ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГЕОХИ РАН)

На правах рукописи

pone

Филина Мария Игоревна

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ДАЙКИ АГПАИТОВЫХ СИЕНИТОВ УЧАСТКА МОХНАТЫЕ РОГА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Специальность 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,

академик РАН, Когарко Л. Н.

Москва 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Агпаитовые горные породы: минеральный состав, геохимические особ	енности и
условия образования	11
1.1. Классификация и минеральный состав	11
1.2. Распределение агпаитовых пород во времени	23
1.3. Взаимосвязь с миаскитовыми породами	24
1.4. Генезис и условия кристаллизации	
1.5. Физико-химические условия кристаллизации	29
Глава 2. Палеозойский дайковый магматизм на территории Кольской	щелочно-
карбонатитовой провинции	
2.1. Палеозойская активизация щелочного магматизма и основные дайковые поля	
2.2. Геологическое строение участка Мохнатые Рога	40
2.3. Геологическая характеристика интрузии Нива	51
Глава 3. Материал и методы исследования	55
3.1 Материал	55
3.2 Методы исследований	62
Глава 4. Геохимия и петрографическая характеристика дайки агпаитовых	сиенитов
участка Мохнатые Рога	66
4.1. Геохимические особенности	66
4.2. Минеральный состав и петрографическое описание	79
4.3. Геохронология по данным К-Аг метода	90
4.4. Изотопный состав Sr и Nd	90
Глава 5. Особенности химического состава и условия кристаллизации минера.	10в дайки
агпаитовых сиенитов участка Мохнатые Рога	93
5.1 Ортоклаз	93
5.2. Ті-обогащенный эгирин-авгит	94
5.3. Минералы супергруппы амфибола	103
5.4. Минералы группы лампрофиллита и новый минерал фторбаритолампрофиллит	110
5.5. Энигматит и астрофиллит	125
5.6. Поздняя минеральная ассоциация - натролит и феррипирофиллит	127
5.7. Акцессорные минералы	
5.8. Условия кристаллизации минеральных ассоциаций агпаитовых сиенитов	139

Заключение	141
Список сокращений и условных обозначений	143
Список литературы	145
Приложение	

введение

Актуальность исследования. Согласно современным представлениям, формирование Кольской щелочно-карбонатитовой провинции (КЩКП), расположенной в северо-восточной части Балтийского щита, в девонское время связано с плюмовым магматизмом (Ernst and Bell 2010; Kogarko et al. 2010). Объем щелочно-ультраосновных расплавов, сформировавших ультраосновные, карбонатитовые и щелочные интрузии, дайковый комплекс и кимберлитовые трубки оценивается в 15000 \pm 2.7 тыс. км³ (Арзамасцев и др., 2001). В центральной части Кольского полуострова находятся две крупнейшие в мире щелочные интрузии – Ловозерская и Хибинская, с которыми связаны месторождения стратегических металлов (РЗЭ, Nb, Ta, Ti, Sr, Th, P, Al) (Герасимовский и др., 1966; Когарко, 1977; Арзамасцев, 1994; Kogarko et al., 2002; Kogarko and Nielsen, 2020).

Дайковый магматизм широко развит на территории КЩКП, выделено более 1000 даек, состав которых отвечает разным типам пород: ультраосновным и щелочным лампрофирам, карбонатитам, мелилитовым нефелинитам, щелочным и нефелиновым сиенитам/трахитам, фонолитам и кимберлитам (Арзамасцев и др., 2009; Nosova et al., 2021). Соискателем впервые проведены минералого-геохимические исследования дайки агпаитовых сиенитов участка Мохнатые Рога (Кандалакшский район, Мурманская область), которая является наиболее поздним дифференциатом исходного щелочного расплава. Выявлено обогащение породы Ti, Fe, Sr, Ba, Zr, Nb и РЗЭ. Исследован необычный минеральный состав агпаитовых сиенитов, в котором главными породообразующими минералами являются: ортоклаз, энигматит, Ti-обогащенный эгирин-авгит, минералы группы лампрофиллита, минералы супергруппы амфибола, натролит и феррипирофиллит.

Вторым известным магматическим телом, с близким минеральным и химическим составом является интрузия агпаитовых сиенитов Нива (Arzamastsev et al., 2000), также расположенная на территории КЩКП. В ходе исследования были получены новые данные по геохимии и минералогии интрузии Нива.

Полученные данные по геохимии редких элементов в исследованных агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива представляют не только научный, но и практический интерес так как позволяют оценить эволюцию щелочных расплавов вплоть до самой поздней стадии дифференциации щелочной магмы, а также механизм накопления редких металлов.

Цель и задачи исследования. Целью работы было исследование минерального и химического, включая изотопный состава агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога,

являющихся поздними дифференциатами щелочной магмы. Достижению поставленной цели способствовало решение ряда конкретных задач:

- Определение минерального и химического состава агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога.
- Детальная характеристика породообразующих и акцессорных минералов и эволюции их состава в процессе кристаллизации.
- Исследование минералов группы лампрофиллита и выделение нового минерала фторбаритолампрофиллита.
- 4. Определение К-Аг состава монофракции минералов группы лампрофиллита и возраста формирования дайки Мохнатые Рога.

Объекты исследования. Дайка агпаитовых сиенитов участка Мохнатые Рога была выбрана для исследований как выделяющаяся по составу на фоне других даек КЩКП. Она была обнаружена в 2010 г. пределах юго-восточного фланга участка Мохнатые Рога (Кандалакшский район, Мурманская область) при проведении комплексных геологоразведочных работ Мурманской геологоразведочной экспедицией (АО «Мурманская ГРЭ») (Мамонтов и др., 2013). С тех пор соискателем начато ее детальное минералого-геохимическое изучение (Акименко и др., 2014; Акименко и др., 2015; Филина и др., 2017; Filina et al., 2019; Filina et al., 2022). В качестве сравнительного материала были получены новые и привлечены литературные данные (Арзамасцев и др., 1999; Арзамасцева и Пахомовский, 1999; Arzamastsev et al., 2000) по минералогии и геохимии агпаитовых сиенитов интрузии Нива, которая является единственным известным аналогом агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога. Интрузия Нива была открыта в ходе геолого-съемочных работ Центрально-Кольской поисково-съемочной экспедицией Роскомнедра в 1996 г.

Фактический материал и методы исследования. Основу диссертационной работы составляет каменный материал, собранный автором в 2011 году при документации керна скважин ЮК-19 (34 образца) и ЮК-24 (45 образцов), вскрывающих дайку Мохнатые Рога. Автором также проведены полевые работы на территории расположения дайки, где было изучено геологическое строение участка Мохнатые Рога (в 2011 г.), и на обнажении интрузии Нива (2014 г.), где было исследовано геологическое строение интрузии и отобраны образцы агпаитовых сиенитов (27 образцов).

Оптическое исследование пород (84 петрографических шлифов) проводилось на поляризационном микроскопе Leica DM2700P. Отбор навесок минералов производится на бинокулярном микроскопе Motic. Составы минералов (306 анализов) были определены методом электронно-зондового микроанализа на приборах Cameca SX 100 в институте геохимии и

аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Jeol JXA-8100 во Всероссийском научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н. М. Федоровского (ФГБУ ВИМС), и методом сканирующей электронной микроскопии на приборе TESCAN MIRA-3 FEG Oxford в ГЕОХИ РАН.

Инфракрасный спектр поглощения фторбаритолампрофиллита был получен на спектрометре ALPHA FTIR Bruker Optics в федеральном исследовательском центре проблем химической физики и медицинской химии РАН (ФИЦ ПХФ и МХ РАН), в научном сотрудничестве с Н.В. Чукановым.

Определение содержания OH/H₂O для фторбаритолампрофиллита выполнено методом термогравиметрии с использованием синхронного термического анализатора NETZSCH STA 409C Luxx в ИПХФ РАН (в научном сотрудничестве с Н.В. Чукановым).

Монокристальный рентгеноструктурный анализ, проведенный в ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, был использован для определения кристаллической структуры фторбаритолампрофиллита (в научном сотрудничестве с С.М. Аксеновым).

Данные о химическом составе пород (петрогенные элементы, 26 проб) были получены методом рентгенофлуоресцентного анализа на рентгенофлуоресцентном спектрометре Axious Advanced PW 4400/04 в ГЕОХИ РАН. Концентрации микроэлементов в изучаемых породах (17 проб) были измерены в институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН) с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Finnegan Element XR и на квадрупольном масс-спектрометре X-series II Thermo Scientific в ГЕОХИ РАН.

Изотопный состав Rb-Sr и Sm-Nd пород был определен в Центре изотопных исследований (Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского) с использованием термоионизационного масс-спектрометра TRITON TI (в научном сотрудничестве с Б.В. Беляцким). К-Ar изотопный возраст агпаитовых сиенитов получен по минеральному концентрату лампрофиллита в ИГЕМ РАН, на масс-спектрометре ИГ МИ-1201 (в научном сотрудничестве с А.В. Парфеновым и В.А. Лебедевым).

Личный вклад автора состоял в непосредственном участии на всех этапах работы, включая сбор и анализ фондовой и опубликованной литературы по геологическому строению изучаемой территории, участие в полевых работах по изучению геологического строения участка Мохнатые Рога и интрузии Нива, отбор образцов из обнажений и керна пробуренных скважин, петрографическое описание шлифов, подготовка проб для химического анализа. Для изотопных исследований, определения оптических показателей, рентгеноструктурного анализа, получения инфракрасного (ИК) спектра поглощения и измерения термогравиметрии под бинокулярной лупой были отобраны навески минералов группы лампрофиллита. Автор принимал участие в исследовании образцов на электронно-зондовом микроанализаторе и сканирующем микроскопе и обрабатывал полученные результаты. Автор занимался подготовкой статей и тезисов. Автором был изучен новый минерал - фторбаритолампрофиллит и подготовлена заявка в комиссию по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA).

Научная новизна. В результате проведенных исследований впервые:

 Изучен химический состав породы, показано, что агпаитовый сиенит дайки Мохнатые Рога характеризуются высокой агпаитностью (K_a ~ 1.23) и повышенными содержаниями Ti, Fe, Sr, Ba, Zr, Nb и P3Э.

2. Произведено петрографическое описание и определен минеральный состав агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога, показано, что породообразующими минералами являются ортоклаз, энигматит, Ті-обогащенный эгирин-авгит, минералы группы лампрофиллита, минералы супергруппы амфибола, натролит и феррипирофиллит, второстепенный минерал - астрофиллит и акцессорные нунканбахит, ильменит, рутил, минералы супергруппы апатита с повышенным содержанием РЗЭ, барит, кальцит, пирит, халькопирит, сфалерит.

3. Установлен и описан новый минерал - фторбаритолампрофиллит (Ba,Sr,K)₂[(Na,Fe²⁺)₃TiF₂][Ti₂(Si₂O₇)₂O₂], который был утвержден Международной минералогической ассоциацией (IMA), регистрационный номер IMA № 2016-089.

4. Изучена эволюция химического состава породообразующих минералов групп лампрофиллита (МГЛ) и пироксена из агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога. Показано, что основными трендами изменения состава МГЛ являются: рост содержания бария и калия при уменьшении содержаний стронция, натрия и фтора от ранних к более поздним генерациям. Для пироксенов установлено увеличение содержаний натрия, железа, титана и снижения концентраций магния, кальция и циркония.

5. К-Аг методом определено, что возраст агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога составляет 368 ± 9 млн. лет что совпадает с возрастом палеозойского щелочного магматизма на территории Кольской щелочно-карбонатитовой провинции.

Теоретическая и практическая значимость работы. В работе впервые проведено детальное минералого-геохимическое изучение дайки Мохнатые Рога и показано, что химический и минеральный состав дайки существенно отличается от состава даек, относящихся к поздним дифференциатам КЩКП. Находки подобных проявлений на этой территории в последние десятилетия крайне редки, поэтому детальное исследование современными методами столь необычного проявления щелочного магматизма позволяет более точно расшифровать

процессы, происходящие при формировании дифференцированных щелочных комплексов. Было показано, что агпаитовый сиенит дайки обогащен Ti, Fe, Sr, Ba, Zr, Nb и P3Э, а формирование этой породы происходило на позднем этапе эволюции щелочного расплава и, по-видимому, является примером постепенного перехода от щелочного расплава к гидротермальному флюиду.

Полученные новые данные представляют не только большой научный интерес, но и практическое значение, так как исследование геохимии агпаитовых сиенитов позволяет оценить эволюцию щелочных расплавов вплоть до самой поздней стадии дифференциации щелочной магмы и механизм накопления редких металлов.

Установлен и описан новый минерал – фторбаритолампрофиллит, который был утвержден Международной минералогической ассоциацией (IMA). Показано, что его кристаллическая структура аналогична другим моноклинным представителям группы лампрофиллита, относящимся к типу Ι (2М-политип), а основное отличие фторбаритолампрофиллита от баритолампрофиллита заключается в существенном преобладании F над О и ОН в анионной Х-позиции. Обнаружение в природных ассоциациях новых минералов, является фундаментальным открытием, которое важно для минералогии, геологии, химии и кристаллографии.

Защищаемые положения:

1. Впервые определен химический состав агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога (Кольский полуостров). Состав дайки характеризуются высокой агпаитностью (K_a ~ 1.23) с бариево-стронциевой специализацией, с повышенными содержаниями Ti, Fe, Sr, Ba по сравнению с агпаитовыми сиенитами Ловозерского массива. На классификационной диаграмме Na₂O+K₂O-SiO₂ состав попадает в поле конечных продуктов дифференциации ультраосновных лампрофиров Кольской щелочно-карбонатитовой провинции.

2. Главными породообразующими минералами исследованной дайки являются ортоклаз, энигматит, Ті-обогащенный эгирин-авгит, минералы группы лампрофиллита, минералы супергруппы амфибола, натролит и феррипирофиллит. Эволюция химического состава минералов группы лампрофиллита выражается в увеличении содержаний бария и калия и уменьшении содержаний стронция, натрия и фтора от ранних к более поздним генерациям. Химический состав Ті-обогащенного эгирин-авгита характеризуется высокими содержаниями титана и циркония и эволюционирует в сторону роста эгиринового компонента.

3. Установлен и описан новый минерал - фторбаритолампрофиллит (Ba,Sr,K)₂[(Na,Fe²⁺)₃TiF₂][Ti₂(Si₂O₇)₂O₂], утвержденный Международной минералогической

ассоциацией (IMA), регистрационный номер IMA № 2016-089, который в агпаитовых сиенитах имеет магматический генезис.

4. К–Аг возраст агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога составляет 368 ± 9 млн лет, что совпадает с возрастом Кольской щелочно-карбонатитовой провинции.

Апробация работы. Основные результаты работы были представлены на восьми российских и международных научных конференциях: VIII Международном симпозиуме «Минеральное разнообразие исследование и сохранение», София, Болгария 2015; на XXXII и XXXIII Международных конференциях «Магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов», Апатиты, 2015, Москва, 2016; на второй Европейской Минералогической конференции, Римини, Италия, 2016; на Международной научной конференции, посвященной 300-летию музея Ферсмана РАН, Москва, 2016; на VII Российской молодёжной научно-практической Школе с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, 2017; на XV Ферсмановской научной сессии, Апатиты, 2018; на Международной научной конференции «Щелочной и кимберлитовый магматизм земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов», Апатиты, 2023.

Публикации по теме диссертации. Основные результаты диссертационной работы опубликованы в 5 статьях в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК при Минобрнауки РФ (К1-2) и индексируемых в базах данных Scopus и Web of Science.

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, 5 глав, заключения, перечня сокращений, рисунков и таблиц, списка литературы и приложения. Общий объем работы составляет 170 страниц, включая 60 рисунков, 29 таблиц, а также список литературы из 266 наименований.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю академику РАН д.г.-м.н. Л.Н. Когарко за постоянное внимание и помощь в написании и подготовке работы, сотрудникам лаборатории геохимии и рудоносности щелочного магматизма ГЕОХИ РАН к.г.-м.н. А.М. Асавину, к.г.-м.н. В.А. Зайцеву, к.г.-м.н. Е.С. Сорокиной, И.И. Шубину, за поддержку и ценные замечания. Автор особенно благодарит к.г.-м.н. Н.В. Сорохтину за ценные консультации по генетической минералогии. Автор благодарен за участие в полевых работах ведущему геологу АО «Мурманская ГРЭ» В.П. Мамонтову. Автор благодарен сотрудникам аналитического отдела ГЕОХИ РАН к.ф.-м.н. Н.Н. Кононковой, к.ф.-м.н. Т.Г. Кузьминой, А.В. Жилкиной за выполненные качественные анализы и сотрудникам лаборатории кетеоритики и космохимии ГЕОХИ РАН к.г.-м.н. С.Н. Демидовой, д.г.-м.н. М.А.

Ивановой, К.М. Рязанцеву, к.г.-м.н. С.Н. Тепляковой за помощь в выполнении анализов на сканирующем микроскопе. Особо хочется поблагодарить за разностороннюю помощь д.х.н С.М. Аксенова - за выполнение и расшифровку рентгенофазового анализа, участие в полевых работах, анализ и обсуждение материала диссертации. Автор благодарен Б.В. Беляцкому (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского) за определение изотопного состава агпаитовых сиенитов, и помощь в интерпретации полученных данных. к.г.м.н. В.А. Лебедеву и А.В. Парфенову (ИГЕМ РАН) за проведение калий-аргонового датирования пород. Автор глубоко признательна д. ф.-м. н. Н.В. Чуканову (ФИЦ ПХФ и МХ РАН) – за выполнение ИК-спектроскопии, термогравиметрии и помощь в составлении заявки в Международную минералогическую ассоциацию и ценные консультации по минералогии щелочных пород. Старшему преподавателю кафедры минералогии Российского государственного геологоразведочного университета им. Серго Орджоникидзе Т.Ю. Должанской за привитый интерес и любовь к минералогии.

ГЛАВА 1. АГПАИТОВЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ: МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

1.1. Классификация и минеральный состав

Щелочные горные породы, образуют незначительную часть земной коры. Однако, их изучение важно, как для фундаментальных научных, так и экономических задач, так как они являются важными источниками Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U, P3Э и др. (Kogarko, 1990; Smith et al., 2016; Goodenough et al., 2016). Они резко выделяются среди других разновидностей горных пород, так как щелочные, щелочно-ультраосновные и связанные с ними карбонатитовые массивы являются уникальными объектами с многообразной и сложной минерализацией.

Среди щелочных горных пород наименее распространенными являются породы агпаитового ряда. Эталонным представителем агпаитовых пород считается массив Илимауссак (Гренландия), где расположено проявление «Агпат» (Ussing, 1912). На данный момент, в Мире известно 106 агпаитовых массивов (рис. 1.1), включая крупнейшие массивы Кольской щелочнокарбонатитовой провинции (Хибинский и Ловозерский), а также массивы из других регионов Мира: Инагли, Мурун, Бурпала (Россия), Гардинер (Гренландия), Норра Черр (Швеция), Дара-и-Пиоз (Таджикистан), Мон-Сент-Илер, Рэд Вайн (Канада), Гордон Бьютт (США), Пиланесберг (ЮАР), Посус-ди-Калдас (Бразилия) и др. (Kogarko et al., 1995; Когарко, 1995; Пеков, 2001; Marks and Markl, 2015, 2017; Vladykin and Sotnikova, 2017; Яковенчук и др., 1999; Atanasova et al., 2017; Nielsen, 1980).

Первоначально к агпаитовым относились породы с коэффициентом агпаитности (K_a) > 1.2 (Ussing, 1912). Коэффициент агпаитности представляет собой атомное отношение (Na+K)/Al.

Позднее использовали минералогический критерий, согласно которому агпаитовыми породами считались только нефелиновые сиениты и фонолиты, содержащие такие минералы, как эвдиалит и ринкит – то есть сложные силикаты Zr, Ti, P3Э, F и других летучих элементов (Sorensen, 1974). Согласно современной классификации к агпаитовым магматическим породам относятся породы с $K_a > 1$. Эта группа включает в себя интрузивные и эффузивные породы, пересыщенные кремнеземом (граниты и риолиты), насыщенные кремнеземом (сиениты и трахиты) и недосыщенные кремнеземом (от нефелиновых сиенитов до фоидолитов и от фонолитов до фоидитов) (Le Maitre, 2003; Frost and Frost, 2008, 2010).

Агпаитовые породы обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) такими как Li, Na, K, Rb и Cs, галогенами (F, Cl, Br и I), высокозарядными элементами (HFSE), такими как Zr, Hf, Nb, Ta, U и P3Э (редкоземельными элементами), а также относительно редкими элементами – Sn, Zn и Ga (Герасимовский и др., 1966; Kogarko, 1990; Sorensen, 1992; Bailey et al., 2001). Чрезмерное обогащение этими элементами в процессе дифференциации

щелочных магм приводит к кристаллизации редких минералов, среди которых фтор- и хлорсодержащие (например, виллиомит и содалит), а также Na-Ca-HFSE минералы среди которых наиболее распространены минералы группы эвдиалита (МГЭ) (Sorensen, 1997; Johnsen et al., 2003; Расцветаева, 2007; Pfaff et al., 2010; Kogarko and Nielsen, 2021), минералы группы ринкита и вёлерита (Merlino and Perchiazzi, 1988; Chakhmouradian et al., 2008; Sokolova and Cámara, 2017) (табл. 1.1). Породообразующие минералы агпаитовых пород представлены, как правило, натриевыми минералами – щелочным полевым шпатом, нефелином, содалитом, натриевыми амфиболами, пироксенами и энигматитом (Хомяков, 1990; Sorensen, 1997) (табл. 1.2). Такой набор минералов отличается от миаскитовых пород, в которых HFSE-минералы представлены, преимущественно, цирконом и титанитом (Хомяков, 1990; Sorensen, 1997; Le Maitre, 2003; Andersen et al., 2010; Marks et al., 2011). Уникальный химический состав агпаитовых пород отражается в их уникальном минеральном составе. Так около 400 минеральных видов из массивов агпаитовых сиенитов являются эндемиками, а наибольшее количество эндемичных минералов насчитывается в Хибинском массиве (128) (Яковенчук и др., 1999), в Ловозерском массиве (115) (Пеков, 2001), в массиве Мон-Сент-Илер (Канада) (73), в массиве Дара-и-Пиоз (Таджикистан) (45), массиве Илимауссак (Гренландия) (38) (https://www.mindat.org/loc-123123.html;https://www.mindat.org/loc-3241.html; https://www.mindat.org/loc-4302.html). Таким образом, в виду редкости агпаитовых пород, их потенциальной рудоносности, а также богатого минерального разнообразия, каждое новое проявление щелочного магматизма представляет собой большой практический и научных интерес.

