелиновых сиенитах содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  непрерывно увеличиваются и достигают до 14 мас. % (рис. 15). Отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  для ультраосновных лампрофиров равно 11, остальные силикатные породы характеризуются низкими значениями - от 0,2 до 1,2. Наблюдаются прямые корреляции  $\text{SiO}_2$  с  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , и обратная корреляция  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  в ряду пород айлликит-пироксенит-ийолит-нефелиновый сиенит.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  практически не показывает корреляций с  $\text{SiO}_2$  в силикатных породах. Для  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  с кремнеземом корреляции не наблюдаются. Айлликит обогащен  $\text{Cr}$  (703 г/т) и  $\text{Ni}$  345 (г/т) по сравнению с другими щелочными силикатными породами, содержание этих элементов в пироксенитах, ийолитах и щелочных сиенитах не превышает 77 и 24 г/т, соответственно.

**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.**

Большинство типов пород комплекса имеют узкий диапазон значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$  от 0,70240 до 0,70272. Фоскориты имеют несколько более низкий изотопный состав  $\text{Sr}$  ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1 = 0,70225$ ). Все разновидности пород комплекса имеют значение  $\epsilon\text{Nd}(645 \text{ млн лет})$  от +5,9 до +6,9, исключением являются щелочные сиениты, для которых  $\epsilon\text{Nd}(t)$  составляет +5,4 (рис 8а).  $\text{Sr}$  и  $\text{Nd}$  изотопные метки пород комплекса Арбарастах близки к характеристикам изотопно умеренно деплетированного мантийного источника и схожи с таковыми для других неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, расположенных на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона [Морикиё и др., 2000; Владыкин и др., 2005; Врублевский и др., 2012; Хромова и др., 2020]. Имеющиеся незначительные вариации  $\text{Nd}$  и  $\text{Sr}$  изотопных составов вряд ли можно объяснить коровой контаминацией из-за высоких концентраций этих элементов в породах комплекса. Такие вариации изотопных составов могут быть обусловлены взаимодействием нижней (астеносферной) и субконтинентальной литосферной мантий, различие в изотопных характеристиках, между которыми

является менее значимыми по сравнению с таковым между мантией и древней континентальной корой.

Геологические наблюдения, геохронологические, минералогические и петролого-геохимические данные, результаты изучения включений свидетельствуют в пользу тесной генетической связи айллицитов и других пород комплекса и формирования их из единого источника в процессе длительной эволюции. Айллициты являются наименее дифференцированной разновидностью пород и соответствуют критериям наиболее примитивного расплава из-за их петрологических и минералогических особенностей. Поэтому их состав дает важную информацию о минералогических и геохимических критериях источника, составе первичного расплава и его дальнейшей эволюции с формированием разновидностей пород комплекса.

Высокое содержание Sr (1823 г/т) и La/Sm отношение (5,3) в айллиците, обогащенность карбонатами свидетельствуют в пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Высокое Gd/Yb отношение (10,7) указывает на то, что первичный расплав был сформирован из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания рубидия (79 г/т), калия ( $K_2O$  – 2,68 мас.%) по сравнению с HFSE и LREE, так же, как высокое  $K_2O/Na_2O$  отношение (10,72) и низкое  $SiO_2$  (20,31 мас.%) в айллицитах, позволяют полагать, что в первичном расплаве элементы буферировались флогопитом, а не К-рихтеритом в процессе плавления. Кроме того, содержание  $K_2O$  в айллиците находится в диапазоне содержаний элемента в расплавах, равновесных с мантийным флогопитом (1.6-5 мас.%  $K_2O$ , Greenough, 1988). При этом сколько-нибудь значимое осаждение флогопита из айллицитового расплава при его подъеме к поверхности можно исключить из-за высокой Mg# и наличия мантийных ксенокристаллов оливина, что свидетельствует о быстром подъеме магмы [Doroshkevich et al., 2022]. Высокие концентрации Nb-Ta и Zr-Hf относительно примитивной мантии могут свидетельствовать в пользу наличия Ti-оксидов в источнике, такие как рутил и/или ильменит. Не менее важной особенностью айллицита является высокое содержание  $P_2O_5$ , что говорит о том, что апатит был важным компонентом в источнике. Апатит также является важным в контроле баланса P3Э, Th, Sr, U, совместно с

карбонатом. Таким образом, проведенные исследования показывают, что первичный расплав для пород Арбарастаха был связан с плавлением метасоматических флогопит-карбонатных жил с апатитом и Ti-оксидами, находящихся в гранатовом перидотите, формирование которых происходило незадолго до начала плавления. Последнее утверждение подтверждается Sr и Nd изотопными данными, соответствующими изотопно умеренно деплетированной мантии. Айлликиит Арбарастаха схож по составу ( $MgO/CaO=1.2$ ;  $SiO_2/Al_2O_3=7.9$ ) с экспериментальными расплавами, сгенерированными значительно выше карбонатсодержащего солидуса между 3 и 5 ГПа в экспериментах Gudfinnsson and Presnall [2005] и экспериментах с флогопит- и карбонат-содержащим перидотитом [Foley et al., 2009] и ложится в область значений для неопротерозойских ультраосновных лампрофиров Восточного Саяна [Savel'eva et al., 2020; Ashchepkov et al., 2020] и Айллик Бай [Tarpe et al., 2006] (рис 8б).