HFSE-минералы миаскитовых пород						
Минерал/группа	Формула					
Циркон	ZrSiO ₄					
Бадделеит	ZrO ₂					
Титанит	CaTiSiO ₅					
Группа перовскита	CaTiO ₃					
Группа пирохлора	Ca ₂ Nb ₂ O ₇					
Группа алланита	$(TR,Ca)_2(Al,Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O[O,OH]$					
Группа монацита	(Ce,La,Nd,Th)PO ₄					
HFSE-минералы агпаитов	HFSE-минералы агпаитовых породах					
Энигматит	Na ₂ Fe ₅ TiSi ₆ O ₂₀					
Группа эвдиалита	Na ₁₅ Ca ₆ Fe ₃ Zr ₃ Si(Si ₂₅ O ₇₃) (O,OH,H ₂ O) ₃ (Cl,OH) ₂					
Группа астрофиллита	$K_3Fe_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_5$					
Группа лампрофиллита	$(SrNa)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2$					
Ринкит	(Ca ₃ REE)Na(NaCa)Ti(Si ₂ O7) ₂ (OF)F ₂					

Таблица 1.1. Характерные HFSE-минералы миаскитовых, агпаитовых и ультраагпаитовых породах (по данным Marks and Markl, 2017, с добавлениями автора)

Продолжение таблицы 1.1.	
Амстронгит	$CaZr(Si_6O_{15}) \cdot 2H_2O$
Катаплееит	$Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$
Дэлиит	$K_2ZrSi_6O_{15}$
Эльпидит	$Na_2ZrSi_6O_{15} \cdot 3H_2O$
Гиттинсит	CaZrSi ₂ O ₇
Илерит	$Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 3H_2O$
Лоренценит	$Na_2Ti_2Si_2O_9$
Ловозерит	$Na_3CaZr(Si_6O_{15})(OH)_3$
Паракельдышит	Na ₂ ZrSi ₂ O ₇
Власовит	Na ₂ ZrSi ₄ O ₁₁
Вадеит	K ₂ ZrSi ₃ O ₉
Вёлерит	Na ₂ Ca ₄ Zr(Nb,Ti)(Si ₂ O ₇) ₂ (O,F) ₄
HFSE-минералы ультрааг	паитовых пород
Стенструпин-(Се)	$Na_{14}Ce_6Mn_2(Fe^{3+}_2Zr(PO_4)_7Si1_2O_{36} \cdot 3H_2O$
Вуоннемит	$Na_6Na_2Nb_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2$ (PO ₄) ₂ O ₂ (OF)
Чкаловит	Na ₂ BeSi ₂ O ₆
Эпидидимит	$Na_2Be_2Si_6O_{15} \cdot H_2O$
Ломонсовит	$Na_5Ti_2O_2(Si_2O_7)(PO_4)$
Цирсиналит	Na ₆ CaZr(Si ₆ O ₁₈)
Натрофосфат	$Na_7(PO_4)_2F \cdot 19H_2O$
Натросилит	Na ₂ Si ₂ O ₅
Науяказит	$Na_6(Fe,Mn)Al_4Si_8O_{26}$
Соренсенит	$Na_4Be_2Sn(Si_3O_9)_2 \cdot 2H_2O$
Термонатрит	$Na_2CO_3 * H_2O$
Трона	$Na_3(HCO_3)(CO_3) \cdot 2H_2O$
Тугтупите	Na4BeAlSi4O12Cl
Уссингит	Na ₂ AlSi ₃ O ₈ OH
Виллиомит	NaF
Витусит-(Се)	Na ₃ Ce(PO ₄) ₂
Воронковит	$Na_{15}(Na, Ca, Ce)_3(Mn, Ca)_3Fe_3Zr_3Si_{26}O_{72}(OH, O)_4Cl * H_2O$

Наиболее важные работы по геохимии и минералогии агпаитовых пород были представлены Х. Соренсеном (Sorenson, 1974, 1997), В.И. Герасимовским (1966), Л.Н. Когарко (Когарко, 1977; 1995; Kogarko, 1995; Kogarko et al., 2010; Kogarko and Nielsen, 2020, 2021), А.П. Хомяковым (1990), Р.Х. Митчеллом (Mitchell, 1996), И.В. Пековым (Пеков, 2001; Пеков и др., 2004), М. Марксом и Г. Марклом (Marks and Markl, 2015, 2017; Marks et al., 2011), К.М. Гуденаф (Goodenough et al., 2016, 2021), Т.Ф.Д. Ниелсеном (Nielsen, 1979, 1980, 1987) и др.

Для нефелиновых сиенитов А.П. Хомяковым была предложена классификация по преимущественному акцессорному силикатному минералу с общей формулой $A_x M_y \text{Si}_p \text{O}_q$ (где A =Na, K и другие катионы сильных оснований; M = Nb, Ti, Zr, Be и другие замещающие Al элементы) (Хомяков, 1990). С помощью формульных коэффициентов x, y и p рассчитывается модуль щелочности ($K_{\text{alk}} = (x \times 100)/(x+y+p)$, на основании которого выделяются пять подгрупп пород: миаскитовая ($K_{alk} < 15\%$), низко агпаитовая ($K_{alk} = 15-25\%$), средне агпаитовая ($K_{alk} = 25-35\%$), высокоагпаитовая ($K_{alk} = 35-40\%$) и ультрагпаитовая ($K_{alk} > 40\%$); каждая из этой группы пород также определялась типичной минеральной ассоциацией (табл. 1.2). Несмотря на удобство использования, эта классификация имеет ряд недостатков, так как она не выделяет раннемагматические, позднемагматические и гидротермальные агпаитовые породы. Также в эту классификацию не включены кварцсодержащие сиениты, щелочные граниты и близкие минеральные ассоциации. В некоторых нефелиновых сиенитах и калиево-ультракалиевых породах также не учитываются сложные текстурные соотношения между различными минеральными ассоциациями.

Группа пород	Главные темно- и	Редкометальные и акцессорные
	светлоцветные минералы	минералы
Миаскитовая	Гастингсит, Авгит,	Ортит, Эшинит, Корунд, Шорломит,
	Биотит, Нефелин, КПШ,	Циркон, Ильменит, Ильменит,
	Альбит, Канкринит	Флюорит, Кальцит, Пирохлор,
		Монацит, Титанит
Низкоагпаитовая	Катофорит, Авгит, Биотит,	Эвдиалит, Ловенит, Бритолит,
	Анальцим, Канкринит	Лейкофан, Апатит, Титанит, Пирохлор
Среднеагпаитовая	Арфведсонит, Эгирин,	Гейдоннеит, Илерит, Эпидидимит,
	Биотит, Нефелин, Нозеан,	Апатит, Титанит
	КПШ	
Высокоагпаитовая	Li-арфведсонит, Эгирин,	Паракельдешит (Келдышит), Лейфит,
	Энигматит, Содалит,	Эвдиалит, Лампрофиллит, Лопарит,
	Нефелин, Анальцим,	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит
	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит,	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит
	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит, КПШ	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит
Ультраагпаитовая	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит, КПШ Li-арфведсонит, Рибекит,	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит Цирсиналит (Ловозерит),
Ультраагпаитовая	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит, КПШ Li-арфведсонит, Рибекит, Эгирин, Гакманит,	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит Цирсиналит (Ловозерит), Казаковит (Тисиналит), Вуоннемит
Ультраагпаитовая	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит, КПШ Li-арфведсонит, Рибекит, Эгирин, Гакманит, Уссингит, Анальцим,	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит Цирсиналит (Ловозерит), Казаковит (Тисиналит), Вуоннемит (Эпистолит),
Ультраагпаитовая	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит, КПШ Li-арфведсонит, Рибекит, Эгирин, Гакманит, Уссингит, Анальцим, Натродэвин, Натросилит,	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит Цирсиналит (Ловозерит), Казаковит (Тисиналит), Вуоннемит (Эпистолит), Ломонсовит (Мурманит), Витусит,
Ультраагпаитовая	Нефелин, Анальцим, Канкринит, Виллиомит, КПШ Li-арфведсонит, Рибекит, Эгирин, Гакманит, Уссингит, Анальцим, Натродэвин, Натросилит, Натрит, Виллиомит	Лоренценит, Сейдозерит, Астрофиллит Цирсиналит (Ловозерит), Казаковит (Тисиналит), Вуоннемит (Эпистолит), Ломонсовит (Мурманит), Витусит, Фосинаит, Стенструпин, Сидоренкит,

Таблица 1.2. Классификация нефелиновых сиенитов, предложенная Хомяковым (1990)

Примечание. В скобках даны вторичные минералы унаследованного состава.



Рис.1.1 Распределение проявлений агпаитовых пород, на схематической карте Мира (по данным Marks and Markl, 2017, с добавлениями автора) .*AM* - комплекс Эмис (Намибия), *AU* - Овернь (Франция), *E* - Айфель (Германия), *IS* - Искья (Италия), *IT* - Итатиайя (Бразилия),

LH - Лейцитовые холмы (США), NG - Ньирагонго (Демократическая Республика Конго), PH вулканический район Флегрейские поля (Италия). SL - комплекс Страндж Лэйк (Канада). SM вулкан Садиман (Танзания). 1 - Атокор, Азру (Алжир); 2- Остров Боа-Виста (Кабо-Верде); 3-Бинго (Конго, Демократическая республика); 4 - Архипелаг Лос (Гвинея); 5 - Киломбе, 6-Шомболе, 7- Рури (Кения); 8- Каф-эль-Халеф, 9- Джабаль Аль-Хасауна, 10 - Джабаль Арчана, 11-Увейнат, 12- Джабаль Феззан (Ливия); 13- Амбохимирахававы, 14 - Безавона, 15 - Носи Комба, 16 - Монт Самбирано (Мадагаскар); 17- Джунгини, 18 - Ченга (Моз), 19 - Холм Матапон (Нкалонье), 20 - Иломба (Малави); 21 - Тамазерт, 22 - Сагро (Морокко); 23 - Арис, 24 - Мессум, 25- Калькфельд, 26 - Этанено, 27- Окорусу, 28 - Окениеня (Намибия); 29 - Остров Вознесения (Острова Святой Елены); 30 - Пиланесберг, 31 - Сольпетеркоп (ЮАР); 32 - Ол-Доиньо-Ленгаи, 33 - Таросеро (Танзания); 34 - Страумсвола (Антарктика); 35 - Сайма (Китай); 36 - Сушина Хилл (Индия); 37 - Верхнее Эспе (Казахстан); 38 - Халдзан-Бурегтей (Монголия); 39 - Турий Мыс, 40 - Ловозеро, 41 - Хибины, 42 - Ковдор, 43 - Контозеро, 44 - Бурпала, 45 - Мурун, 46 - Инагли, 47 -Стрелка, 48 - Кондер, 49 - Кокшаровка, 50 - Дугду, 51 - Коргередаба, 106 - Нива, 107 - дайка агпаитовых сиенитов Мохнатые Рога (Россия); 52 - Дара-и-Пиоз (Таджикистан); 53 -Варрамбангл, 54 - Тунги, 55 - Моунт Гуннерингерринги, 56 - Порт Сигнет (Австралия); 57 - Порт Чалмерс (Новая Зеландия); 58- Кайзерстуль (Германия); 59- Вернер Бьерге, 60- Кангердлугссуак, 61 - Гардинер, 62 - Илимауссак, 63 - Моцфельдт, 64 - Северный Корок (Гренландия); 65 - Горы Мечек (Венгрия); 66 - Барнававе (Ирландия); 67 - Лангезундфиорд (Норвегия); 68 - Остров Сан-Мигель, 69 - Остров Терсейра (Португалия); 70 - Магуроа Ватей (Румыния); 71 - Тенерифе (Испания); 72 - Норра Черр (Швеция); 73 - Кизилкаорен (Турция); 74 - Мариуполь (Октябрьский); 75- Айс Ривер, 76 - Рэд Вайн, 77 - Озеро Тор/Нехалачо, 78 - Мон-Сент-Илер, 79 - Сент-Амабель, 80 - Монт Макгерригл, 81 - Кипава, 82 - Тинг Крик (Канада); 83 - Дора Бэй, 84 - Миддл Форк, 85 - Винди Форк, 86 - Магнет Ков, 87- Гранит Маунтин Сиенит, 88 - Гордон Бьют, 89 - Роки Бой Сток, 90 - Винд Маунтин, 91 - Пойнт Рокс Меса, 92 - Пахарито Маунтин, 93 - Чатфилд Маунтин, 94 - Миллер Маунтин, 95 - Штеттин (США); 96 - Провинция Вельсако (Боливия); 97- Посус-ди-Калдас, 98 - Пасса Кватро, 99 - Монто де Триго, 100 - Остров Бузиос, 101 - Итапирапуа, 102 -Морро-ду-Трибуту и Фазенда-Нуэва-ду-Трибуту, 103 - Сукундури (Бразилия); 104 - Серро Сьете Кабес, 105 - Серро Боггиани (Парагвай).

Еще одна классификация агпаитовых пород была предложена в работе Marks and Markl, 2017, в которой предлагается выделять агпаитовые породы по текстурным и минералогическим критериям (табл. 1.3). Основными принципами этой классификации:

1. При характеристике должны учитываться только магматические ассоциации агпаитовых минералов. Например, миаскитовые породы, содержащие агпаитовые минералы только в гидротермальных жилах, не следует называть агпаитовыми.

2. Комплексы HFSE-минералов в породе следует классифицировать в соответствии с содержанием в них летучих компонентов: богатый хлором (например, МГЭ), богатый фтором (например, минералы группы ринкита и вёлерита), богатые водой (например, катаплеит, иларит, эльпидит) или безводные (например, далиит, вадеит, паракелдышит). Кроме того, пропорции щелочных и щелочноземельных элементов в HFSE-минералы геруппы вёлерита и ринкита), Na-Ca (например, МГЭ ± минералы группы вёлерита и ринкита), Na-Ca (например, МГЭ ± минералы группы вёлерита и ринкита), Na (например, катаплеит ± эльпидит), Na-K (например, МГЭ + далиит) и K (например, далиит ± вадеит) ассоциации. Также необходимо учитывать Ti/Zr отношение в агпаитовых комплексах: наиболее распространены ассоциации, в то время как ассоциации с преобладанием Ti (например, гётценит) в агпаитовых породах сравнительно редки. Большинство силикатов Ti и Zr (например, энигматит или МГЭ) обычно содержат значительные количества Nb и P3Э, что препятствует достижению в расплавах концентраций, достаточно высоких для стабилизации фаз конечных членов Nb или P3Э на магматических стадиях.

3. Эволюция замкнутой системы и последующий метасоматоз как в миаскитовых, так и в агпаитовых породах могут привести к формированию толщ HFSE-минералов, принадлежащих к разным группам предложенной выше классификации (табл. 1.3). Расплав, из которого кристаллизуется ранние магматические миаскитовые ассоциации, может позже осаждать различные агпаитовых ассоциаций. которые впоследствии типы ΜΟΓΥΤ испытать гидротермальные изменения, вновь приводящие к образованию вторичных миаскитовых ассоциаций (например, Mitchell and Liferovich, 2006). Поэтому строгое деление таких пород на определенное количество подгрупп просто нецелесообразно. Таким образом, тщательные текстурные исследования, позволяющие различать раннемагматические, позднемагматические и гидротермальные минеральные ассоциации являются единственным способом понять петрологически сложные процессы, протекающие в ходе эволюции таких пород, что подтверждается многими исследованиями (Salvi and Williams-Jones 1995; Andersen et al., 2010; Wu et al., 2015; Borst et al., 2016).

Миаскитовая	Переход-	Агпаитовая	Ультраагпаитовая
	ная в		
	агпаитовую		
Циркон,	Минералы	Минералы	Стенструпин-
Бадделеит,	типичные	группы	(Се)/ Воронковит,
Перовскит,	для	Эвдиалита,	Науяказит,
Титанит	миаскитовых	Ринкита и	Ловозерит/
	И	Вёлерита,	Цирсиналит,
	агпаитовых	Энигматит,	Ломоносовит,
	пород	Астрофиллит,	Натрофосфат,
		Дэлиит,	Витусит-(Се),
		Эльпидит,	Натросилит,
		Илерит,	Уссингит
		Лампрофиллит,	
		Лоренцит,	
		Ловозерит,	
		Паракельдышит,	
		Власовит,	
		Вадеит	
	Миаскитовая Циркон, Бадделеит, Перовскит, Титанит	Миаскитовая Переход- ная в агпаитовую Циркон, Минералы Бадделеит, типичные Перовскит, для Титанит миаскитовых и агпаитовых пород	Миаскитовая Переход- ная в агпаитовую Агпаитовая Циркон, Минералы Бадделеит, типичные группы Перовскит, для Эвдиалита, Титанит миаскитовых Ринкита и и Вёлерита, Знигматит, пород Астрофиллит, Дэлиит, Эльпидит, Илерит, Лампрофиллит, Порозерит, Паракельдышит, Вадеит

Таблица 1.3. Классификация щелочных пород, предложенная Марксом и Марклом (Marks and Markl, 2017)

Агпаитовые породы обозначаются общим названием «агпаитовый нефелиновый сиенит», так как они состоят существенно из нефелина и щелочного полевого шпата. Видовые названия этим породам даются после детального петрографического изучения и точной диагностики минералов семейства фельдшпатоидов. Согласно петрографическому кодексу (Петрографический кодекс, 2008), выделяются следующие разновидности: полевошпатовый ийолит, полевошпатовый уртит, тавит, малиньит, науяит, рисчоррит, фойяит и луяврит (табл. 1.4, рис. 1.2). Также в литературе при описании пород крупнейших агпаитовых массивов (Ловозерский, Хибинский и Илимауссак) дополнительно выделяются следующие разновидности: хибинит, ювит, кокортокит, апатитолит и др. (табл. 1.4).

Средние плутонические горные породы; Основные плутонические породы; подотряд щелочных 43≤SiO₂≤53; подотряд щелочных $5 \le (Na_2O + K_2O) \le 20$ $53 \le SiO_2 \le 64$; Разновидности агпаитовых нефелиновых $7 \leq (Na_2O+K_2O) \leq 21$ сиенитов, не входящие в петрографический Семейство Габброиды Фельдшпатоидные Фоидолиты основные Фоидовые монцогаббро кодекс горных шелочные сиениты (нефелиновые псевдолейцитовые, пород кальсилитовые) Полевошпа-Полевошпа-Тавит Малиньит Науяит Рисчоррит Фойяит Хибинит Ювит Какортокит Вид горных Луяврит товый товый уртит пород ийолит Нефелин 70-Щелочной Нефелин Нефелин, Главные Нефелин Содалит Полевой Содалит 30-Микроклин Микроклин-Микроклин-50, нефелин минералы 30-50, 90, эгирин-50-70, шпат 40-50. 50-70, полевой пертит 35пертит (40-(до 50%), микроклин, 5-20. нефелин 20шпат 30-50. 50. авгит 5-20. нефелин 45%), альбит, альбит. (модальный эгиринэгириншелочной нефелин (25авгит 30-50 полевой 15-25. полевой 40, эгириннефелин нефелин 20арфведсонит, минеральный авгит полевой 40%), 20полевой шпат 5-10 5-20, шпат 20-40, авгит 5-10, 25-40, 45. состав, эгириншпат эгирин, об. %) шпат 5-10 авгит 40-50. Эгирин арфведсоальбит 5-10. 25%: эгирин, (до 30%), (редко до полевой эгирин эвлиалит 25) щелочной 5-10, нит 0-10, 5-10, эгирин 10арфведсонит, (редко до эгирин шпат 30 30) 0-10 амфибол 0-Арфведсо-(до 20 %) щелочной лепидомеэвдиалит, 10 амфибол лан 0-10 нит 0-15. арфведсоэнигматит, 0-10 альбит 0-5 нит 0-15 лампрофиллит Второстепен-Эвдиалит, Содалит, Арфвед-Канкринит, Эвдиалит, Астрофил-Содалит, Натролит, Натролит, Содалит, Энигматит, анальцим, ные и апатит, сонит. энигматит, лит, канкринит натролит эвдиалит. катаплеит. анальцим, канкринит, сфен, биотит. шелочной акцессорные апатит, эвдиалит апатит, лампрофилэвдиалит, эвдиалит, содалит, лит, сфен, амфибол, минералы титаносфен, мурматитанит, апатит и др. ловозерит, мурманит, апатит, магнетит лампрофиллампроэвдиалит, энигматит, лампрофилперовскит, эвдиалит, нит, розенбуи др. лит, филлит, титанокатаплеит, лит, магнетит, апатит, астрофилтитаномагшит, эвдиалит, магнетит, титанит, титанит, мурманит, нетит, титанит мурманит, мурманит, рамзаит, лит, сфен, биотит, сфен, астрофиллит, энигматит, и др. пектолит, пектолит, ломоносоапатит, ринколит, рамзаит, рамзаит, апатит, вит, катаплеит, ринколит, рамзаит, мурманит, магнетит, титаномагнелампронептунит, мурманит, ловозерит, мангановиллиомит, кальцит и лампрофилринколит, тит и др. филлит, лит, ильменит, др.