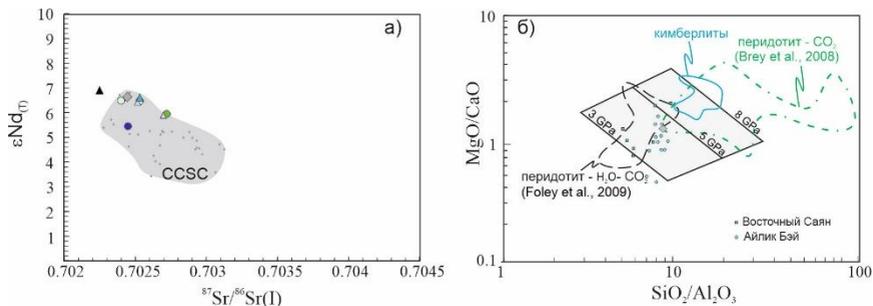


Рис 8. а)  $^{87}Sr/^{86}Sr(I)$  vs.  $\epsilon Nd(t)$  для пород Арбарастаха, CCSC – неопротерозойские щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы юго-западной и южной окраин Сибирского кратона (Khromova et al., 2020; Morikiyo et al., 2000; Vladykin et al., 2005; Vrublevsky et al., 2012); б) айлликиит на диаграмме  $MgO/CaO - SiO_2/Al_2O_3$ . 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 Tarpe et al., 2014, Неопротерозойские

ультраосновные лампрофиры Восточного Саяна и Айллик Бэй (по Ashchepkov et al., 2020 и Savelieva et al., 2020, Tappe et al., 2006).

### **ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ**

Проведенные исследования (петрографические, минералогические, изотопно-геохимические и петрологические) позволяют построить общую модель формирования щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового комплекса Арбарастах.

Породы комплекса были сформированы из примитивного расплава, сходного с айлликитовым, недосыщенного кремнием, обогащенного карбонатами, фосфором и оксидами железа. Некоторое количество такого расплава проходит через земную кору, не накапливаясь и не фракционируя в промежуточных камерах, и обнаруживается в виде даек на дневной поверхности в пределах комплекса. Однако большая часть первичного расплава подверглась процессу фракционной кристаллизации в земной коре. Пироксениты кристаллизовались из магмы, в которой уже произошло фракционирование оливина и шпинели. Отсутствие полевого шпата в фракционирующей системе могло привести к сильному обогащению Na, что совокупно с изменением P-T условий обусловило разрыв смесимости с образованием силикатной и карбонатитовой жидкостей. Подобный процесс силикатно-карбонатной несмесимости наблюдался при фракционировании лампроитовых магм [Vasyukova et al., 2011; Chayka et al., 2018].

Дальнейшая кристаллизация силикатной магмы привела к формированию ийолитов. Карбонатитовая магма, обогащенная фосфором и железом, вероятно, имела высокую плотность и низкую плавучесть и могла достигать состояния левитации в большем объеме силикатного расплава [Giebel et al., 2019, Arzamastsev, 2000]. Чем дольше карбонатная магма оставалась в силикатной, тем больше она обогащалась Fe и P. При этом подъем таких магм происходил уже после внедрения силикатных магм. Вероятно, что изначально менее обогащенные Fe и P карбонатитовые расплавы быстро поднимались по ослабленным зонам к поверхности и в разной степени метасоматизировали уже раскристаллизованные пироксениты. 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 расплавы, 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 K-содержащих минералов как в карбонатитах, так и в расплавных включениях в минералах из пород комплекса (Prokopyev et al., 2021).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохронологические данные пород комплекса Арбарастах показывают длительную историю становления комплекса и характеризуют импульсное внедрение пород в возрастном интервале 657-636 млн лет. Минералогические исследования позволяют выделить три группы пород: «айлликиты», «фоскоритовую» группу и «щелочно-силикатно-карбонатитовую» группу пород. В «фоскоритовой» и «щелочно-силикатно-карбонатитовой» группах эволюция происходит согласно фракционной кристаллизации. Айлликиты являются наименее дифференцированными породами комплекса и отвечают наиболее примитивному расплаву. Геохимические и изотопно-геохимические данные позволяют предполагать формирование пород из расплавов, сгенерированных из изотопно умеренно-деплетированного мантийного источника.

### Список работ по теме диссертации, опубликованных в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России

1. **Kruk M.N.**, Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izbrodin I.A. Mineralogy of Phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // *Minerals*. 2021, Vol. 11, P. 556.
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 // *Геосферные исследования*. 2022, №4, с. 48-66.
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.

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. // *Lithos*. 2023. V.718. P. 464-465.

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.

### **Материалы конференций**

1. **Крук М.Н.**, Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Избродин И.А. Минералогия фоскоритов и силикакарбонатитов комплекса Арбарастах (Республика Саха, Якутия, Россия) // X Российская молодёжная научно-практическая Школа «Новое в познании процессов рудообразования». Москва. 29 ноября – 03 декабря 2021 года

2. **Крук М.Н.**, Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Избродин И.А. Эволюция главных минералов комплекса Арбарастах. // VI Международная научная конференция «Геодинамика И Минерогения Северной Евразии», посвящённая 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 300-летию Российской академии наук, 100-летию Республики Бурятия и 10-летию науки и технологий. Улан-Удэ. 13-17 марта 2023. С. 309-311