Таблица 1.4. Состав и основные характеристики агпаитовых горных пород

Продолжени	ие таблицы 1	.4									
Вид горных	Полевошпа-	Полевошпа-	Тавит	Малиньит	Науяит	Рисчоррит	Фойяит	Луяврит	Хибинит	Ювит	Какортокит
пород	товый	товый уртит									
	ийолит										
		ильменит и		кельдешит			астрофил-	кельдишит,		энигматит	
		др.		и др.			лит,	пектолит,		астрофил-	
							велерит,	сфен,		лит,	
							ловелит,	рамзаит и		катаплеит,	
							пектолит,	др.		ловозерит,	
							мангано-			стенстру-	
							ильменит,			пин,	
							апатит,			пектолит,	
							сфен,			кельди-	
							циркон,			шит,	
							ортит,			ильменит,	
							виллиомит,			лопарит и	
							келтьдешит			др.	
							и др.				
				Содерж	ания породооб	разующих окси	идов, мас. %				
SiO ₂	44-50	44-50	44-49	48-53	44-50	49-52	54-57	52-55	52.91	45.14	51.61
TiO ₂	1-5	0.2-3	0-2	0.7-5	0.2-0.6	0.7-1.6	0.2-1.5	1-4	0.92	0.52	0.36
Al_2O_3	14-24	22-30	18-23	12-19	20-25	20-24	16-23	10-17	22.32	27.76	14.46
Fe_2O_3	2-13	1-3	1-5	3-13	3-5	2-5	2-4	5-10	2.82	2.78	6.18
FeO	1-9	1-2	1-2	1-9	0.5-3	1-2.5	0.5-4	1.5-4	1.31	0.93	6.25
MgO	1-4	0-4	0.3-1.5	1-6	0-2	0.5-1.5	0.5-1.5	1-4	0.60	0.23	0.52
CaO	1-8	0.2-10	0.8-1.5	1-8	0.5-4	0.8-2	1-3	0.7-3	1.39	1.87	2.16
Na ₂ O	8-12	10-15	15-17	3-12	11-20	5-11	8-12	7-10	9.95	13.79	10.28
K ₂ O	2-7	3-6	1-2	2-7	1-3	7-12	5-8	4.5-5.5	5.72	3.67	4.24
Тип	Калиево-	Калиево-	Нат-	Калиево-	Натриевый	Калиево-	Калиево-	Калиево-	Калиево-	Нат-	Натриевый
щелочности	натриевый	натриевый	риевый	натриевый		натриевый	натриевый	натриевый	натриевый	риевый	

Продолжение таблицы 1.4

Вид горных пород	Полевошпа-товый ийолит и полевошпа-товый уртит	Тавит	Малиньит	Науяит	Рисчоррит	Фойяит и	Луяврит	Хибинит	Ювит	Какортокит
			Разновидност	и по характер	ному второстеп	енному минерал	у			
	Амфиболовые, биотитовые, канкринитовые, анальцимовые	Биотито- вый, флого- питовый	Амфиболо- вый, биотитовый гранатовый	Амфиболо- вый, анальцимо- вый	Амфиболо- вый, биотитовый	Амфиболовые амфиболовые, арфведсонитон эгириновые, эн авгитовые, лепидомелано эвдиалитовые, меланитовые, либенеритовые, канкринитовы анальцимовые	, биотит- вые, чрин- вые, е, е,			
Разновиднос ти по составу характерного минерала	Эгириновые, титанавгитовые, авгитовые, арфведсонитовые	Эгири- новый, арфвед- сонито- вый	Авгитовй, эгирин- авгитовый	Арфведсо- нитовый, эгириновый	Арфведсо- нитовый, эгириновый	7				
Структура	панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая	Пойки- литовая	мелко и среднезер- нистая, порфирови- дная	пойкилитов ая гипидио- морфнозер- нистая	порфировид ная, пойкилито- порфирови- дная	Гипидиомо- рфнозернис- тая или трахитовая	Трахи- тоидная	Крупнозерни- стая	мелко и среднезер- нистая	полосчатая

Состав и основные характеристики горных пород (ийолита, уртита, тавита, науяита, рисчоррита, фойяита, луяврита) составлены по данным Петрографического кодекса (2008) и Зак и др. (1972). Описание хибинита дано по Зак и др. (1972), какортокита (химический анализ породы – среднее по 7 анализам) по Герасимовский (1969). Данные по минеральному составу рисчорита дополнены по данным Зак и др. (1972), данные по минеральному и химическому составу луяврита, фойяита по Буссен и Сахаров (1972) и Пеков (2001).



Рис. 1.2. Разновидности агпаитовых пород: а, б – порфировидный луяврит, в – эвдиалитовый луяврит, г – эгириновый луяврит, д – уртит Ловозерского массива; е – хибинит, ж – щелочной пегматит Хибинского массива (образцы из коллекции лаборатории геохимии и рудоносности

щелочного магматизма ГЕОХИ РАН); з – науяит массива Илимауссак (http://www.alexstrekeisen.it/english/pluto/naujaite.php).

1.2. Распределение агпаитовых пород во времени

Геодинамические условия, в которых встречаются агпаитовые породы – это континентальные рифты (например, рифт Гардар, Восточно-Африканский рифт, рифт Осло), внутриплитные океанические (острова Вознесение, Азорские, Кабо-Верде) и континентальные обстановки (Кольская щелочно-карбонатитовая провинция, Восточно-Алданская провинция (Россия), Бразильская провинция (Бразилия) и др., (Sorensen, 1974; Fitton and Upton, 1987).

Самые древние агпаитовые породы датируются палеопротерозоем, а наиболее древним является массив Нехалачо (Канада) (2176 \pm 3 млн лет; Möller and Williams-Jones, 2016). Протерозойские массивы агпаитовых пород известны в разных регионах: Мариупольский массив (1800 млн лет) (Sharygin et al., 2009), массив Пиланесберг (ЮАР) (1395 ± 10–11 млн лет) (Elburg and Cawthorn, 2016), а также метаморфизованные агпаитовые массивы Норра Черр (Швеция) (1409 млн лет) (Atanasova et al., 2017), массивы Ред Вайн (1345±75 млн лет) (Blaxland and Curtis, 1977). В возрастной интервал 1100–500 млн лет, попадают нефелиновые сиениты масива Кипава (Канада) (1033 \pm 3 млн лет) (Breemen and Currie, 2004), и щелочной комплекс Иломба (Малави) возрастом 685 ± 62 млн лет (Ebv et al., 1998). Большинство известных массив агпаитовых пород моложе 400 млн лет (рис. 1.3). Число выявленных агпаитовых пород растет от древним к молодым (Когарко и Хаин, 2001; Балашов и Глазнев, 2006). Считается, что появление щелочных пород и карбонатитов на границе архей – протерозой совпало с целым рядом крупных событий на Земле, а большинство авторов связывают смену геодинамического режима нашей планеты именно с этим рубежом, когда к тектонике плюмов присоединилась тектоника плит (Когарко и Хаин, 2001; Когарко, 2006). На этом этапе развития Земли возникла кислородная атмосфера и произошло окисление океанических осадков. В качестве геохимического следствия глобальной дегазации субдуцированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) произошло окисление мантии и начался ее крупномасштабный метасоматоз, ведущий к возникновению обогащенных редкими и рудными элементами резервуаров, щелочных пород, карбонатитов и, позже, кимберлитов. Позднее появление наиболее глубинных щелочных пород (кимберлитов) в истории Земли, по всей вероятности, связано с формированием континентальных кратонов и утолщенной зрелой литосферы (необходимых условий для генерации кимберлитов) на более поздних этапах развития Земли (Когарко, 2006).



Рис. 1.3. Распределение щелочных пород во времени, N – число массивов (по данным Когарко и Хаин, 2001 с добавлениями автора).

1.3. Взаимосвязь с миаскитовыми породами

Как известно, в большинстве агпаитовых комплексов описаны генетически связанные породы миаскитового ряда. Соотношения между агпаитовыми и миаскитовыми породами в этих сложных магматических комплексах различны (Marks and Markl, 2017). В некоторых массивах агпаитовые породы преобладают над другими типами пород (тип A, рис. 1.4). Такое соотношение, как правило, встречается в массивах, где МГЭ являются породообразующими как для самих агпаитовых пород, так и связанных с ними пегматитовых и гидротермальных жил, (например, как на Ловозерском и Хибинском массивах, а также массиве Илимауссак (Буссен и Сахаров, 1972; Галахов, 1975; Larsen and Sorensen, 1987). Сложные магматические комплексы, с небольшими участками, сложенными агпаитовыми породами (тип B), более распространены (например, массивы Посус-ди-Калдас (Бразилия), Мон-Сент-Илер (Канада) и Лангезундфиорд (Норвегия); рис. 1.4 б). Еще одна разновидность (тип C), которая представлена небольшими по

размеру (до нескольких миллиметров) интерстициальными ассоциациями содержащие МГЭ, встречается в миаскитовых породах, например, на массиве Тамазерт (Мороко), в фойаитах массива Пиланесберг (ЮАР) и массиве Джунгини (Малави) (рис. 1.4 в). Также на массивах этого типа встречаются агпаитовые пегматиты и жилы, прорывающие миаскитовые вмещающие породы и окружающие породы фундамента. Наиболее распространенными случаем нахождения агпаитовых пород являются пегматиты и дайковые породы, которые пересекают миаскитовые массивы, не содержащие включения агпатовых пород или агпаитовых минеральных ассоциаций в основном теле интрузии (тип D), к которым относят, например, массивы Бурпала (Россия) и Магнет-Ков (США) (рис. 1.4 в).







Рис. 1.4. Соотношения между агпаитовыми и миаскитовыми породами в магматических комплексах по данным Marks and Markl (2017) с добавлениями автора. А – агпаитовые породы являются доминирующими, б – агпаитовые породы являются второстепенными, в – агпаитовыми породами сложены пегматиты и гнездовые обособления, что подразумевает наличие агпаитового плутона, не выходящего на дневную поверхность. Штрих-пунктирной линией обозначен современный уровень эрозии.

1.4 Генезис и условия кристаллизации

Многочисленные изотопные исследования показали, что магма, эволюционирующая в щелочные кремненедосыщенные породы, имеет мантийное происхождение (Eby, 1985; Kramm and Kogarko, 1994; Dunworth and Bell, 2001). Однако большинство исследователей согласны с тем, что сочетание низких степеней плавления в мантийном источнике и длительной последующей дифференциации недостаточно для такого сильного обогащения галогенами, HFSE, РЗЭ и другими редкими и несовместимыми элементами в щелочных породах. Таким образом, предварительное метасоматическое обогащение этими элементами мантийных источников, из которых образуются щелочные расплавы, считается предпосылкой для образования щелочных пород (Upton and Emeleus, 1987; Арзамасцев и др., 2001; Goodenough et al., 2002; Upton et al., 2003).

Предлагаемые причины таких процессов предварительного обогащения разнообразны и включают переработку океанической и континентальной коры, расслоение и опускание субконтинентальной литосферы, а также мантийный метасоматоз, вызванный различными расплавами и флюидами (McKenzie and O'Nions, 1983; White and Hofmann, 1982; Zindler et al.,1979; Foley, 1992; O'Reilly and Griffin, 2013). Последующие плавление в таких модифицированных областях мантии приводит к образованию щелочных расплавов, обогащенных несовместимыми элементами, если степень плавления будет достаточно низкой.

Чем выше степень плавления, тем менее щелочной будет образующийся расплав. На основании минералогических и геохимических данных показано что, предполагаемые материнские породы, служившие для образования щелочных расплавов, содержат флогопит, амфибол, апатит, и частично карбонатсодержащие гранатовые или шпинелевые лерцолиты (Upton and Emeleus, 1987; Upton, 1990, Paslick et al., 1995; Арзамасцев и др., 2001; Marks et al., 2008a; Köhler et al., 2009; Melluso et al., 2016). Еще одним доводом в пользу гипотезы о метасоматизированной мантии, из которой выплавляются щелочные породы, является присутствие основных калиевых или ультракалиевых пород (в основном лампрофиров) и карбонатитов в ассоциации с щелочные магмы считаются первичными продуктами частичного плавления метасоматически измененных пород мантии или нижней коры (Bailey, 1987). Эта модель была предложена для агпаитовых фонолитов массива Контозеро (Кольская щелочно-карбонатитовая провинция) благодаря наличию верхнемантийных ксенолитов, представленных метасоматизированными эклогитами и шпинелевыми лерцолитами, и данных о распределении РЗЭ (Петровский, 2016).

Исследования ряда сложных комплексов, содержащих как фоидолитовые породы, так и кварцсодержащие породы, показывают, что степень ассимиляции вмещающих пород (как правило, кварцсодержащих) играет решающую роль в образовании пересыщенных SiO₂ по сравнению с недонасыщенными SiO₂ щелочными породами (Davies and Macdonald, 1987; Wallace et al., 1990; Foland et al., 1993; Harris, 1995; Mingram et al., 2000; Schmitt et al., 2000; Späth et al., 2001; Marks et al., 2003). Аналогичным образом изотопные данные для кварцсодержащих агпаитовых пород Мадагаскара подтверждают роль коровой контаминации в процессе их генезиса (Estrade et al., 2014).

Важность обширных процессов дифференциации мантийных магм путем фракционирования минералов для возникновения агпаитовых пород показано на примере крупнозернистых мафических И ультраосновных пород, обычно связанных с эволюционировавшими (миаскитовыми И агпаитовыми) щелочными породами. что подтверждается геофизическими данными, показывающими наличие кумулятов на более глубоких уровнях земной коры (Neumann et al., 2004). Такие кумулятивные породы в основном состоят из оливина ± клинопироксена ± граната ± апатита ± титанита/ перовскита ± нефелина ± мелилита. Хотя эти породы, безусловно, далеки от реального состава магмы, они предоставляют качественную информацию о фракционировании минеральных ассоциаций.

Состав агпаитовых пород и состав породообразующих минералов, например, МГЭ, отражают состав их исходного расплава и последующую историю его дифференциации (Schilling et al., 2011a; Marks et al., 2011; Enrich et al., 2016). Принимая во внимание эффект

27

фракционирования плагиоклаза, можно выделить богатые и бедные стронцием агпаитовые породы, что позволяет определить потенциальный составов исходной магмы, даже при отсутствии примитивных типов пород в данном магматической комплексе. Фракционирование большого количества плагиоклаза из базальтовых магм приводит к обеднению остаточных магм стронцием и европием. Следовательно, МГЭ из пород, образовавшихся из щелочно-базальтовых магм, обычно имеют низкое содержание Sr и демонстрируют выраженные отрицательные аномалии Eu (Schilling et al., 2011а; Rojas et al., 2016). Напротив, нефелинитовые магмы обычно не фракционируют плагиоклаз, и, следовательно, МГЭ в агпаитовых породах нефелинитового происхождения, как правило, имеют высокие содержания Sr и не проявляют ярко выраженной отрицательной Eu-аномалии (Marks et al., 2008b; Wu et al., 2010; Schilling et al., 2011а). По тем же причинам присутствие в агпаитовых породах минералов группы лампрофиллита, которые богаты Sr (Зайцев и Когарко, 2002), указывает на нефелинитовый, а не базальтовый исходный состав магмы.

Отличить мелилит от плагиоклаза при фракционировании довольно сложно, поскольку мелилит может быть обогащен стронцием и дает положительные европиевые аномалии. В зависимости от a_{H20} и f_{02} в исходных базальтовых магмах, типичная ассоциация фракционирующих минералов выглядит следующим образом: оливин + плагиоклаз может измениться на амфибол + клинопироксен, что приводит к обогащению Sr (и Ba) во время дифференциации, и будут развиваться только минимальные Eu аномалии (Mason and Martin, 1974; Platz et al., 2004).

Обширное фракционирование плагиоклаза из щелочных базальтов ($K_a < 1$) является потенциальным механизмом смещения состава магм в направлении увеличения щелочности ($K_a > 1$). Дополнительное фракционирование других алюминий-содержащих, но бедных (Na+K) фаз (например, шпинели или алюминий содержащего клинопироксена) будет усиливать этот процесс, и как только K_a превысит 1, экстенсивное фракционирование щелочности (Giehl et al., 2013).

В редких случаях эволюция в сторону крайнего обогащения щелочами позволяет кристаллизоваться ультраагпаитовым ассоциациям. В этих очень необычных породах вместо полевого шпата или в дополнение к нему кристаллизуются уссингит и науяказит и стенструпин-(Ce), который образуется по МГЭ, а также многочисленные водорастворимые стабильные минералы, такие как виллиомит, трона, термонатрит, натросилит и натрофосфат (Хомяков, 1990; Sorensen, 1997; Sorensen and Larsen, 2001; Andersen and Sorensen, 2005; Sorensen et al., 2011; Andersen and Friis, 2015). Исследования ультраагпаитовых ассоциаций, позволили предположить сосуществование алюмосиликатного расплава и расплава почти чистого состава NaF

28

(виллиомит) на завершающих стадиях эволюции агпаитовых расплавов (Когарко и Кригман, 1970; Kogarko and Romanchev, 1983), постепенный переход от расплава к гидротермальному флюиду в таких системах был предложен Когарко и Хомяковым (Когарко, 1977; Хомяков, 1990).

1.5. Физико-химические условия кристаллизации

Фугитивность кислорода является решающим фактором для геохимической и минералогической эволюции магм в целом. В окислительных условиях происходит обширное осаждение магнетита, что приводит к истощению железом и обогащению кремнеземом, в более дифференцированых магмах. Напротив, при восстановленных условиях кристаллизация магнетита подавляется, и/или сокристаллизация оливина приводит к обогащению железом и обеднению кремнеземом В составе более дифференцированной магмы. Эти две противоположные тенденции часто наблюдаются в природных и экспериментальных системах, и известны как тренды Боуэна и Феннера известково-щелочные и толеитовые ассоциаций пород соответственно.

Подобные тренды эволюции известны для серий щелочных пород, где конечные продукты представлены дифференциации меланократовыми, богатыми железом сильно И недонасыщенными кремнеземом щелочными породами (например, массив Илимауссак, Гренландия), либо в относительно лейкократовых бедных железом породах (например, массив Тамазерт, Морокко). Менее развитые члены таких ассоциаций горных пород содержат либо оливин-авгит-Fe-Ti оксидные ассоциации, либо авгит-Fe-Ti оксидно-гранатовые (± титанитовые) ассоциации. Таким образом, породы с оливином фаялитового состава и магнетитом (или ильменитом), богатые ульвешпинелью указывают на сильно восстановленный и сухой (активность воды $a_{H2O} \ll 1$) состав магмы, которая кристаллизовалась на уровне или ниже буфера OFM (рис. 1.5a; Marks and Markl, 2001; Schilling et al., 2011b, 2011c). Напротив, комплексы, содержащие гранат (как правило, андрадит-шорломитового состава) и магнетит с низким содержанием титана, указывают на равновесные условия с буфером QFM (рис. 1.5 б; Marks et al., 2008a; Zaitsev et al., 2012). Различные равновесия между этими фазами показывают различные зависимости от фугитивности кислорода и активности кремнезема и лежат в основе любой геохимической и минералогической эволюции магм.

Дальнейшие процессы дифференциации щелочных пород обычно выражаются присутствием натриевого амфибола (нибёит-арфведсонита), натриевого пироксена (эгирина) или энигматита (или их комбинаций) в более дифференцированных агпаитовых породах вместо фаялита, авгита или магнетита/ильменита. Относительная стабильность этих фаз зависит от щелочности, активности кремнезема, фугитивности кислорода и активности воды (Ernst, 1962; Nicholls and

Carmichael, 1969; Marsh, 1975; Andersen and Sorensen, 2005; Markl et al., 2010; Marks et al., 2011). Изменения этих параметров в процессе эволюции агпаитовых пород подтверждается неравновесными ассоциациями, в которых фаялит, геденбергит и, как правило, богатый ульвошпинелью магнетит резорбируются и замещается арфведсонитом, энигматитом и эгирином (Larsen, 1977; Melluso et al., 2014; Lustrino et al., 2012; Marks and Markl, 2003, 2015). Наличие таких реакционный взаимоотношений свидетельствует о том, что этот переход представляет собой непрерывный процесс, который может происходить на разных этапах эволюции магматических систем.



Рис. 1.5. Диаграмма соотношения физико-химических параметров, определенных для минеральных парагенезисов, формирующихся при магматической кристаллизации щелочных пород по данным (по данным Marks and Markl, 2017). Ассоциации оливин-авгит-Fe-Ti оксиды (а), гранат и/или титанит и агпаитовые породы (б). С нанесенными щелочными породами из массивов: 1- Тугтуток (Гренландия (Upton and Thomas, 1980; Upton et al., 1985), 2-Игдлерфигссалик (Гренландия; Powell, 1978), 3- Катценбукель (Германия; Mann et al., 2006), 4-Пуклен (Гренландия; Marks et al., 2003), 5- Монт Сент-Илер (Канада; Schilling et al., 2011b, 2011c), 6- Илимауссак (Гренландия; Marks and Markl, 2015), 7- Хибины (Россия; Ryabchikov and Kogarko, 2006), 8- Тамазерт (Марокко; Marks et al., 2008а), 9- Садиман (Танзания; Zaitsev et al., 2012), 10-

Ол-Доиньо-Ленгаи (Танзания, Zaitsev et al., 2012), 11- Итатиайя (Бразилия, Brotzu et al., 1997; Enrich et al., 2005; Melluso et al., 2017), 12- Моцфельдт (Гренландия; Schönenberger and Markl, 2008), 13- Амбохимирахавави (Мадагаскар; Estrade et al., 2014), 14 - Нехалачо (Канада; Möller and Williams-Jones, 2016), 15- Пиланесберг (ЮАР; Andersen et al., 2016), 16 - Ньирагонго (Демократическая Республика Конго; Andersen et al., 2012b). НМ (гематит-магнетит), QFM (фаялит-магнетит-кварц) и IW (железо-вюстит) кислородные буферы, при давлении 1 кбар.

Также, согласно экспериментальным данным по растворимости галогенов в щелочных расплавах, их влиянии на стабильность агпаитовых минералов, показана их важность для появления необычно большого интервала кристаллизации, обычно наблюдаемого в щелочных и особенно в агпаитовых расплавах (Piotrowski and Edgar, 1970; Sood and Edgar, 1970; Kogarko, 1974; Burnham, 1979; Bureau and Métrich, 2003; Giehl et al., 2013, 2014). Рядом исследований также было показано, что щелочные магмы обладают высокой растворимостью галогенов (Kogarko, 1974; Burnham, 1979; Bureau and Métrich, 2003; Giehl et al., 2013, 2014). Рядом исследований также было показано, что щелочные магмы обладают высокой растворимостью галогенов (Kogarko, 1974; Burnham, 1979; Bureau and Métrich, 2003; Giehl et al., 2013, 2014). Растворимость F достигает 8 мас. % в риолитовых расплавах (Webster, 1990; Webster and Halloway, 1990; Scaillet and Macdonald, 2004) и может достигать аналогичных уровней в составах фонолитовых расплавов (Giehl et al., 2014). Растворимость Cl в силикатных расплавах увеличивается с увеличением щелочности и содержания железа и уменьшением содержания кремнезема и может достигать примерно 0.8–0.9 мас. % (Metrich and Rutherford, 1992; Signorelli and Carroll, 2000, 2002; Giehl et al., 2014). Следовательно, высокощелочные магмы, образовавшиеся в восстановительных условиях, могут иметь более высокую способность растворять галогены по сравнению с магмами, которые эволюционировали в относительно окисленных условиях.

Одним из наиболее важных летучих элементов агпаитовых пород является хлор, Clсодержащие минералы в агпаитовых породах обычно являются раннемагматическими минералами группы содалита (МГС), которые можно разделить на богатые хлором (содалит) и богатые серой (гаюин и нозеан). Более раннее исследования также показали, что существует различие между МГС из миаскитовых и агпаитовых породах: в миаскитовых породах МГС часто обогащены сульфатами, тогда как в агпаитовых породах они обычно обеднены серой и обогащены хлором (Parat et al., 2011; Krumrei et al., 2007). Было показано, что изменение содержания серы в МГС коррелирует с окислительно-восстановительными условиями. Так, в серосодержащих содалитах из агпаитовых пород массивов Илимауссак и Мон-Сент-Илер преобладают сульфиды, в отличие от МГС из миаскитовых пород вулкана Айфель, богатых сульфатами (Hettmann et al., 2012; Zahoransky et al., 2016), что указывает на восстановленную магму, из которой кристаллизовались агпаитовые породы. Экспериментальные работы показали, что содалит присоединяется к устойчивой ассоциации щелочной полевой шпат + нефелин при высоких температурах (> 800 °C), если содержание Cl в расплаве достаточно велико, тогда как при более низких температурах щелочной полевой шпат может сосуществовать с содалитом без нефелина. И нефелин, и содалит стабильны только при низкой активность воды (Stormer and Carmichael, 1970; Giehl et al., 2013, 2014). Кристаллизация содалита буферизирует содержание Cl в остаточных расплавах до более низких концентраций Cl при снижении температуры (например, от примерно 0.4 мас. % Cl при 800 °C до примерно 0.2 мас. % Cl при 650 °C). Таким образом, фракционирование содалита может оказать большое влияние на эволюцию отношений F/Cl в развивающихся щелочных системах (Giehl et al., 2014). В агпаитовых породах Cl-содержащие МГЭ кристаллизация Сl, для кристаллизации МГЭ дополнительно требуется содержание Zr около 0.7 масс. % в расплаве (Когарко и др., 1988; Giehl et al., 2014). В этом отношении, ранняя кристаллизация богатого Zr эгирина, наблюдаемая в некоторых агпаитовых, но не содержащих МГЭ породах (Mann et al., 2006; Andersen et al., 2012а), может иметь дополнительное влияние на стабильность МГЭ.

Наиболее распространенными фторсодержащими раннемагматическими минералами в щелочных породах являются апатит, титанит, слюда и амфибол. Обычно апатит богат фтором и содержит мало хлора (Rae et al., 1996; Liferovich and Mitchell, 2006; Zirner et al., 2015; Ladenburger et al., 2016; Wang et al., 2016), но его относительно мало в щелочных породах (особенно в агпаитовых разновидностях), вероятно, из-за фракционирования апатита на более ранних стадиях дифференциации, о чем свидетельствует их относительно низкое содержание Р2О5 (Bailey et al., 2001; Marks et al., 2003). Однако в ультраагпаитовых породах различные фосфаты широко распространены (например, натрофосфаты, витусит-(Се) и кремнефосфатные минералы (стенструпин-(Се) (таблица 1.1, Andersen and Friis, 2015). Как и другие минералы (апатит, титанит, биотит и амфибол) в щелочных породах, они содержат мало хлора (обычно значительно ниже 0.1 мас. %), в то время как содержание F на уровне 1 мас. %. Но также следует учитывать, что в отличие от содалита, содержание галогенов в апатите, титаните, слюде и амфиболе в агпаитовой магме может ввести в заблуждение. Обычно их богатый фтором, но бедный хлором состав не обязательно указывает на богатую фтором и бедную хлором магму или расплав с высоким отношением фтора к хлору, поскольку на включение галогенов в эти минералы в значительной степени влияют кристаллохимические эффекты и коэффициенты распределения минерал-расплав, так для фтора эта величина составляет F> 1, тогда как для Cl «1 (Zhu and Sverjensky, 1991; Zhang et al., 2012).

ГЛАВА 2. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ДАЙКОВЫЙ МАГМАТИЗМ НА ТЕРРИТОРИИ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

2.1. Палеозойская активизация щелочного магматизма и основные дайковые поля

Кольская щелочно-карбонатитовая провинция (КЩКП), является одной из самых крупных щелочных провинций Мира, она расположена на Карело-Кольском сегменте Балтийского (Фенноскандинавского) щита, в пределах Мурманской области и северо-востока Финляндии. На площади около 100000 км² расположены крупнейшие щелочные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов - Ловозерский и Хибинский, щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами – более 20 интрузий (Ковдор, Вуориярви, Себльявр и др.), и породы дайковой серии (Кухаренко и др., 1965; Кгатт et. al.; 1993; Арзамасцев и др., 2009). На тектонической карте северо-восточной части Балтийского щита (рис. 2.1), показано, что щелочные массивы сосредоточены в пределах террейнов Архейского и Протерозойского возрастов, которые являются составными частями Лапландско-Кольского колизионного орогена (Daly et al. 2006; Балаганский и др., 2016).

На территории Балтийского щита существовало три крупные эпохи щелочного магматизма: позднеархейская, протерозойская и палеозойская эпоха. От более древней эпохи к более молодой наблюдается эволюция магматизма от щелочно-габброидного к щелочноультрамафитовому и нефелин-сиенитовому (Кухаренко и др., 1965, Москалева и Орлова, 1994). Самым древним карбонатитовым комплексом провинции является массив Сиилинярви (Финляндия), который был образован в архейскую эпоху и датирован 2610 млн. лет (Karvinen et al., 2024). К самым ранним проявлениям щелочного магматизма на территории провинции относятся комплексы щелочных габброидов с карбонатитами - Гремяха-Вырмес и Тикшеозеро (Саватенков и др., 1999; Arzamastsev et al., 2006), образованные в протерозойскую эпоху, возраст образования карбонатитов, альбититов и эгиринитов для массива Гремяха-Вырмес составляет 1887 \pm 58 млн. лет (Сорохтина и др., 2012) и 1998.4 \pm 3.5 млн лет для карбонатитов массива Тикшеозеро (Родионов и др., 2015).

Позднепалеозойский период характеризуется наивысшей активностью щелочного магматизма. Согласно современным представлениям, образование крупнейших щелочных комплексов Ловозерского и Хибинского, щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами, а также многочисленных даек в девоне связано с плюмовым магматизмом. (Ernst and Bell, 2010; Kogarko et al., 2010; Арзамасцев и др., 2001). Сформированные в этот период ультраосновные, карбонатитовые и щелочные интрузии, дайковый комплекс по времени образования укладываются в небольшой временной отрезок в девоне - 385-360 млн. лет (Kramm et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994; Zaitsev and Bell 1995; Арзамасцев, 1998; Гоголь и Деленицин, 1999;

Arzamastsev et al., 2000; Арзамасцев и др., 2001; Баянова, 2004; Rukhlov and Bell, 2010; Арзамасцев и Ву, 2014; Zartman and Kogarko, 2017 и др.) (табл. 2.1).

Предполагается, что щелочные и ультраосновные породы на территории КЩКП были образованы в результате фракционной кристаллизации нефелинитового расплава с образованием оливиновых и клинопироксеновых кумулатов, мелилититов, фоидолитов и нефелиновых сиенитов (Кухаренко и др., 1965; Арзамасцев и др., 2001; Ivanikov et al., 1998; Verhulst et al., 2000). Согласно расчётам А.А. Арзамасцева, объём сгенерированной магмы составил 15 ± 2.7 тыс. км³ (Арзамасцев и др., 2001).



Рис. 2.1 Схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита, с нанесенными массивами щелочных, щелочно-ультраосновных с карбонатитами пород и дайки участка Мохнатые Рога, по отношению к основным тектоническим структурам (Кухаренко и др., 1971; Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006; Балаганский и др., 2016; Zhirov 2015).

Массив	Тип породы	Возраст (млн лет)	Метод	Ссылка
	Ийолит	362.4 ± 4.5	Rb-Sr	
	Ксенолит ийолита в карбонатите	365.9 ± 5.1	Rb-Sr	Kramm et al. (1993)
Хибины	Агпаитовый нефелиновый сиенит	365.1 ± 4.4	Rb-Sr	
	Рисчоррит, ийолит, апатитовая руда, нефелиновый сиенит, карбонатит	367.5 ± 5.5	Rb-Sr	Kramm and Kogarko (1994)
Хибины	Ийолит, пироксенит, карбонатит, рисчоррит, апатитовая руда, карбонатит	366.6±19.8	Rb-Sr	Kramm and Kogarko (1994)
	Нефелиновый сиенит	367.5 ± 8.8	Rb-Sr	
Дайка южного обрамления Хибинского массива	Меланефелинит	388±6	Ar–Ar	Арзамасцев и др. (2009)
	Нефелиновый сиенит	371.6± 20.3	Rb-Sr	Kramm et al. (1993)
	Фойяит	361.7 ± 1.1	Rb-Sr	
	Уртиты, фойяиты, луяврит, эвдиалит луяврит, нефелиновые сиениты	370.4 ± 6.7	Rb-Sr	Kramm and Kogarko (1994)
Ловозеро	Агпаитовые нефелиновые сиениты, лопаритовые и эвдиалитовые руды	376 ± 28	U-Pb	Zartman and Kogarko (2017)
	Агпаитовые нефелиновые сиениты, лопаритовые и эвдиалитовые руды	373 ± 9	Th-Pb	Kogarko (2017)
Нива	Агпаитовый сиенит	379 ± 21	Rb-Sr	Arzamastsev et al.
	Агпаитовый сиенит	384 ± 58	Sm-Nd	(2000)
A 1	Клинопироксенит Кальцит–амфибол– пироксеновый пегматит	364 ± 3.1 377 ± 3	Rb-Sr U–Pb	Kramm et al. (1993) Salnikova et al.
Африканда	Кальцит–амфибол– пироксеновый пегматит	371 ± 8 - 385 ± 2	Th-Pb	(2018)
	Клинопироксенит	382 ± 12	U–Pb	Wu et al. (2010)
	Клинопироксенит	379 ± 6		
Озерная Варака	Нефелиновый клинопироксенит	376 ± 2.9	Rb-Sr	Kramm et al. (1993)
	БИОТИТ	$5/5.1 \pm 6.4$		4
	канкринитовыи сиенит	374.3 ± 4		

Таблица 2.1. Литературный обзор возраста девонских интрузивных щелочных комплексов и даек КЩКП

Продолжение таблицы 2.1

	•			
	Кальцитовый карбонатит	369.6 ± 5.3		Kramm et al. (1993)
	Ультрамафитолит	376.1 ± 0.6	D1 G	Zaitsev and Bell
	Ультрамафитолит	374.3 ± 0.3	Rb-Sr	(1995)
	Ультрамафитолит	373.1 ± 4.6		
10	Карбонатиты и	270 5 1 0 2		
Ковдор	фоскориты	$3/8.5 \pm 0.3$	U–Pb	Amelin and Zaitsev
	Кальцитовые и			(1997)
	доломитовые	377.6 ± 0.7	Pb–Th	
	карбонатиты			
	Карбонатит	380 ± 5	U–Pb	Wu et al. (2010)
	Кальцитовый			
	карбонатит из	367.8 ± 4.7		
	магматического центра			
	Фоскорит из	265 8 + 2 2		
Course	магматического центра	303.6 ± 2.3		Kramm et al. (1993)
Сокли	Карбонатит из	262.8 ± 0.1	K0-SI	
	магматического центра	502.8 ± 9.1	1	
	Метакарбонатит/	366 3 + 8		
	метафоскорит	500.5 ± 8		
	Ийолит-мельтейгит,	3628 ± 22		
	магматического центра	302.0 ± 2.2		
Салмагора	Ийолит	377 ± 1	U-Pb	Stifeeva et al. (2020)
	Лампрофир	368 ± 15	K–Ar	
	Глиммеритовый	360 ± 16	K_Ar	
	ксенолит	300 ± 10		
	Глиммеритовый	386 ± 1	$\Delta r \Delta r$	
Дайки	ксенолит	500 ± 1	711 711	Beard et al. (1996)
Кандалакшско-	Горнблендитовый	392.1 ± 1	Ar_Ar	Deard et al. (1990)
го района	Ксенолит	572.1 ± 1	711 711	
	Карбонатитовый	3956 + 44	Ar_Ar	
	Ксенолит	575.0 - 1.1		-
	Ксенолит	390.7 ± 0.6	Ar_Ar	
	горнблендита	570.7 = 0.0		
Дайки Турьего	Ийолит	373.1 ± 5.6	Rb-Sr	Kramm et al. (1993)
мыса	Мелилитолиты	372 ± 5.7	Rb-Sr	Dunworth (1997)
	Фоскорит	363 ± 3.5	Rb-Sr	

Палеозойский дайковый магматизм широко развит на всей территории КЩКП и включает более 1000 даек самых разных типов пород: ультраосновные и щелочные лампрофиры, карбонатиты, мелилитовые нефелиниты, щелочные и нефелиновые сиениты/трахиты, фонолиты и кимберлиты и др. Множество даек описано в щелочных массивах и их обрамлении, например дайки Ловозерского массива (тьозиты, мончикиты, таннбушиты, фурчиты, тингуаиты и др.), Хибинского массива (щелочные габброиды, щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, фонолиты, тингуаиты), и его обрамления (щелочные пикриты, мончикиты, щелочные лампрофиры, мелилитсодержащие перидотиты, флогопит-нефелинитовые породы), а также самостоятельные рои даек различного состава (Бородин и др. 1976; Рухлов, 1999; Арзамасцев и
др., 2009; Nosova et al., 2021) (табл. 2.2). По геофизическим данным на территории КЩКП развито преимущественно северо-восточное простирание даек, например, что характерно для даек Хибинской, Ковдорской, Контозерской и Ивановской интрузий, даек в районе Турьего Мыса и в Кандалакшском районе (Арзамасцев и др., 2009). Также множество даек простирается с севера на юг. Эти данные свидетельствуют о сильном и широко ориентированном поле растягивающих напряжений с востока на запад во время образования этих геологических тел (Кухаренко и др., 1971; Vartiainen and Paarma, 1979).

Изучаемая дайка агпаитовых сиенитов участка Мохнатые Рога расположена в центральной части Беломорского составного террейна, близжайшие щелочные и щелочно-ульраосновные массивы – Нива, Ковдор, Африканда, Оленья Варака, Лесная Варака, Салмагора, Кандагуба расположены в радиусе 35-60 км (рис. 2.1, 2.2). С этими массивами связаны дайки различного состава: щелочных лампрофиров, дайки меланонефелинитового состава, нефелинитов, фонолитов, тингуаитов (дайки массивов Африканда, Оленья Варака, Лесная Варака, Салмагора); щелочные пикриты, нефелиниты, альнеиты, фонолиты, кальциевые тингуаит-порфиры (дайки Ковдорского массива); мончикиты, саннаиты, нефелиниты, фонолиты и карбонатиты (дайки Кандагубы). Дайки Кандалакшского побережья, не связанные с масивами: айликиты, альнеиты, дамтьерниты, мончикиты, лимбургиты, фурчиты, нефелиниты и карбонатиты (Арзамасцев и др., 2009, Nosova et al., 2021; Бородин и др., 1976; Рухлов, 1999).

Место проявления	Порода, распространенность
Дайки и трубки взрыва	Щелочные габброиды, щелочные пикриты, оливиновые
Хибинского массива	меланефелиниты, фонолиты, тингуаиты (более 250 даек)
Дайки Ловозерского	Тьозиты, мончикиты, таннбушиты, минверкиты,
массива	камптоиты, фурчиты, тингуаиты
Дайки обрамления	Щелочные пикриты, мончикиты, щелочные лампрофиры,
Хибинского и	мелилитсодержащие перидотиты, флогопит-
Ловозерского массива	нефелинитовые породы
Дайки Ивановского	Щелочные лампрофиры (нефелиновые мончикиты),
вулканического	щелочные пириты, щелочные трахиты (более 100 даек)
комплекса (губа	
Ивановка, губа	
Дроздовка)	
Дайки района	Щелочные лампрофиры, дайки меланефелинитового
Африканда, Лесная	состава, нефелиниты, фонолиты, щелочные пикриты,
	дамкьерниты, тингуаитов

Таблица 2.2. Палеозойские дайки на территории КЩКП

Продолжение таблицы 2.2.

Варака, Озерная Варака,	
Хабозеро, Салмагора	
Дайки Ковдорского	Щелочные пикриты, нефелиниты, альнеиты, фонолиты,
массива и его	кальцитовые тингуаит-порфиры
обрамления	
Дайки района	Микроийолиты и микромельтейгиты, щелочные
Вуориярви,	лампрофиры оливин меланефелинитовой серии,
	фонолиты, щелочные трахиты
Дайковый комплекс	Пикриты, микромельтейгит–ийолиты, оливиновые
Турьего мыса	мельтейгет-порфиры, турьяиты, мелилитовые мончикиты,
	меланефелиниты, авгититы, нефелиновые мелилититы,
	мелилитовые нефелиниты, нефелиниты, альнеиты,
	анальцим-нефелиновый фоидит, карбонатиты (более 350
	даек)
Дайки Кандалакшского	Айликиты, альнеиты, дамтьерниты, мончикиты,
побережья	лимбургиты, фурчиты, нефелиниты и карбонатиты
Дайки района	Мончикиты, саннаиты, нефелиниты, фонолиты,
Кандагубы	карбонатиты
Дайки района	Щелочные лампрофиры (мончикиты, меланефелиниты,
Неблогоры	щелочные пикриты) и карбонатиты
Печенгский,	Долериты
баренцевоморский,	
восточно-кольский рои	
даек	
Дайки участка	Агпаитовые сиениты, трахиандезиты, андезибазальты,
Мохнатые Рога	пикритовые порфириты, щелочные лампрофиры и
	карбонатиты

Примечание. Таблица составлена по данным Бородин и др., 1976; Рухлов, 1999;

Арзамасцев и др., 2009; Мамонтов и др., 2013, Nosova et al., 2021.



Рис. 2.2. Фрагмент геологической карты Кольского региона (Mitrofanov et al., 1995) с дополнениями.

2.2. Геологическое строение участка Мохнатые Рога

Дайка агпаитовых сиенитов была обнаружена в 2010 г. в пределах юго-восточного фланга участка Мохнатые Рога (Кандалакшский район, Мурманская область) (рис. 2.3). В 2007-2013 гг Мурманской Геологоразведочной экспедицией (АО «Мурманская ГРЭ») проводились комплексные геологоразведочные работы (буровые работы, магниторазведка, электроразведка) по поискам месторождений платины, золота, меди, никеля и сопутствующих компонентов на данной территории (участок Мохнатые Рога и другие участки Южно-Ковдорской площади) (Мамонтов и др., 2009; Мамонотов и др., 2013).

Участок Мохнатые Рога расположен в Апоярви-Имандровской зоне разломов северовосточного простирания, также на западном фланге участка прослеживается пересечение глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 2.3). Участок характеризуется сложным геологическим строением, выполнен метаморфическими и магматическими образованиями позднего архея, протерозоя и палеозоя, а также линейноплощадной доледниковой гидрослюдистой коры выветривания неогенового возраста (Мамонтов и др., 2009; Мамонтов и др., 2013). В геологическом строении участка Мохнатые Рога принимают участие все нижеперечисленные комплексы пород.

Комплекс основания, верхний Архей (AR₂ mt). Метаморфический комплекс верхнего Архея сложен в основном, серыми, светло-серыми и розовато-серыми тонко-мелкозернистыми и тонкочешуйчатыми биотитовыми плагиогнейсами (рис. 2.4) и мигматитами тоналиттрондъемит-гранодиоритового состава. Для биотитовых плагиогнейсов характерны линзовиднополосчатые обособления плагиоклазового и плагиомикроклинового гранита (мигматизация). Для биотитовых плагиогнейсов характерен следующий минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит и калинатровый полевой шпат, который развит не постоянно. Акцессорные минералы представлены апатитом, реже цирконом, спорадически ортитом, сфеном и рутилом.

Амфиболиты менее распространены, по оценкам, сделанным по результатам полевых маршрутов, доля амфиболитов составляет около 1-5%. Амфиболиты встречаются в виде линз, обособлений и реже, пластовых тел (рис. 2.5).

Комплекс основания полиметаморфический и метаморфизован изофациально с гнейсами «вышележащих» толщ в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации и имеет складчатое строение. В пределах участка Мохнатые Рога породы этого комплекса распространены наиболее широко.



Рис. 2.3. Геологическая карта участка Мохнатые Рога, масштаб 1:10000 (по данным Мамонтов, 2013).



Рис. 2.3 Продолжение. Легенда к рисунку 2.3.



Рис. 2.4. Выходы светло-серых плагиогнейсов, участок Мохнатые Рога. Фото автора.



Рис. 2.5. Выходы амфиболитов, участок Мохнатые Рога. Фото автора.

Беломорский метаморфический комплекс, верхний подкомплекс (AR₂bl₃). Образования Беломорского метаморфического комплекса слагают крупные геологические тела, которые залегают выше комплекса основания. Породы комплекса претерпели полициклические деформационные и метаморфические преобразования в условиях метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой фации. Также для беломорского комплекса характерны кварцевые жилы (рис. 2.6), образованные в процессе мигматизации. В пределах участка Мохнатые Рога, Беломорский метаморфический комплекс представлен верхним подкомплексом, который не отображен на карте (рис. 2.3), но породы этого комплекса были описаны в ходе пеших маршрутов.

Верхний подкомплекс выполнен ассоциацией кианит-гранат-биотитовых (рис. 2.7), гранат-биотитовых и биотитовых ржаво-бурых, крупно- и среднезернистых крупночешуйчатых гнейсов с кордиеритом, силлиманитом и ставролитом (высокоглиноземистые гнейсы). Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, гранат, кианит, ставролит. Поздние минералы представлены мусковитом, хлоритом и силлиманитом. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, графит, турмалин, монацит, сульфиды.

Высокоглиноземистые гнейсы верхнего подкомплекса насыщены пегматитовыми и кварц-плагиоклазовыми инъекциями (в основном по сланцеватости) нижнепротерозойского возраста. В этих инъекциях и во вмещающих их гнейсах наблюдается минерализация графита. По вещественному составу пегматиты делятся на плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые, плагиомикроклиновые и микроклиновые. Слюдоносными являются плагиоклазовые и микроклиновые жилы. Керамические и комплексные (слюдяно-керамические) пегматиты обычно плагиомикроклинового или микроклинового состава.



Рис.2.6. Кварцевая жила в биотитовом гнейсе, участок Мохнатые Рога. Фото автора.

Форма пегматитовых жил линзообразная, пластообразная или неправильная с раздувами и пережимами, реже дайкообразная и штокообразная. Длина по простиранию изменяется в

пределах от 15-20 м до 300-400 м, мощность – от 1 до 20 м (редко до 200 м). Бурением установлены также были установлены «слепые» жилы.

Минеральный состав пегматитовых жил представлен плагиоклазом (олигоклазом и олигоклаз-альбитом), микроклином, кварцем и в меньшей степени биотитом и мусковитом. Второстепенными минералами являются: гранат, турмалин, апатит, иногда сфен, силлиманит, кианит, ставролит, редкоземельные (циркон, циртолит, берилл, ортит, ксенотим, монацит, пирохлор и рудные (магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, арсенопирит).



Рис. 2.7. Выходы кианит-гранат-биотитовый гнейсов, участок Мохнатые Рога. Фото автора.

*Ортоамфиболиты и анортозиты (vδAR*₂). На территории участка Мохнатые Рога встречаются разнообразные по составу ортоамфиболиты и анортозиты. Среди ортоамфиболитов преобладают роговообманковые разности, реже встречаются актинолитовые, тремолитовые и амфиболиты. Ортоамфиболиты слагают вытянутые пластообразные тела небольшой мощности. Анортозиты часто слагают маломощные прослои и шлиры среди амфиболитов и представляют собой лейкократовые породы, почти нацело состоящие из белого сахаровидного плагиоклаза (андезин-лабрадора), цоизита, в незначительном количестве в них присутствует амфибол, пироксен и гранат. В результате метаморфических процессов породы глубоко изменены. Маломощные пластообразные и линзовидные тела ортоамфиболитов залегают согласно с вмещающими их гнейсами и вместе с ними участвуют в складчатости.

Породы комплекса диоритов: гранодиориты и диориты (убАR₂). Породы этого комплекса широко развиты на участке Мохнатые Рога. Неизмененные диориты встречаются

редко. Это массивные, серого, иногда темно-серого цвета мелкозернистые породы часто с порфировыми выделениями плагиоклаза и скоплениями крупночешуйчатого биотита и амфибола. Гранодиориты образуют мощные протяженные тела, часто интенсивно мигматизированные, рассланцованные и переходящие по простиранию и падению в плагиомигматиты амфиболовых и биотитовых ортогнейсов, вместе с которыми участвуют в складчатости.

Ультраосновные и основные породы массивов Соркайокской группы (vσPR1). Эти массивы характеризуются наличием первичной магматической расслоенности пород. Отмечается приуроченность ультраосновных пород к лежачему боку, а габброидов – висячему боку массивов. По минеральному составу породы этих массивов образуют непрерывный ряд: дуниты, перидотиты (плагиолерцолиты), пироксениты (плагиовебстериты), нориты, оливиновые габбронориты, габбро и связанные с ними амфиболиты. Наблюдаются как свежие, то есть мало затронутые вторичными изменениями, так и полностью измененные породы.

Дуниты - темно-серые до черных, зеленовато-серые мелкозернистые породы. Структура панидиоморфнозернистая. Минеральный состав: оливин – до 70-80%, хромит (хроммагнетит) – до 10%, ортопироксен – до 5%. Вторичные минералы представлены амфиболом, серпентином, хлоритом, иддингситом и магнетитом.

Перидотиты (плагиолерцолиты) – темно-серые до черных, зеленовато-черные мелко, средне- и крупнозернистые породы с ржаво-бурой ноздреватой коркой выветривания. Структура породы панидиоморфнозернистая, гипидиоморфная, пойкилитовая с участками келифитовой. Текстура массивная. Минеральный состав: оливин – 30-40%, пироксены (ортопироксены и моноклинные пироксены) от 10-15 до 45-50%, плагиоклазы ряда андезин-лабрадор от 5-10% до 10-20%, биотит, хромит.

Вторичные минералы: серпентин, амфибол актинолит-тремолитового ряда, а в местах соприкосновения оливина и, значительно реже, пироксенов с плагиоклазами наблюдаются каймы амфибол-пироксенового состава, иддингсит, биотит, эпидот.

Обнажения лерцолитов на участке Мохнатые Рога были выявлены в полевых маршрутах (рис. 2.8). Породы характерного рыжего цвета, структура породы массивная, средне или крупнозернистая, местами порфировая (во вкрапленниках оливин). В ряде проявлений наблюдается заметная сульфидная минерализация. Характерны крупные измененные кристаллы ортопироксена. Он образует крупные зерна или порфиробласты со структурами распада, нередко с вростками других минералов. Характерно отсутствие серпентинизации оливина, что также свидетельствует о высокотемпературных процессах послемагматического преобразования породы. Такие процессы могли быть связаны как с общим этапом высокотемпературного метаморфизма, так и с внутрикамерными постмагматическими процессами – пироксенизации и амфиболизации.



Рис. 2.8. Выходы лерцолитов, участок Мохнатые Рога. Фото автора.

Пироксениты (плагиовебстериты, оливиновые плагиовебстериты) отмечены в единичных обнажениях. Макроскопически это темно-серые, зеленовато-серые мелко-, средне- и крупнозернистые породы с зеленовато-коричневой коркой выветривания. Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Текстура массивная. Минеральный состав: пироксены (орто- и моноклинные пироксены) – 40-75%, оливин – 10-30%, плагиоклаз от 1 до 15%, биотит, хромит (хроммагнетит). Вторичные минералы: амфибол актинолит-тремолитового ряда, серпентин, соссюрит и магнетит.

Габбронориты, оливиновые габбронориты представлены темно-серыми, зеленоватосерыми мелко-, средне- и крупнозернистыми породами. Структура габбровая, пойкилитовая и коронитовая, текстура пятнистая и массивная. Основными породообразующими минералами являются пироксены (ромбические и моноклинные) 25-55%, плагиоклазы 10-50%, оливин 5-30%. Рудные минералы: хромиты, по микротрещинам в минералах и по спайности развиваются сульфиды и магнетит. Вторичные минералы: эпидот, иддингсит, серпентин, амфиболы актинолит-тремолитового ряда, скаполит, хлориты, слюды, гранат. Акцессорные минералы: сфен, рутил, апатит и редко кварц.

Плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты ($\gamma_2 PR_1$). Плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты встречаются в виде небольших отдельных выходов и слагают тела самой различной формы. Для них характерна тесная минералогическая и пространственная связь

с мигматитами вмещающих пород, в которые они часто постепенно переходят через теневые мигматиты. Близость гранитов и мигматитов затрудняет их разделение при картировании.

Плагиомикроклиновые граниты подразделяются на отдельные разновидности в зависимости от количественных соотношений главных минералов (плагиоклаза, микроклина и кварца), по характеру цветных и акцессорных минералов, условиям залегания и взаимоотношений с вмещающими их породами. Наиболее непостоянным количеством в гранитах характеризуется микроклин. Встречаются породы, состоящие на 50-70% из микроклина и породы, практически его не содержащие. По внешнему облику плагиомикроклиновые граниты очень разнообразны. Наиболее типичные их разности характеризуются розовым или сероваторозовым цветом, массивной или слабогнейсованной текстурой, среднезернистым, реже мелко- и крупнозернистым сложением.

Палеозойский дайковый комплекс. Самыми молодыми магматическими образованиями изучаемой территории являются дайковые и жильные тела, секущие все другие геологические образования. Простирание их, в основном, везде северо-восточное, реже северо-западное. Размеры даек варьируют в очень широких пределах: мощностью от 2-5 см до 2.5-5 м, протяженностью до 15-25-100 м. Исключение составляет изучаемая дайка агпаитовых сиенитов, которая прослеживается в длину на 4 км. Контакты даек с вмещающими породами четкие, большей частью прямолинейны и крутопадающие, под углами 60-80⁰. Дайки выполнены агпаитовыми сиенитами, трахиандезитами, андезибазальтами, пикритовыми порфиритами, щелочными лампрофирами и карбонатитами.

Доледниковая кора выветривания миоцен-нижнеплиоценового возраста (N_I - N_2 ¹). В основном, продукты выветривания представлены рыхлым легко рассыпающимся супесчанодресвянистым, песчано-дресвянисто-щебенистым материалом, сохранившим текстуру и элементы залегания материнских пород. Цвет отложений различный и меняется в зависимости от состава материнской породы, глубины химического выветривания и положения в профиле. Преобладают в целом бурые, зеленовато-бурые и желтовато-бурые тона. Мощность коры выветривания колеблется в больших пределах и может достигать 100 метров и более. Измененные породы интенсивно пропитаны гидроокислами железа и насыщены прожилками (мощностью от 0.1 до 1.0 м) лимонита (лимонит замещения), то есть первоначально была развита прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Предполагается, что лимонит замещения развит, в основном, по пирротину и, в меньшей степени, по халькопириту и сфалериту. Пирит претерпел незначительные изменения. Дайка аглаитовых сиенитов участка Мохнатые Рога, расположена в 3-х км к северу от среднего течения р. Канда и в 3-х км к юго-востоку от г. Мохнатые Рога и выражается в рельефе небольшой плоской горкой, и протягиваются в широтном направлении на между двумя безымянными ручьями, впадающими в р. Канда, на водораздельном плато между высотами (отм. +381.5 м) и (отм. +418.6 м) (рис. 2.3, 2.9). Дайка была выявлена при документации скважин ЮК-19 и ЮК-24, расстояние между скважинами составляет 500 м, и оконтурена по данным бурения, электроразведки по сети 500 × 50 м, магниторазведки по сети 250 × 20 м. Параметры дайки по данным бурения и геофизической съемки на уровне земной поверхности: длина более 4 км, ширина около 160 м. Падение пород на север, угол падения 60-90° (рис. 2.3) (Мамонтов и др., 2013). Простирание дайки восточное, северо-восточное. Вмещающими породами являются метаморфические породы архея (AR₂ mt), магматические комплексы протерозоя кислого состава (γ_2 PR₁), и ультраосновные породы массивов Соркайокской группы ($v\sigma$ PR₁).

Самый мощный разрез агпаитовых сиенитов был пробурен скважиной ЮК-19 и составляет около 90 м (интервал 4.0 - 93.9 м) (фотографии керна скважины ЮК-19 приведены в главе 3), общая глубина скважины - 143 метра. В большинстве интервалов порода мелкозернистая, полнокристаллическая, в нижней приконтактовой зоне афанитовая. В низах разреза скважины ЮК-19 вскрыты плагиогнейсы и гранодиориты, нижний контакт агпаитовых сиенитов с метаморфическими породами слабо изменен. Вскрытая на глубине 118 м маломощная жилка (20 см) кальцитового карбонатита (рис. 2.10), которая внедряется по границе гнейсов и гранодиоритов и также не создает заметных изменений на контактах. Карбонатит состоит из кальцита, актинолита, диопсида и альбита. Связь карбонатитов с агпаитовыми сиенитами по этим данным не ясна, они могут быть отнесены как к единому, так и разновременным комплексам.

Разрез агпаитовых сиенитов, пробуренных скважиной ЮК-24, составляет 56 м (интервал 75.8-146.4 м) (фотографии керна скважины ЮК-24 приведены в главе 3), общая глубина скважины 245 м, вмещающие породы габбро-амфиболиты и диориты. Агпаитовый сиенит мелкозернистый, полнокристаллический, контакт агпаитовых сиенитов с габбро-амфиболитом также не изменен.



Рис. 2.9. Физико-географическая карта участка Мохнатые Рога, масштаб 1:50 000.



Рис. 2.10 Жила кальцитового карбонатита, скв ЮК-19, интервал 118 м. Фото автора.

На расстоянии 1-1.5 км от основного тела дайки были пробурены скважины ЮК-16 и ЮК-20, которыми были вскрыты горизонты окисленных, дезентегрированных агпаитовых сиенитов. В скважине ЮК-16 они описаны в интервале 2-76 м, в скв ЮК-20 в интервале 2-19.5 м (рис. 2.11). Агпаитовые сиениты, описанные в этих скважинах интенсивно пропитаны гидроокислами железа и насыщены прожилками (мощностью до 2 см) и вкрапленностью лимонита (лимонит замещения). Породы зоны окисления в основном дезинтегрированы до супесчано-древянистощебенистого состояния. Предполагается, что скважины ЮК-19, ЮК-24, ЮК-16, ЮК-20 вскрывают единое тело дайки агпаитовых сиенитов.



Рис. 2.11. Керн скважины ЮК-20, интервал 11.2-16.3 м. окисленные, дезинтегрированные агпаитовые сиениты. Фото автора.

2.3. Геологическая характеристика интрузии Нива

Единственное другое известное магматическое тело, с близким минеральным и химическим составом к агпаитовым сиенитам дайки Мохнатые Рога является интрузия агпаитовых сиенитов Нива (Arzamastsev et al., 2000), которая находится в 35 км к северо-востоку от дайки Мохнатые Рога (рис. 2.2). Интрузия Нива расположена на южном берегу озера Бабинская Имандра, в 20-30 км к западу от трех щелочно-ульраосновных массивов с карботанитами – Арфиканда, Озерная Варака и Лесная Варака (рис 2.2). Интрузия, образует линзовидное тело диаметром 1.5–2 км, и выходит на дневную поверхность на площади 200 х 300 м на южном берегу озера (рис. 2.2, 2.12, 2.13), а остальная часть интрузии покрыта четвертичной мореной. Большую часть интрузии слагает мелкозернистый и среднезернистый агпаитовый сиенит. Также в интрузии присутствует зона катаклаза, состоящая из протяженной зоной тонкозернистых ортоклазитов, пересекающих агпаитовый сиенит.

Вмещающими породами являются Архейские амфибол-биотитовые гнейсы Беломорской серии. На контакте с вмещающими породами была выявлена зона фенитизированных гнейсов мощностью 1-2 м. Рядом с агпаитовым сиенитом находится ксенолит метасоматизированного гранатового гранулита, который обнажается на площади 20 х 30 м. Переход от ксенолита гранатового гранулита к агпаитовым сиенитам в полевых условиях не был выявлен. Такой тип гранулитов характерен для Лапландско-Колвицкого гранулитов также были обнаружены в палеозойской брекчии ультраосновного лампрофира на Еловом острове, Кандалакшского залива

(Kempton et al., 1995). Предполагается, что ксенолит гранатового гранулита интрузии Нива был поднят из более глубоких уровней земной коры щелочной магмой.

Интрузия была впервые описана А. А. Арзамасцевым, Арзамасцевой Л. В. в 1999 г. (Арзамасцева и Пахомовский, 1999; Arzamastsev et al., 2000). Был исследован химический и минеральный состав породы, и получены данные о возрасте агпаитовых сиенитов: Rb–Sr 379 ± 21 млн лет и Sm–Nd 383±58 млн лет.



Рис. 2.12. Схема геологического строения южной части интрузии Нива, составленная автором.





Рис. 2.13. Выходы агпаитовых сиенитов в южной части интрузии Нива (а-г). Фото автора.

ГЛАВА З. МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1 Материал

Коллекция каменного материала для исследования была собрана диссертантом. Образцы агпаитовых сиенитов дайки участка Мохнатые Рога были отобраны в 2011 г. на кернохранилище АО «Мурманская ГРЭ» г. Апатиты и включают в себя 34 образца из скважины ЮК-19, и 45 образцов из скважины ЮК-24 (рис. 3.1-3.2). 27 образцов апатитовых сиенитов интрузии Нива были отобраны на естественных обнажениях в ходе полевых работ в 2014 году (рис. 3.3). Отобранный каменный материал был использован для изготовления прозрачно-полированных шлифов, порошковых проб и протолочек.









Рис. 3.1 Фотографии керна скважины ЮК-19, интервал 8.3-48.2 м, 92.9-94.0 м – агпаитовые сиениты (а-з), 94 м - 97.5 м контакт агпаитовых сиенитов и амфибол-биотитовых гнейсов (и). Фото автора.









Рис. 3.2 Фотографии керна скважины ЮК-24, интервал 71.5-75.8 м - контакт агпаитовых сиенитов с габбро-амфиболитами (а), 75.8-124.6 м агпаитовые сиениты (б-л). Фото автора.



Рис. 3.2. Агпаитовый сиенит интрузии Нива, образец Н-2-2. Фото автора.

3.2 Методы исследований

Петрографическое исследование. Петрографическое описание пород (84 петрографических шлифов) было произведено с помощью методов оптической микроскопии (отраженная и просвечивающая микроскопия) и растровой электронной микроскопии, на поляризационном микроскопе Leica DM2700P и сканирующих микроскопах JEOL JSM-6700 и TESCAN MIRA-3 FEG Oxford в лабораториях института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН). Отбор навесок минералов производится на бинокулярном микроскопе Motic.

Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия. Состав минералов (306 анализов) был определен методом электронно-зондового микроанализа на приборе Cameca SX 100 с четырьмя вертикальными спектрометрами в ГЕОХИ РАН. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока 30 нА и размерах пучка от 3 до 5 мкм. В качестве стандартов использовались как натуральные, так и синтетические образцы (предоставленные Смитсоновским институтом), проверенные на однородность И сертифицированные по химическому составу: Si - андрадит, Na - жадеит, K/Al - ортоклаз, Ca/Fe - авгит, Mg - оливин, Mn – родонит, Ti - оксид титана, Sr - целестин, Ba - барит, Nb - Rb₂Nb₄O₁₁, Zr – Zr, Ta – Ta, для Th и U - гомогенные стекла с известным содержанием компонентов. Предел обнаружения составлял ~0.03 мас. % для большинства определяемых элементов и ~0.1 мас. % для РЗЭ, Th, U и F. Для измерения использовался метод РАР-коррекции (поправки на атомный номер, флуоресценцию и поглощение). Химический состав минералов группы лампрофиллита из интрузии Нива изучен с помощью электронного микрозонда Jeol JXA-8100 во Всероссийском

научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н. М. Федоровского (ФГБУ ВИМС). Измерения выполнялись при рабочем напряжении 15-20 кВ, силе тока 30-40 нА и диаметре расфокусированного пучка 3 мкм. В качестве стандартов для определения содержания элементов использовались как природные, так и синтетические соединения.

Состав минералов также был определен на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA-3 FEG Oxford в ГЕОХИ РАН. Съемка изображений в обратно-рассеянных электронах и характеристическом рентгеновском излучении элементов, а также уточнения фазового состава проводились при ускоряющем напряжении 20 kV и диаметре пучка электронов 1 мкм.

Рентгеноструктурный анализ. Рентгеноструктурный анализ для определения кристаллической структуры фторбаритолампрофиллита был проведен в ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН. Анализ выполнен с использованием монокристальных дифрактометров Bruker Smart Apex II и Xcalibur Oxford Diffraction, оснащенных ССС-детекторами, при температуре 120К.

Термогравиметрический анализ. Определение содержания OH/H₂O для фторбаритолампрофиллита выполнено методом термогравиметрии с использованием синхронного термического анализатора STA NETZSCH STA 409C Luxx в Федеральном исследовательском центре проблем химической физики и медицинской химии РАН (ФИЦ ПХФ и МХ РАН). Измерение проводилось в чистом аргоне при скорости потока 40 мл/мин и скорости нагрева 5 К/мин.

ИК-спектроскопия. Инфракрасный спектр поглощения фторбаритолампрофиллита был получен на спектрометре ALPHA FTIR Bruker Optics в ФИЦ ПХФ и МХ РАН.

Рентгенофлуоресцентный анализ. Определение содержаний петрогенных элементов в породах (26 проб), выполнено в ГЕОХИ РАН с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axious Advanced PW 4400/04, который обеспечивает возможность количественного определения содержания широкого круга элементов от кислорода до урана в диапазоне 10^{-4} - 100 мас. %. Прибор оснащен рентгеновской трубкой с Rh анодом, мощностью 4 kW, сканирующим каналом по Соллеру с кристаллами-анализаторами (PE-002-C, PX-1, GeIII-C, LIF-200, LIF-220) и детектирующим устройством, состоящим из проточного и запаянного пропорциональных счетчиков, и сцинтилляционного детектора. Пробы для анализа готовили путем прессования в таблетки диаметром 20 мм растертого до 200 меш исходного материала весом 300 мг с добавлением в качестве связующего вещества полистирола в соотношении 5:1. Из отдельной навески определяли потери при прокаливании.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой. Концентрации микроэлементов в изучаемых породах (13 проб) измеряли в институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Finnegan Element XR. Очищенные образцы пород (100 мг) разлагали в смеси концентрированной плавиковой и азотной кислот. Фториды металлов разрушали выпариванием образцов в концентрированной соляной кислоте с образованием сухих солей. Полученные образцы разбавляли азотной кислотой и добавляли к образцу раствор индия в качестве внутреннего стандарта в концентрации 10 нг/г. Для контроля качества измерений образцы чередовали с сертифицированными стандартами Геологической службы США: STM-2 (сиенит), BHVO-2 (базальт), COQ-1 (карбонатит) (Schudel et al., 2015). Пределы обнаружения элементов варьировались от 0.01 нг/г для тяжелых и средних элементов до 0.1 нг/г для легких элементов. Типичные ошибки анализа составляли 1-3 отн. %: 1% для Sr, Y, Zr, Th, La, Ce, Pr, Nd, Dy, Ho, Yb; 2% для Ba, Eu, Tb; 2.4- 2% для Nb; и 12% для U. Концентрации элементов рассчитывали с использованием серии градуировочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, HPS (А и В) с диапазоном 0.07-10 нг/г.

Часть анализов (4) была получена на квадрупольном масс-спектрометре X-series II Thermo Scientific в аналитическом центре ГЕОХИ РАН. Содержание элементов в пробе определялось при помощи стандартных растворов ICP-MS-68A solution A, разбавленного до концентраций 10, 25 и 50 мкг/л, и ICP-MS-68A solution B, разбавленного до концентраций 5, 10, 25 и 50 мкг/л. В качестве внутреннего стандарта использовался раствор In 10 мкг/л. Обработка данных, получаемых с квадрупольного масс-спектрометра, проводилась с помощью разработанной программы iPlasmaProQuad (Kolotov et al., 2022). Для контроля качества измерений образцы чередовали с сертифицированными стандартами BHVO-2 (базальт), МЩ-4 (луяврит), МЩ-3 (уртит).

К-Аг метод датирования. Калий-аргоновое датирование пород дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива получен по минеральному концентрату лампрофиллита в ИГЕМ РАН. Результаты получены на масс-спектрометре ИГ МИ-1201. Прибор имеет анализатор магнитного сектора 90° с радиусом 200 мм, порог изотопной чувствительности 2×10⁻⁶, максимальное разрешение при 10%-м уровне высоты пика 2300 (Чернышев и др., 2006).

Монофракцию лампрофиллита для определения К-Аг возраста готовили из дробленой породы методами магнитной, электромагнитной сепарации и сепарации в тяжелых жидкостях. Содержание калия определяли в двух отдельных пробах по 200 мг из монофракции. Образцы помещали в две платиновые чашки. В каждую чашку добавляли смесь кислот HF (10 мл) + HClO₄ (5 мл). Далее образцы выпаривали в печи на кварцевой бане в вытяжном шкафу до сухих солей.

Затем в каждую чашку добавляли еще HClO₄ (5 мл) и повторяли процедуру выпаривания. Полученные соли тщательно промывали дистиллированной водой и выливали в колбы с 10 мл раствора MgCl₂. Растворы дополнялись дистиллированной водой до 100 мл. Содержание калия в растворах определяли методом пламенной спектрофотометрии с точностью $\pm 1\%$ отн. (1 σ) на приборе ФПА-01. Концентрацию радиогенного ⁴⁰Ar определяли изотопным разбавлением (с изотопом ³⁸Ar в виде пика). Точность контролировалась систематическими анализами геохронологического эталона П-207 (мусковит). Значения возраста были рассчитаны с использованием сертифицированных на международном уровне констант распада Steiger and Jager (1977).

Термоионизационная масс-спектрометрия. Изотопный состав Rb-Sr и Sm-Nd в породе определяли в Центре изотопных исследований (ВСЕГЕИ им. Карпинского, Санкт-Петербург) с использованием термоионизационного масс-спектрометра TRITON TI. Предварительно очищенные от поверхностных загрязнений образцы (50–150 мг) помещали на 30 мин в 0.5N HCl на ультразвуковой ванне, и растворяли в смеси кислот HF + HNO₃ + HClO4 при 120°C в закрытых тефлоновых стаканах в течение 5 суток в автоклаве. Химическое разделение элементов проводили с помощью хроматографического разделения на ионообменных колонках с катионообменной смолой BioRad AG 50х8 (Richard et al., 1976; Pin et al., 1994). Бланки, проанализированные в ходе аналитических сессий, не превышали 0.01 и 0.1 пд для Rb и Sr и 0.02 пд для Sm и Nd. Концентрации элементов определяли изотопным разбавлением с добавлением калиброванных изотопных индикаторов: 149 Sm- 150 Nd и 87 Rb- 84 Sr. Для нормировки использовались значения 88 Sr/ 86 Sr = 8.375209 и 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219. Изотопный состав стандарта Nd JNdi-1 был 143 Nd/ 144 Nd = 0.512109±6 (Tanaka et al., 2000).

ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЙКИ АГПАИТОВЫХ СИЕНИТОВ УЧАСТКА МОХНАТЫЕ РОГА 4.1. Геохимические особенности

Изучаемые агпаитовые сиениты характеризуется высоким коэффициентом агпаитности (~ $K_a = 1.23$) (табл. 4.1), а по сравнению с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами Ловозерского и Хибинского массивов, изучаемые породы содержат более чем в три раза больше железа (ср. содержание Fe₂O₃ 17.02 мас. %) и титана (ср. содержание 3.37 мас. % TiO₂), и примерно в два раза больше марганца (ср. содержание 0.54 мас. % MnO), но меньше кремнезема (ср. содержание 46.51 мас. % SiO₂), алюминия (ср. содержание 11.86 мас. % Al₂O₃) и щелочей (ср. содержание 6.34 мас. % Na₂O и до 3.82 мас. % K₂O) (табл. 4.1). Содержание петрогенных элементов в опробованных скважинах ЮК-19 и ЮК-24 по всей мощности агпаитовых сиенитов, значительно не изменяется.

Также отличительной чертой агпаитовых сиенитов является высокое содержание фтора, так в породообразующих минералах, в частности, в минералах группы лампрофиллита (МГЛ) содержится до 3.22 мас. % F, в минералах супергруппы амфибола (МСА) - до 3.82 мас. % F и в акцессорном нунканбахите - до 2.57 мас. % F. Среди пород дайковой серии КЩКП аналогов изучаемой породы на момент исследования в литературе не описано. Наиболее близкие по химическому и минеральному составу являются агпаитовые сиениты интрузии Нива (табл. 4.1), образцы которых были также изучены автором.

На диаграмме суммы щелочей к кремнезему составы агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога в поле конечных продуктов дифференциации ультраосновных лампрофиров КЩКП и перекрываются с наиболее развитыми составами даек Кадагубского района, района Кандалакши и агпаитовыми сиенитами интрузии Нива (рис. 4.1).

На классификационной диаграмме вулканических пород (Le Maitre et al., 2002), основная масса полученных анализов для агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога попадает в поле фоидитов, фонотефритов и тефритов, составы агпаитовых сиенитов интрузии Нива в поле тефрифонолитов (рис. 4.2).

Значения отношения Na_2O/K_2O в агпаитовых сиенитах варьируют от 0.77 до 2. Принадлежность изучаемых сиенитов к щелочной серии, также показана на диаграмме щелочноизвесткового индекса MALI (Na_2O+K_2O+CaO)—SiO₂ (Frost and Frost, 2008), где все полученные анализы находятся в поле щелочной магматической серии (Рис. 4.3).



Рис. 4.1 Составы агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога, интрузии Нива, дайковых и агпаитовых пород Кольской щелочно-карбонатитовой провинции (Герасимовский и др., 1966; Галахов, 1975; Бородин и др., 1976; Рухлов, 1999; Nosova et al., 2021) на диаграмме отношения Na₂O+K₂O к SiO₂, УОЛ – поле составов ультраосновных лампрофиров, ЩЛ – поле составов щелочных лампрофиров (Rock, 1991).



Рис. 4.2 Составы агпаитовых сиенитов дайки участка Мохнатые Рога и интрузии Нива на классификационной диаграмме для вулканических пород (Le Maitre et al., 2002).



Рис. 4.3. Положение химических составов агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога (красные круги) и интрузии Нива (зеленые треугольники) на диаграмме щелочно-известкового индекса MALI (Na₂O+K₂O+CaO) – SiO₂ (Frost and Frost, 2008).

68

	Номер образца	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	П.П.П.	Сумма	Ka
1	UK-19/4.2	4.2	51.26	3.27	11.18	15.85	Н.О.	0.50	1.23	0.84	5.72	5.95	0.12	3.61	99.53	1.42
2	11-UK-22	8.15	45.4	3.57	10.65	17.65	н.о.	0.58	2.00	2.83	5.54	2.61	0.37	7.82	99.02	1.12
3	11-UK-23	15.1	45.02	3.50	11.65	17.39	н.о.	0.59	1.71	2.56	5.89	2.99	0.23	7.85	99.38	1.11
4	UK-19/26.8	26.8	48.16	3.49	11.54	16.75	н.о.	0.54	1.06	2.46	6.13	5.10	0.17	4.00	99.40	1.35
5	UK-19-37.0	37.0	44.25	3.78	10.64	19.24	Н.О.	0.56	1.58	2.4	5.70	3.23	0.05	7.52	98.95	1.21
6	11-UK-26	37.1	44.82	3.66	11.38	18.13	Н.О.	0.56	1.68	2.43	5.71	3.39	0.06	7.05	98.87	1.15
7	11-UK-27	37.8	47.35	2.93	12.62	12.42	н.о.	0.4	3.36	1.59	6.32	4.41	0.06	7.77	99.23	1.20
8	UK-19/44.0	44.0	47.59	3.12	11.56	17.59	н.о.	0.55	1.11	2.93	7.25	4.15	0.08	3.40	99.33	1.42
9	11-UK-28	47.1	45.31	3.46	11.15	18.00	н.о.	0.58	1.75	2.36	5.62	3.91	0.04	7.42	99.60	1.21
10	11-UK-29	48.0	45.83	3.27	11.63	17.26	н.о.	0.58	1.91	2.2	5.77	3.96	0.04	6.59	99.04	1.18
11	UK-30	60.5	45.48	3.59	11.09	17.98	н.о.	0.6	0.83	3.58	5.92	3.96	0.04	6.41	99.48	1.26
12	UK-19/69.4	69.4	49.40	3.56	10.34	15.76	Н.О.	0.32	1.86	2.00	4.57	5.94	0.26	5.21	99.22	1.35
13	UK-19/73.5	73.5	45.49	3.48	11.72	17.11	н.о.	0.58	1.95	2.62	5.90	3.77	0.04	6.62	99.28	1.18
14	UK-19/90	90.0	46.78	3.21	12.95	17.13	Н.О.	0.53	1.06	2.00	7.12	3.91	0.11	4.24	99.04	1.23
15	UK-19-91.7	91.7	45.84	3.18	12.27	17.05	н.о.	0.51	0.95	3.54	6.80	3.69	0.11	4.40	98.34	1.24
16	UK-24-6	81.5	44.76	3.24	13.44	н.о.	16.01	0.65	0.86	2.73	7.53	2.57	0.09	7.19	99.07	1.13
17	UK-24-11	90.4	45.85	3.44	12.43	н.о.	15.83	0.55	0.93	2.30	7.07	3.19	0.15	7.70	99.44	1.21
18	UK -24-17	103.0	47.8	3.16	12.89	н.о.	14.23	0.48	0.86	2.72	7.27	3.10	0.05	7.41	99.97	1.19
19	UK-24-32	124.3	46.17	3.27	13.69	н.о.	15.04	0.47	0.82	2.28	7.35	3.01	0.23	7.48	99.81	1.12
20	UK-24-37	133.9	45.95	3.37	12.85	н.о.	16.1	0.58	0.83	2.39	7.23	2.93	0.21	7.20	99.64	1.17
21	UK -24-42	138.4	48.11	3.32	11.41	н.о.	14.7	0.54	0.91	2.72	6.75	4.51	0.07	6.13	99.17	1.40
22	Ср. ан. 1-21		46.51	3.37	11.86	17.02	15.32	0.54	1.39	2.45	6.34	3.82	0.12	6.33	99.28	1.23
23	H-1-1		50.49	3.31	11.83	13.31	Н.О.	0.45	2.71	1.77	7.41	3.98	0.15	4.07	99.48	1.39
24	Н-2-3		50.75	3.41	11.54	13.21	н.о.	0.6	2.1	2.57	7.54	3.57	0.06	4.09	99.44	1.41

Таблица 4.1. Химический состав агпаитовых сиенитов (мас. %) дайки Мохнатые Рога, интрузии Нива, Ловозерского и Хибинского массивов

Продолжение таблицы 4.1.

	Номер образца	Глубина м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Ka
25	H-2-4	—	50.55	3.79	11.81	13.38	н.о.	0.73	1.98	1.89	8.00	2.69	0.05	4.76	99.63	1.36
26	H-4-3	—	50.37	4.09	11.26	14.06	н.о.	0.63	1.88	2.65	7.53	3.03	0.06	3.84	99.40	1.39
27	H-8-1	—	51.76	3.78	11.02	13.1	н.о.	0.59	2.18	2.63	7.28	3.87	0.05	3.28	99.54	1.47
28	Ср. ан. 29-33	_	50.78	3.68	11.49	13.41	н.о.	0.60	2.17	2.30	7.55	3.43	0.07	4.01	99.50	1.40
29	Ловозеро	—	53.35	0.91	17.62	5.73	1.55	0.31	0.95	1.36	10.11	5.20	0.15	2.72	99.96	1.26
30	Хибины		53.22	1.05	21.26	2.59	1.58	0.18	0.65	1.80	9.81	6.52	0.29	0.91	99.86	1.09

Примечание. Анализы 1-21 - агпаитовые сиениты дайки Мохнатые Рога (1-15 скважина ЮК-19, 16-21 скважина ЮК-24), 23-28 - агпаитовый сиенит интрузии Нива. Анализы 1-15 и 23-27 Fe определено как Fe₂O₃ общее, анализы 16-21 Fe определено как FeO общее; 29 - Средний химический состав Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966); 30 - Средний химический состав Хибинского массива (проба «Хибины Генеральная» Арзамасцев и Митрофанов, 2009); К_а-коэффициент агпаитности. Н.о. – не определено.

Агпаитовые сиениты дайки Мохнатые Рога содержат значительные концентрации Sr, Ba, Zr, Nb и P3Э, так среднее содержание бария (6051 г/т) близко к содержанию в агпаитовом сиените интрузии Нива (6007 г/т) и намного выше чем в Ловозерском и Хибинском массивах (690 и 629 г/т, соответственно) (табл. 4.2). Для сравнения, все агпаитовые породы из интрузии Илимауссак (Гренландия) содержат менее 100 г/т бария (Bailey et al.,2001; Sorensen et al., 2011), а луяврит из массива Посус-ди-Калдас (Бразилия) - 132 г/т (Ulbrich et al., 2005). Среднее содержание стронция (4878 г/т) близко к содержанию в агпаитовом сиените интрузии Нива (5113 г/т), тогда как среднее содержание стронция в Ловозерском массиве – 610 г/т, а в Хибинском массиве составляет 1398 г/т (табл. 4.2). Породы интрузии Илимауссак также обеднены стронцием (<100 г/т), в то время как тингуаиты массива Посус-ди-Калдас содержат до 2700 г/т стронция.

Среднее содержание циркония (2251 г/т) что согласуется с высоким содержанием ZrO₂ в пироксенах из агпаитовых сиенитов дайки (до 1.26 мас. % ZrO₂), и также близко к содержанию в агпаитовом сиените интрузии Нива (1953 г/т). При этом, среднее содержание циркония в Ловозерском массиве выше - 3480 г/т, чем в изучаемой породе, тогда как его среднее содержание в Хибинском массиве значительно ниже – 531 г/т. Подобные высокие концентрации циркония обнаружены в щелочных породах интрузии Иллимаусак и луяврите массива Посус-ди-Калдас – до 4000 г/т (Bailey et al., 2001; Sorensen et al., 2011; Ulbrich et al., 2005). Среднее содержание ниобия составляет 599 г/т, что аналогично его содержанию в агпаитовом сиените интрузии Нива (567 г/т), а также в Ловозерском массиве (696 г/т), но выше чем в Хибинском массива Илимауссак и составляет >700 г/т, тогда как в луяврите Посус-ди-Калдас – 368 г/т. Высокие содержания ниобия отмечены в поздних минеральных фазах агпаитовых сиенитов изучаемой дайки: до 1.63 мас. % Nb₂O₅ в поздней генерации МГЛ; до 3.51 мас. % Nb₂O₅ в нунканбахите; до 2.65 мас. % Nb₂O₅ в рутиле. Это свидетельствует об увеличении активности ниобия на поздних стадиях кристаллизации расплава.

Средние содержание суммы редкоземельных элементов в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога – 877 г/т, близко к содержанию в агпаитовом сиените интрузии Нива (754 г/т) и в Хибинском массиве (843 г/т), и в два раза меньше чем в Ловозерском массиве (1838 г/т) (табл. 4.2). Повышенные концентрации редкоземельных элементов были определены в фторстрофите, который содержит до 6.77 мас. % La₂O₃ и до 1.18 мас. % Ce₂O₃.

Опробованная скважина ЮК-19 по всей мощности агпаитовых сиенитов (интервал 4.0 - 93.9 м), показывает высокие содержания Ba, Sr, Zr, Nb, РЗЭ для всех проб, без значительных колебаний. Исключение составляет проба ЮК-19/6.4 м, где отмечены самые низкие

содержания бария и стронция (Sr- 3733 г/т, Ba-4587 г/т), при этом содержания циркония и ниобия остаются на диапазоне средних значений (Zr-2008 г/т, Nb-538 г/т). Наиболее обогащенной по отношению бария и стронция является проба ЮК-19/37.8 м, содержание стронция составляет 6466 г/т, содержание бария – 8158 г/т, при этом содержание циркония и ниобия достигает в этой пробе минимальных значений - 1761 г/т Zr, и 383 г/т Nb. Проба ЮК-19/37.8 м, также является наиболее обогащенной в отношении редкоземельных элементов, так содержание суммы редкоземельных элементов в этой пробе - 1416 г/т, наименее обогащенной является проба ЮК-19/9.1 м - \sum_{P39} = 732 г/т (рис. 4.4, 4.5, табл. 4.2).



Рис. 4.4. Изменение содержаний стронция и бария по разрезу скважины ЮК-19.


Рис. 4.5. Изменение содержаний циркония, ниобия и суммы РЗЭ по разрезу скважины ЮК-19.

На спайдер-диаграмме, нормализованной к хондриту (рис.4.6), спектр распределения редкоземельных элементов для агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога находится в области более низких содержаний по сравнению с Ловозерским массивом, и аналогичен концентрациям в интрузии Нива. Общая сумма редких земель - $\sum_{P39} = 877$ г/т, Ce/Yb_N = 7.98.

На спайдер-диаграмме, нормализованной к примитивной мантии, также показан схожий характер распределения элементов для агпаитовых сиенитов дайки и интрузии Нива (Рис. 4.7), на котором выделяются значительные концентрации Ва, Nb, Sr и Zr. При этом, повышенное содержание Ва и Sr отличают агпаитовые сиениты дайки и интрузии Нива от пород Ловозерского и Хибинского массивов.

Отсутствие Eu-аномалии на спектре РЗЭ указывает на характер кристаллизационной дифференциации родоначальной щелочной магмы исследованных агпаитовых сиенитов без фракционирования плагиоклаза. Таким образом, полученные результаты подтверждают ранее предложенную идею (Когарко, 1977; Downes et al., 2005) о значительно недосыщенной кремнеземом первичной магме КЩКП с широким полем кристаллизации мелилита, а не плагиоклаза. А значительное накопление Sr, Ba, Zr, Nb и РЗЭ, наблюдаемое в агпаитовых сиенитах, также отражает длительную дифференциацию и остаточный характер расплава (Герасимовский и др., 1966; Kopylova et al., 2021; Nosova et al., 2021).



Рис. 4.6. Распределение РЗЭ для массивов агпаитовых сиенитов КЩКП (по данным таблицы 4.2), нормированное на хондрит (Sun and McDonough, 1989).



Рис. 4.7. Распределение редких элементов для массивов агпаитовых сиенитов КЩКП (по данным таблицы 4.2), нормированное на примитивную мантию (Sun and McDonough, 1989).

Таблица 4.2. Химический состав (г/т) агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога, интрузии Нива, Ловозерского и Хибинского массивов и Кольской щелочной провинции

	Дайка Мохнатые Рога											
	1	9	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12
Элемент	ЮК- 19/4.2	ЮК- 19/6.4	ЮК- 19/8.15	ЮК- 19/9.1	ЮК- 19/23.5	ЮК- 19/26.8	ЮК- 19/37.8	ЮК- 19/44.0	ЮК- 19/47.1	ЮК- 19/69.4	ЮК- 19/90.0	Ср. ан. 1-11
Li	71.1	67.7	65.3	63.7	65.1	62.8	44.9	68.0	75.8	81.8	74.9	67.4
Be	19.9	18.7	18.1	17.1	18.7	19.3	12.3	19.9	21.0	21.2	18.7	18.6
Sc	1.55	1.33	1.48	2.45	3.25	1.47	2.39	1.16	1.36	1.08	1.57	1.74
V	302	275	278	285	303	294	343	259	277	241	278	285
Cr	4.7	2.96	8.1	12.4	6.1	4.0	7.6	6.6	19.4	17.5	14.7	9.44
Со	27.0	23.8	23.5	23.2	24.0	24.6	19.4	22.9	24.7	21.4	23.7	23.5
Ni	6.67	3.34	6.68	7.46	8.24	5.30	10.5	4.68	13.2	11.9	12.6	8.23
Cu	136	124	115	111	120	120	114	113	109	107	106	116
Zn	390	332	372	330	373	362	174	338	429	409	376	353
Ga	199	149	175	163	176	195	224	183	187	191	168	183
Rb	156	139	102	73.8	152	155	61.3	139	168	190	80.6	128.7
Sr	5307	3733	4779	4519	4454	5448	6466	4935	5201	4370	4444	4878
Y	84.2	69.4	76.0	85.2	71.8	87.9	56.8	81.1	81.7	60.5	75.7	75.5
Zr	2473	2008	2155	2512	2122	2558	1761	2171	2315	2510	2173	2251
Nb	663	538	644	610	594	619	383	601	646	684	602	599
Мо	18.7	17.6	17.0	14.5	14.1	13.9	0.38	16.7	21.2	2.79	14.4	13.8
Cs	1.21	1.16	1.04	0.73	1.36	1.22	0.07	1.06	1.42	2.97	0.98	1.20
Ba	6576	4587	5786	5243	5434	6611	8158	6170	6059	6413	5526	6051
La	215	181	204	167	193	185	404	200	221	226	206	218
Ce	351	296	333	277	319	311	631	329	368	375	346	358
Pr	33.9	28.6	32.1	27.4	30.4	30.5	57.1	32.1	35.1	34.4	33.4	34.1
Nd	109.4	91.9	102.4	90.2	97.0	99.9	176.5	103.4	112.4	104	107	109

Продолжение таблицы 4.2.

						Цайка Мохн	атые Рога					
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	ЮК- 19/4.2	ЮК- 19/8.15	ЮК- 19/9.1	ЮК- 19/23.5	ЮК- 19/26.8	ЮК- 19/37.8	ЮК- 19/44.0	ЮК- 19/47.1	ЮК- 19/6.40	ЮК- 19/69.4	ЮК- 19/90.0	Ср. ан. 1-11
Sm	17.8	16.8	15.9	15.6	16.9	23.8	17.0	18.0	14.7	14.3	17.3	17.1
Eu	6.66	6.15	6.05	5.75	6.62	7.95	6.37	6.69	5.38	5.45	6.31	6.31
Gd	20.77	19.74	18.86	18.08	20.49	26.58	20.02	21.42	17.53	17.95	19.8	20.11
Tb	2.69	2.44	2.61	2.3	2.71	2.48	2.57	2.65	2.24	2.08	2.52	2.48
Dy	15.4	13.7	15.3	13.0	16.1	11.7	14.7	15.0	12.7	11.6	14.1	13.9
Но	3.10	2.75	3.12	2.61	3.30	2.17	2.98	3.02	2.57	2.36	2.83	2.80
Er	9.23	8.17	9.26	7.81	9.98	6.31	8.86	8.97	7.67	7.34	8.38	8.36
Tm	1.33	1.17	1.35	1.11	1.46	0.84	1.27	1.29	1.11	1.10	1.21	1.20
Yb	8.31	7.51	8.48	7.11	9.29	5.35	8.03	8.14	7.01	7.14	7.61	7.63
Lu	1.06	0.94	1.07	0.89	1.17	0.70	1.01	1.02	0.89	0.91	0.97	0.97
Hf	37.1	32.8	37.2	32.7	38.7	30.2	33.7	34.7	31.3	40.5	33.1	34.7
Та	18.5	16.8	16.2	15.7	17.8	15.7	16.2	16.8	13.8	17.9	15.8	16.5
W	3.10	2.79	2.56	2.15	1.38	0.18	1.94	2.15	2.79	2.79	3.41	2.30
Pb	11.8	9.40	8.68	15.4	9.74	15.5	9.69	17.5	14.7	14.9	10.8	12.6
Th	35.0	31.8	28.4	30.2	30.3	48.8	31.7	34.6	29.6	35.3	33.1	33.5
U	17.4	15.7	16.3	13.9	16.8	11.2	15.5	17.5	14.4	14.4	16.2	15.4
Ce/Yb	42.2	44.3	32.7	44.9	33.5	118.0	41.0	45.3	42.2	52.5	45.5	49.3
Sr/Ba	0.81	0.83	0.86	0.82	0.82	0.79	0.8	0.86	0.81	0.68	0.8	0.81
Nb/Zr	0.27	0.3	0.24	0.28	0.24	0.22	0.28	0.28	0.27	0.27	0.28	0.27
La/Yb	25.9	27.2	19.7	27.2	19.9	75.4	24.9	27.1	25.9	31.6	27.0	30.2
∑РЗЭ	881	828	732	789	803	1416	830	906	740	871	851	877

Продолжение таблицы 4.2.

_					Ловозеро	Хибины			
Элемент	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	H-1-1	Н-2-3	H-2-4	H-4-3	H-8-1	H-8-3	Ср. ан. 13-18		
Li	58.9	54.5	65.9	58.2	56.6	56.6	58.5	55.0	24.2
Be	17.0	18.2	21.5	16.9	17.7	17.9	18.2	8.70	Н.О.
Sc	Н.О	13.0	Н.О	Н.О	12.82	Н.О	12.9	2.8	8.0
V	257	260	223	284	274	261	260	108	137.9
Cr	27.7	15.5	7.89	18.0	44.9	40.8	25.8	28.0	143.7
Со	23.5	24.0	21.3	24.2	24.5	22.8	23.4	5.00	16.9
Ni	16.0	19.7	6.23	80.7	36.5	26.1	30.9	12.0	106.7
Cu	116	133	108	99.6	117	98.6	112	Н.О.	Н.О.
Zn	598	176	521	572	200	675	457	210	Н.О.
Ga	29.3	Н.О.	35.3	32.3	Н.О.	33.3	32.5	60.0	Н.О.
Rb	99.6	68.8	72.1	63.7	59.7	59.5	70.6	230	114.9
Sr	5507	4926	4207	5570	5425	5045	5113	610	1398
Y	68.2	77.4	80.6	71.8	70.9	71.8	73.4	47.2	53.2
Zr	1906	1856	1894	2041	2079	1943	1953	3480	531
Nb	541	595	504	446	684	631	567	696	226.8
Mo	6.13	12.7	7.82	12.0	11.1	10.2	9.97	1.7	Н.О.
Cs	1.21	0.91	1.1	1.09	0.46	0.48	0.88	1.62	1.89
Ba	6851	4616	5026	6693	6470	6385	6007	690	629
La	162	189	195	180	183	161	178	481	206.8
Ce	319	306	310	293	298	272	300	860	322.8
Pr	26.8	30.0	30.4	27.5	28.8	25.8	28.2	н.о.	39.3
Nd	85.2	98.1	97.1	88.2	92.1	83.5	90.7	298	143.6
Sm	13.6	16.3	15.5	14.4	14.7	13.9	14.7	45.0	25.2
Eu	4.7	5.99	5.1	4.8	6.08	4.8	5.25	11.0	6.82
Gd	13.93	12.57	29.30	35.33	32.26	33.28	26.11	32.0	16.7
Tb	2.1	2.5	2.4	2.3	2.3	2.3	2.3	6.0	2.19
Dv	12.1	134	139	13.1	12.8	13.0	13.0	23.0	9.72

				Интрузи	1я Нива			Ловозеро	Хибины
Элемент	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	H-1-1	H-2-3	H-2-4	H-4-3	H-8-1	H-8-3	Ср. ан. 13-18		
Но	2.39	2.74	2.71	2.54	2.63	2.56	2.60	5.00	1.61
Er	7.47	7.71	8.29	7.78	7.52	7.82	7.76	14.00	3.75
Tm	1.03	1.15	1.11	1.08	1.12	1.08	1.10	0.77	0.47
Yb	6.86	6.81	7.08	6.91	7.06	7.02	6.96	10.0	2.81
Lu	0.92	0.95	0.92	0.9	0.93	0.93	0.92	1.8	0.39
Hf	34.4	30.4	33.0	37.1	33.6	35.3	34.0	83.0	13.4
Та	15.1	14.9	12.7	13.0	17.7	17.4	15.2	60.0	22.4
W	4.6	0.4	2.35	1.54	0.97	2.62	2.08	Н.О.	Н.О.
Pb	10.4	14.6	12.5	9.47	11.1	14.6	12.1	14.6	Н.О.
Th	31.7	28.5	32.3	30.0	29.6	28.7	30.1	35.0	23.4
U	12.9	15.3	14.4	13.5	15.7	13.6	14.2	16.1	2.85
Ce/Yb	46.6	44.9	43.8	42.4	42.3	38.8	43.1	86.0	114.9
Sr/Ba	0.80	1.07	0.84	0.83	0.84	0.79	0.86	0.88	2.22
Nb/Zr	0.28	0.32	0.27	0.22	0.33	0.32	0.29	0.20	0.43
La/Yb	23.6	27.7	27.6	26.0	26.0	22.9	25.6	48.1	73.6
УРЗЭ	754	741	806	746	701	750	754	1838	843

Продолжение таблицы 4.2.

<u>Грзэ</u> 754 741 806 746 701 750 754 1838 843 Примечание. Анализы 1-12 - агпаитовые сиениты дайки Мохнатые Рога, скважина ЮК-19, 13-19- агпаитовые сиениты интрузии Нива, 20средний химический состав Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966), Y - (Арзамасцев и Митрофанов, 2009); 21 - вычисленный средний состав Хибинского массива (Арзамасцев и Митрофанов, 2009). Н.о. – не определено.

4.2. Минеральный состав и петрографическое описание

Агпаитовые сиениты дайки Мохнатые Рога полнокристаллические мелкозернистые, серозеленого цвета, с порфировой структурой и сильно неоднородной основной массой (рис. 4.8). Главные минералы представлены кристаллами ортоклаза (25–30 об. %), энигматита (5–15 об. %), Ti-обогащенного эгирин-авгита (10–15 об. %), минералами группы лампрофиллита (МГЛ) (15– 25 об. %), минералами супергруппы амфибола (МСА) (5–10 об. %) и астрофиллитом (0–5 об. %) - эти минералы образуют идиоморфные более крупные кристаллы. Матрица сложена мелкозернистым ксеноморфным ортоклазом (10-30 об. %), натролитом (30-50 об. %) и феррипирофиллитом (10-25 об. %). Акцессорные минералы представлены нунканбахитом, ильменитом, рутилом, баритом, кальцитом, минералами супергруппы апатита и минералами группы сульфидов и др. (табл. 4.3).

Количественно-минеральный состав в изученных образцах керна скважин ЮК-19 и ЮК-24 варьирует незначительно. Характерной особенностью породы, является присутствие среди породообразующих минералов, типичных минералов агпаитовой ассоциации – энигматита и МГЛ: лампрофиллита, фторлампрофиллита, баритолампрофиллита, и нового минерала этой группы – фторбаритолампрофиллита, впервые описанного в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива (Filina et al., 2019). Это особенность резко выделяет изучаемою породу от других разновидностей агпаитовых сиенитов КЩКП (Буссен и Сахаров, 1972; Галахов, 1975; Боруцкий, 1988; табл. 1.4).



Рис. 4.8. Макроизбражение агпаитового сиенита из скважины ЮК-19 (обр. ЮК-19/26.8 м).

Минерал, формула	Агпаитовый сиенит	Агпаитовый сиенит
	дайки Мохнатые Рога	интрузии Нива
Главные минералы		
Ортоклаз K(AlSi ₃ O ₈)	25-30 об. % в., (10-30	35-45 об. %
	об. %, о.м.)	
Энигматит Na ₂ Fe ₅ TiO ₂ (Si ₆ O ₁₈)	5–15 об. % в.	10-15 об. %
Ті-обогащенный эгирин-авгит	10–15 об. % в.	10-15 об. %
$(Ca,Na)(Fe^{3+},Mg,Fe^{2+})Si_2O_6)$		
Минералы группы лампрофиллита:	15-25 об. % в.	10-15 об. %
Лампрофиллит		
$(Na,Mn^{2+})_3(Sr,Na)_2(Ti,Fe^{3+})_3(Si_2O_7)_2O_2(OH,O,F)_2$		
Фторлампрофиллит Na ₃ (SrNa)Ti ₃ (Si ₂ O ₇) ₂ O ₂ F ₂		
Баритолампрофиллит		
$(Ba,Na)_2(Na,Ti,Fe^{3+})_4Ti_2(Si_2O_7)_2O(OH,F)$		
Фторбаритолампрофиллит		
$(Ba,Sr,K)_2[(Na,Fe^{2+})_3TiF_2][Ti_2(Si_2O_7)_2O_2]$		
Минералы супергруппы амфибола:	5–15 об. % в.	10-15 об. %
Калио-арфведсонит		
KNa ₂ Fe ²⁺ 4Fe ³⁺ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂		
Калио-фтор-катофорит		
K(CaNa)(Mg ₄ Al)(AlSi ₇ O ₂₂)F ₂		
Натролит Na ₂ (Al ₂ Si ₃ O ₁₀)·2H ₂ O	30-50 об. % о.м.	15-20 об. %
Феррипирофиллит Fe ³⁺ 2(Si ₂ O ₅)2(OH)2	10-25 об. % о.м.	
Второстепенные минералы		
Астрофиллит	0-5 об. % о.м.	0-5 об. %
$K_2Na(Fe^{2+},Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4F$		
Акцессорные минералы		
Нунканбахит BaKNaTi ₂ (Si ₄ O ₁₂)O ₂	+	+
Ильменит FeTiO ₃	+	+
Рутил TiO ₂	+	
Барит* Ва(SO ₄)	+	+
Кальцит Са(СО3)	+	
Карбонат Мп* Мп(СО ₃)	+	
Карбонат REE*	+	
Карбонат Ca-Sr*		
Минералы супергруппы апатита:		
Фторапатит (Са5(РО4)3F)	+	+
Фторкафит SrCaCa ₃ (PO ₄) ₃ F	+	+
Фторстрофит SrCaSr ₃ (PO ₄) ₃ F	+	+
Беловит-(Ce) NaCeSr ₃ (PO ₄) ₃ F		+
Беловит-(La) NaLaSr ₃ (PO ₄) ₃ F		+
Минерал группы сульфидов		
Сфалерит ZnS	+	+
Пирит FeS ₂	+	
Халькопирит СиFeS2	+	
	1. ·	1

Таблица 4.3. Минеральный состав агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

Примечание. в. – вкрапленики, о.м. – основная масса. *Минерал диагностирован по

полуколичественному микрозондовому анализу.

Обычно для агпаитовых пород характерна агпаитовая последовательность кристаллизации, при которой темноцветные минералы кристаллизуются после лейкократовых, и последние сохраняют большую идиоморфность. В агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога светлоцветные минералы подверглись вторичным изменениям (натролитизации более раннего нефелина и калишпатизации первичного K-Na полевого шпата) и, как следствие, темноцветные минералы характеризуются относительно идиоморфными очертаниями кристаллов. Очень редко ортоклаз встречается в виде корродированных реликтов в агрегатах, сложенных цветными минералами. Чаще наблюдаются обратные соотношения: крупные зерна ортоклаза с неровными гранями содержат многочисленные включения темноцветных минералов. Внутри ортоклаза встречаются вростки эгирин-авгита, МГЛ, МСА и др. МСА обрастает Ті-обогащенным эгиринавгитом II. МГЛ I замещается калио-арфведсонитом и эгирин-авгитом II, а в интерстициях между этими цветными минералами развивается натролит и феррипирофиллит. Энигматит замещается астрофиллитом, также в энигматите присутствуют многочисленные включения Ті-обогащенного эгирин-авгита I и II.

По петрографическим наблюдениям выделено три стадии кристаллизации минералов агпаитовых сиенитов:

– На первой стадии кристаллизовались K-Na полевой шпат, *нефелин*, ильменит, Ti-обогащенный эгирин-авгит I, энигматит, МГЛ I, калио-фтор-катофорит.

На второй стадии происходило замещение К-Na полевого шпата ортоклазом,
 кристаллизовались МГЛ II, калио-арфведсонит, астрофиллит, Тi-обогащенный эгирин-авгит II.
 На третьей стадии происходило образование минералов поздней стадии: натролита,
 феррипирофиллита, МГЛ III (рис. 4.9).

Ортоклаз образует крупные изометричные кристаллы размером 1-1.5 мм, в который включены зерна энигматита, МСА, эгирин-авгита и МГЛ I и II (рис. 4.10 е; 4.11 в-д; 4.12 в, г, 4.13 е), также встречаются и более мелкие зерна ортоклаза в интерстициях (рис. 4.11а, б). Под микроскопом ортоклаз бесцветный или слабо буроватого оттенка из-за неравномерно проявленной пелитизации (рис. 4.10 а); рельеф низкий.

Натролит образует мелкозернистую массу в интерстиции между зернами темноцветных минералов и ортоклазом, встречается и в виде пластинчатых выделений неправильной формы, размером от 0.2-0.5 мм (рис. 4.10 г, д), также были описаны теневые структуры нефелина, полностью замещенные натролитом (рис. 4.10 б). Натролит обладает низким рельефом.

Ті-обогащенный эгирин-авгит равномерно распределен по всему объему породы, встречается как в виде отдельных игольчатых или призматических кристаллов, так и в виде скоплений или радиально-лучистых агрегатов (рис. 4.10 а, д, е; 4.11 а, б; 4.12 г, д; 4.13 а, б, д). Кристаллы, часто зонально окрашенные со светло-зеленой центральной зоной и травянисто

81

зелеными краями и со слабым плеохроизмом, размером 0.5-1.3 мм. Первая генерация эгиринавгита встречается в виде реликтовых кристаллов в энигматите (рис. 4.12 е), более поздняя генерация эгирин-авгита II, развивается по энигматиту, МСА, МГЛ I и II.

МСА образуют удлиненные крупные (0.5-1.2 мм) зональные по составу кристаллы буровато-коричневого цвета с зелеными краями (рис. 4.10 г, е; 4.11 б), обладают высоким положительным рельефом, низким двупреломлением, косым угасанием под углом $C:N_p$ до 30°, отрицательным удлинением и заметным плеохроизмом в зеленовато-бурых и синевато-зелёных тонах с обратной схемой абсорбции. По краям кристаллов МСА часто развивается Ti-обогащенный эгирин-авгит II (рис. 4.12 д; 4.13 в-д).

МГЛ в агпаитовых сиенитах образуют три генерации. МГЛ генераций I образованы крупными (0.5-2 мм) зональными по составу, призматическими кристаллами светло-желтого цвета и их радиально-лучистыми сростками, которые равномерно распределены по всей массе породы и кристаллизовались одними из первых (рис. 4.10 а, в, г, е; 4.11 а, г; 4.12 а, 4.12 б-в). К генерации II относятся ксеноморфные интерстициальные выделения (рис. 5.9 в) или более мелкие призматические кристаллы темно-желтого цвета. МГЛ генерации III образуют игольчатые кристаллы и обнаружены в самых поздних минеральных ассоциациях.

Энигматит образует пластинчатые кристаллы, размером от 0.3 до 0.8 мм с совершенной спайностью (рис. 4.10 в, 4.11 а, б, д, 4.13 а-г), минерал отчетливо плеохроирует от красного и красно-оранжевого по N_p до черного по N_g , формула абсорбции – прямая. По краям (а иногда и полностью) кристаллы энигматита замещаются астрофиллитом (рис. 4.10 г, д; 4.12 д, е).

Астрофиллит представлен радиально лучистыми агрегатами, образующиеся по энигматиту (рис. 4.10 г, д; 4.12 д, е), размером 0.2–0.6 мм. Цвет минерала светло-желтый, желтооранжевый, плеохроирует в желто-оранжевых тонах: $N_g = 1.733$, $N_m = 1.703$, $N_p = 1.678$.

Феррипирофиллит образует мелко чешуйчатые агрегаты, размером до 0.2 мм (рис. 4.10 а, в, д, е; 4.11 а-д; 4.12 г; 4.13 б-в). Цвет коричневато-желтый, минерал плеохроирует от зеленоватого до желтого.

Нунканбахит образует призматические кристаллы соломенно-желтого цвета, часто в ассоциации с МГЛ. **Ильменит** был обнаружен в виде реликтовых включений в МГЛ. **Минералы** супергруппы апатита в породе встречаются в виде скоплений гипидиоморфных кристаллов, размером до 150 мкм.

Основные взаимоотношение минералов в агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога показаны на рисунках 4.10-4.13.

	Стадия	Ι	II	III
Минерал				
Ортоклаз		К-Nа ПШ	кпш	
Нефелин				
Ильменит				
Ті-обогащенный эгирин-	авгит I			
Энигматит				
МГЛ І				
Калио-фтор-катофорит				
МГЛ Ш				
Калио-арфведсонит				
Астрофиллит			-	
Ті-обогащенный эгирин-	авгит II		_	
МГЛ Ш				
Натролит				
Феррипирофиллит				

Рис. 4.9. Последовательность минералообразования агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога.



Рис. 4.10. Взаимоотношение минералов в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога (скважина ЮК-19, 15.1 - а-г; 75.9 м. - д, е). Срастание призматических и радиальных кристаллов МГЛ I и II (Lmp), окруженных игольчатыми кристаллами Ti-обогащенного эгирин-авгита (Px) и субидиоморфными зонально окрашенными кристаллами амфибола (Amp) (a, в, г, е). Идиоморфные и ксеноморфные кристаллы энигматита (Aen) (a, в, г, д), по краям замещенные астрофиллитом (Ast) (г, д) с включениями Ti-обогащенного эгирин-авгита II. Ортоклаз (Or) с включениями темноцветных минералов (a, в, е). Интерстиции представлены мелкозернистым ксеноморфным натролитом (Ntr), и желтыми агрегатами феррипирофиллита (Fep) (a, в, д, е).

Теневая структура нефелина, полностью замещенная натролитом (б). Оптическое изображение в параллельных (а, в-е), и скрещенных николях (б).



Рис. 4.11. Взаимоотношение минералов в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога (скважина ЮК-19, а-г - 15.1 м; д, е - 8.15 м.). Срастание призматических кристаллов МГЛ (Lmp), окруженных игольчатыми кристаллами Ті-обогащенного эгирин-авгита (Рх) и ксеноморфным чешуйчатым феррипирофиллитом (Fep) (а, г). Идиоморфные и ксеноморфные кристаллы энигматита (Aen) (а, б, д) с включениями Ті-обогащенного эгирин-авгита II по краям замещенные астрофиллитом (Ast) (а). Ортоклаз (Ог) с включениями темноцветных минералов (в, г), и с



включением ксеноморфного пирита и Ті-обогащенного эгирин-авгита (е). Оптическое изображение в параллельных (а, б, г, д), в скрещенных николях (в), и в отраженном свете (е).

Рис. 4.12. Взаимоотношение минералов в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога (скважина ЮК-19). Срастание радиальных кристаллов МГЛ (Lmp), окруженных игольчатыми кристаллами Ti-обогащенного эгирин-авгита (Px) (а, б), и ксеноморфным чешуйчатым феррипирофиллитом (Fep) (а, г). Ортоклаз (Or) с включением темноцветных минералов (в, г). Зонально окрашенный кристалл амфибола (Amp), в ассоциации с энигматитом (д), замещение энигматита астрофиллитом (е). Развитие Ti-обогащенного эгирин-авгита II по лампрофиллиту, калио-



арфведсониту и энигматиту (а, д, е). Оптическое изображение в параллельных (а, г-е), скрещенных николях (в), в обратно-отраженных электронах (б).

Рис. 4.13. Взаимоотношение минералов в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога (скважина ЮК-24, 129.8 м). Срастание игольчатых радиально-лучистых кристаллов Ті-обогащенного эгирин-авгита I (Рх) в матрице, состоящей из ортоклаза (Ог) и феррипирофиллита (Fep) (а). Призматические кристаллы МГЛ (Lmp) (б, в) и зонально окрашенные кристаллы амфибола (Amp) (в-д), по которым развивается Ті-обогащенный эгирин-авгит II (а-д). Развитие ксеноморфного чешуйчатого феррипирофиллита (Fep) (а-е). Ортоклаз (Ог) с включением

темноцветных минералов (e). Ксеноморфный кристалл энигматита (Aen) по краям замещается астрофиллитом (Ast) (г). Оптическое изображение в параллельных (a-д), и скрещенных николях (e).

Агпаитовые сиениты из интрузии Нива представляет собой мелко- и среднезернистую породу, темно-зеленого цвета с массивной структурой (рис. 4.14), которая состоит из ортоклаза (35-45 об. %), натролита (15-20 об. %), Ті-обогащенного эгирин-авгита (10–15 об.%), энигматита + астрофиллита (10–15 об.%), минералов группы лампрофиллита – (10-15 об.%), минералов супергруппы амфибола (10-15 об.%) и акцессорных нунканбахита, минералов супергруппы апатита, барита, сфалерита и пирита. По сравнению с агпаитовыми сиенитами дайки Мохнатые Рога, содержит больше лейкоратовых минералов (табл. 4.3).

Лейсты ортоклаза, размером 2-4 мм в породе пойкилистически заключают зерна других минералов (рис. 4.15 а-в, д-ж). Натролит образует мелкозернистые, пластинчатые выделения неправильной формы, которые заполняют интерстиции между темноцветными минералами и ортоклазом (рис. 4.15 б-г, з). Энигматит образует крупные пластинчатые кристаллы с совершенной спайностью (рис. 4.15 а, д, е, з), отчетливо плеохроирует от красного и краснооранжевого. В энигматите присутствуют многочисленные включения Ti-обогащенного эгиринавгита. Ti-обогащенный эгирин-авгит образуют зональные игольчатые или удлинено– призматические кристаллы со светло-зелеными ядрами, и травянисто зелеными каймами, и часто развивается по краям других темноцветных минералов (рис. 4.15 а-е, з). МГЛ образуют светложелтые удлиненно-призматические кристаллы или радиально-лучистыми сростки (рис. 4.15 а-в, д-ж). МСА образуют идиоморфные кристаллы с коричневыми ядрами, и темно-зелеными каймами, местами по трещинам замещается титанистым эгирин-авгитом (рис. 4.15 б-г, е). Агрегаты игольчатого астрофиллита по краям замещают энигматит, вплоть до образования псевдорофоз (рис. 4.15 а, е).



Рис. 4.14. Макрофотография агпаитового сиенита из интрузии Нива (обр. Н-1-1).



Рис. 4.15 Взаимоотношение минералов в агпаитовых сиенитах интрузии Нива. Срастание призматических кристаллов МГЛ (Lmp), окруженных игольчатыми зелеными кристаллами

эгирин-авгита (Px) и зональными розовато-коричневыми кристаллами амфибола (Amp) (б, д, е). Коричневые кристаллы энигматита (Aen) (а, д, е, з), по краям замещенные астрофиллитом (Ast) (а, д, е). Включения игольчатого эгирин-авгита в энигматите (а), МГЛ (б, д, е), развитие эгиринавгита по более раннему амфиболу (г). Ортоклаз (Or) с включениями темноцветных минералов (а, д, ж), Интерстиции сложены мелкозернистым ксеноморфным натролитом (Ntr) (з). Оптическое изображение в параллельных (а-е), и скрещенных николях (ж-з).

4.3. Геохронология по данным К-Аг метода

Полученный с помощью К–Аг метода (в качестве геохронометра использовалась монофракция МГЛ) возраст агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога составил 368 ± 9 млн лет (табл 4.4), что совпадает с возрастом палеозойского щелочного магматизма КЩКП (368-385 млн лет) (Kramm et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994; Арзамасцев, 1998; Арзамасцев и др., 2001). В частности, полученный возраст близок к полученным возрастам для агпаитовых сиенитов интрузии Нива – 373 ± 10 млн лет (K–Ar метод, данные автора), 379 ± 21 млн лет (Rb–Sr метод), 383 ± 58 млн лет (Sm–Nd метод) (Arzamastsev et al., 2000), Ловозерского массива – 370.4 ± 6.7 млн лет (Kramm and Kogarko, 1994) и Хибинского массива – 366.6 ± 19.8 млн лет (Kramm and Kogarko, 1994).

Таблица 4.4. Результаты К-Аг датирования МГЛ из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

N⁰	Образец	Объект	Калий, %	⁴⁰ Ar _{рад} (нг/г) ± о	⁴⁰ Аг _{возд} , % в образце	Возраст, млн лет ± 2 σ
1	ЮК-19л	Дайка Мохнатые Рога	1.61±0.02	45.54±0.14	5.98	368 ± 9
2	Нива-Лам	интрузия Нива	1.57±0.02	45.11±0.14	5.15	373 ± 10

4.4. Изотопный состав Sr и Nd

Начальные изотопные отношения стронция и неодима для агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога составляют: 0.702999–0.704718 Sri и 0.512424–0.512444 Ndi (табл. 4.5). При изотопной ковариации єSr – єNd (рис. 4.16) эти результаты попадают в поле «деплетированная мантия» и близки с данными по нефелиновым сиенитам Хибинского, Ловозерского массивов и интрузии Нива (Arzamastsev et al., 2000; Kramm and Kogarko, 1994). Таким образом, изотопный состав (Sr-Nd) указывает на мантийный источник для дайки Мохнатые Рога.

Геохимические и изотопные данные подтверждают происхождение пород Ловозерского массива из резервуара мантии FOZO (Zartman and Kogarko, 2017; Kogarko et al., 2010), который рассматривается как признак плюмового магматизма (Stracke et al., 2005). В исследованиях Арзамасцева и др. (2001); Downs et al. (2005); Kogarko et al. (2010) и Nosova et al. (2021) было

показано, что высокообогащенные расплавы КЩКП отражают низкие степени плавления плюмового источника, обогащенного метасоматическим компонентом.

	дайка Мохнатые Рога								
NºNº	1	2	3	4					
Обр №	UK-19	UK-24-26	UK-19	UK-19					
Порода/Минерал	Wr	Wr	Lmp	Px					
m, g	0.14037	0.13273	0.06426	0.09941					
Rb, г/т	130.17	47.63	175.54	147.29					
Sr, г/т	4250.74	53249.99	881.41	1986.93					
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.088571	0.214423	0.002587	0.11865					
2σ%	0.628004	0.600695	3.534672	0.417817					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703828	0.704144	0.703316	0.703884					
2σ %	0.001086	0.00131	0.000567	0.000968					
2σ abs.	0.000008	0.000009	0.000004	0.000007					
Sm, г/т	11.44	9.61	4.75	9.61					
Nd, г/т	69.09	56.28	29.55	56.28					
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.100106	0.103231	н.а.	0.094411					
2σ%	0.3	0.1	н.а.	0.3					
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512671	0.512677	н.а	0.512656					
2σ %	0.000873	0.000448	н.а.	0.000373					
2σ abs.	0.000004	0.000002	н.а.	0.000002					
Sri	0.703355	0.702999	0.703302	0.70325					
εSr	-10.0801	-15.1318	-10.8252	-11.5594					
Ndi	0.512426	0.512424	н.а.	0.512424					
εNd	5.284681	5.246149	н.а.	5.247271					

Таблица 4.5. Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные для агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога

Примечание. Wr - порода, Lmp – минерал группы лампрофилита, Px - пироксен,

н.а. – не анализировали.



Рис. 4.16. Корреляционная диаграмма єSr–єNd для дайки Мохнатые Рога, интрузии Нива (Arzamastsev et al., 2000), Хибинских и Ловозерских пород (Kramm and Kogarko, 1994) и минералов (Kogarko et al., 2010). КСL - Кольская карбонатитовая линия (Kramm et al., 1993), мантийные резервуары HIMU, EM-1, EM-2, DMM, BE, FOZO (Hart, 1988; Hart and Staudigel, 1989; Hart et al., 1992).

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ ДАЙКИ АГПАИТОВЫХ СИЕНИТОВ УЧАСТКА МОХНАТЫЕ РОГА

5.1. Ортоклаз

Состав ортоклаза характеризуется высоким содержанием калия и низким содержанием натрия (0.02–1.14 мас. %), который аналогичен по составу ортоклазу из агпаитовых сиенитов интрузии Нива (табл. 5.1). Первичное происхождение ортоклаза, в агпаитовых сиенитах является маловероятным и предполагается, что ортоклаз был образован по более раннему К-Na полевому шпату. Замещение первичного К-Na полевого шпата ортоклазом на позднемагматическом этапе было также показано на примере ювит-уртитов, нефелин-кальсилитовых сиенитов (рисчорритов) и малиньитов Хибинского массива (Боруцкий, 1988; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Азарова, 2004).

Компо- нент	SiO ₂	TiO ₂	Al2O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	Сумма
1	64.19	0.02	18.72	0.09	0.04			0.06	16.75	0.08		99.95
2	63.63	0.04	19.16	0.11	0.06	0.03		1.14	15.65			99.82
3	64.67	0.03	18.9	0.46		0.04	0.01	0.08	16.72	_	0.11	101.02
4	64.87	0.03	18.95	0.06	0.03	0.05	0.02	0.09	16.58		0.03	100.71
5	64.29	0.02	18.70	0.99	0.06	0.12	0.05	0.07	16.36		0.06	100.72
6	63.58	—	18.00	1.72	0.19	0.29	0.14	0.05	16.00	0.01		99.98
7	64.58	—	18.75	0.03	—	0.02		0.07	16.73		—	100.18
8	64.84	0.02	18.97	0.12	0.01	0.01		0.10	16.86	0.05	0.07	101.05
9	65.14		17.95	0.2	0.08		0.01	0.07	16.28		0.03	99.76
10	66.33	0.02	17.92	0.14	0.01		0.01	0.05	16.28		0.07	100.83
11	64.67	0.02	18.97	0.33	0.03	0.03		0.10	16.49	0.07	0.06	100.77
12	64.63		18.55	0.23	0.02	0.04	0.05	0.16	16.45	0.04		100.17
13	64.17	0.03	17.71	0.13	0.06	0.01		0.03	16.79		—	98.93
14	64.01	—	17.82	0.10	—			0.05	16.81			98.79
15	65.37		18.36	0.01	0.01			0.02	16.84	0.01		100.62
16	64.97	0.02	18.11	0.07				0.04	17.02	0.11		100.34
17	64.81	0.04	17.91	0.10	0.05	0.01	0.20	0.10	16.67			99.89
18	64.63		18.22	0.07	0.04			0.03	16.87	0.01		99.87
19	64.65	0.05	18.23	0.26	0.01		0.02	0.07	16.97			100.26
20	65.16		18.73	0.09	0.01	0.01		0.06	16.94			101.00
21	64.39		18.04		0.09		0.51	0.22	16.55			99.8
22	65.37	0.01	18.4	0.03	0.02		0.01	0.04	16.99			100.87
23	64.98	0.08	18.45	0.06	0.01			0.06	16.94			100.58
24	64.61	0.03	18.25	0.03	0.01			0.05	16.83	0.09		99.90
25	64.04	0.01	18.00					0.07	16.74	0.11		98.97
26	64.3		18.13	0.18	0.04		0.01	0.09	16.73			99.48
27	64.57	0.02	18.54	0.13				0.02	16.76	0.05		100.09

Таблица 5.1. Химический состав (мас. %) ортоклаза из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

Компо-	SiOn	TiO	A12O2	FeO	MnO	MgO	CaO	NacO	KaO	SrO	BaO	Cymma
нент	5102	1102	A1203	Teo	MIIO	MgO	CaO	INd2O	K20	510	DaO	Сумма
28	65.33		18.41	0.31	0.07	0.05		0.04	16.84	—		101.05
29	63.36	0.04	18.01					0.02	16.45	—		97.88
		Форм	ульные	коэфф	ициент	ы, расс	читанн	ные на 8	в атомої	вО		
	Si	Al	K	Na	Fe	Ca						
1	2.98	1.02	0.99	0.01								
2	2.95	1.05	0.93	0.10								
3	2.97	1.02	0.98	0.01	0.02							
4	2.98	1.03	0.97	0.01								
5	2.97	1.02	0.96	0.01	0.04							
6	2.97	0.99	0.95		0.07	0.01						
7	2.98	1.02	0.99	0.01					_	—		
8	2.98	1.03	0.99	0.01								
9	3.02	0.98	0.96	0.01	0.01							
10	3.03	0.97	0.95		0.01							
11	2.97	1.03	0.97	0.01	0.01							
12	2.99	1.01	0.97	0.01	0.01							
13	3.01	0.98	1.00		0.01							
14	3.01	0.99	1.01									
15	3.01	0.99	0.99									
16	3.00	0.99	1.00									
17	3.01	0.98	0.99	0.01		0.01						
18	3.00	1.00	1.00									
19	2.99	1.00	1.00	0.01	0.01							
20	2.99	1.01	0.99	0.01								
21	2.99	0.99	0.98	0.02		0.03						
22	3.00	1.00	1.00									
23	2.99	1.00	1.00	0.01								
24	3.00	1.00	1.00						_	—		
25	3.00	0.99	1.00	0.01						—	—	
26	3.00	1.00	0.99	0.01	0.01							
27	2.99	1.01	0.99		0.01							
28	3.00	1.00	0.99		0.01							
29	3.00	1.00	0.99			<u> </u>						

Продолжение таблицы 5.1

Примечание. Анализы 1-20 – ортоклаз из дайки Мохнатые Рога, 21-29 – ортоклаз из интрузии Нива. «—» – ниже предела обнаружения.

5.2. Ті-обогащенный эгирин-авгит

Ті-обогащенный эгирин-авгит в агпаитовых сиенитах встречается как в виде отдельных игольчатых или призматических кристаллов, так в виде скопленной или радиально-лучистых агрегатов (рис. 5.1). Кристаллы зональные по составу – от ядра к периферии увеличивается содержания натрия, железа, титана и уменьшается содержание магния, кальция и циркония (табл. 5.2, рис. 5.2, 5.3). Зональность характерна для пироксенов как ранней, так и поздней генерации. Изучаемые пироксены характеризуются высоким содержанием титана (до 5.99 мас. % TiO₂) и

циркония (до 1.26 мас. % ZrO₂) (табл. 5.2, П.1.). При пересчете на формульные коэффициенты в большинстве анализов, выявлен избыток натрия, $[Na-(Fe^{3+}+Al_{oct})]$, который показывает положительную корреляцию с [Ti+Zr], что свидетельствует о наличии минала Ti-Zr эгирина $(Na(Ti,Zr)_{0.5}(Mg, Fe^{2+})_{0.5}Si_2O_{6,})$ в изучаемых пироксенах (табл. 5.2, рис. 5.4). Наличие этого минала было показано на примере пироксенов из других щелочных комплексов (Mann et al., 2006; Nielsen, 1979). Однако большинство анализов содержат больше [Ti+Zr] чем необходимо для образования Ti-Zr эгирина. Кроме минала Ti-Zr эгирина, титан также может присутствовать в виде нептунитового компонента состава Na₂FeTiSi₄O₁₂ (Ferguson, 1977).

Такое высокое содержание TiO_2 для пироксенов из дайки Мохнатые Рога близко к содержанию в пироксенах интрузии Нивы (до 6.05 мас. %, табл. 5.3) и выше, чем в пироксенах из Ловозерского массива – до 3.68 мас. % TiO_2 (Kogarko et al., 2006), Хибинского массива – до 4.21 мас. % TiO_2 (Яковенчук и др., 2008), массива Илимауссак – до 1.26 мас. % TiO_2 (Larsen, 1976); наиболее высокое содержание титана (до 8 мас. % TiO_2) зафиксировано в пироксенах из массива Гардинер (Nielsen, 1979).

Содержание ZrO₂ в пироксенах из дайки достигает 1.26 мас. % (табл. 5.2). Для сравнения, пироксены из интрузии Нива содержат до 0.59 мас. % ZrO₂ (табл. 5.3), пироксены из Ловозерского массива содержат до 1.35 мас. % ZrO₂ (Kogarko et al., 2006), пироксены из Хибинского массива – до 1.03 мас. % ZrO₂ (Яковенчук и др., 2008), пироксены массива Илимауссак до 1.82 мас. % ZrO₂ (Larsen, 1976), пироксены из агпаитовых сиенитов массива Гардинер – до 2.9 мас. % ZrO₂ (Nielsen, 1979).



Рис. 5.1. Игольчатые кристаллы Ті-обогащенного эгирин-авгита (px) (a), и зональный кристалл призматической формы (б) из агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога. Изображение в обратно отражённых электронах.

N⁰	Зона кристалла	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O5	ZrO ₂	Сумма
1	C	50.57	3.18	0.72	19.36	0.39	4.79	10.12	7.65	0.01	0.36	1.26	98.42
2	R	50.94	4.67	0.89	19.49	0.29	4.06	8.06	9.09	0.05	0.41	0.44	98.35
3	С	51.43	1.24	0.75	13.35	0.42	9.72	18.85	3.27	0.07	0.21	0.16	99.46
4	R	50.83	3.23	0.93	16.81	0.41	6.77	13.54	6.02	0.07	0.29	0.45	99.31
5	С	50.63	1.83	0.9	14.14	0.41	8.91	17.66	3.7	0.06	0.13	0.27	98.66
6	R	50.99	2.22	0.81	17.13	0.53	6.85	13.96	5.68	0.07	0.33	0.93	99.51
7	R	51.7	5.99	0.57	22.95	0.23	1.41	2.17	12.29	0.05	0.08	0.45	97.94
8	С	48.85	2.05	0.56	17.13	0.62	7.26	15.21	4.38	0.03	0.18	0.74	97.01
9	R	51.12	0.37	0.42	33.01		0.34	0.56	12.71	0.01			98.54
10	R	49.01	2.00	0.53	17.76	0.55	6.92	14.33	4.73	0.01	0.2	0.64	96.68
11	С	49.52	3.16	0.59	19.7	0.55	5.46	11.68	6.42		0.25	0.93	98.26
12	R	49.9	4.89	1.13	20.36	0.35	4.52	8.19	8.52		0.33	0.24	98.43
13	R	51.08	0.34	0.38	32.64		0.52	0.83	12.31		0.03		98.13
14	С	49.22	2.69	0.58	18.95	0.54	6.07	12.87	5.6	0.01	0.22	0.89	97.64
15	R	49.49	4.64	0.78	19.37	0.37	5.29	10.34	7.18	0.01	0.26	0.23	97.96
16	С	50.06	1.79	0.47	17.92	0.54	7.31	15.03	4.62	0.02	0.2	0.55	98.51
17	R	51.31	5.77	0.47	25.86	0.24	1.48	2.39	11.63	0.04	0.09	0.21	99.49
18	С	50.55	3.81	0.59	21.13	0.54	4.76	10.36	7.37	0.01	0.25	0.83	100.2
19	R	51.78	6.63	0.53	24.25	0.31	1.87	3.96	11.14	0.02		0.25	100.74
20	С	51.08	2.09		16.31	0.63	8.63	17.87	3.47	0.02	0.16	0.66	100.92
21	R	48.8	4.61	0.56	21.41	0.36	3.85	8.28	8.07	0.02	0.28	0.25	96.49
22	С	49.17	2.8	0.53	19.07	0.49	5.89	12.34	5.96	0.02	0.21	0.84	97.32
23	R	51.04	5.03	0.74	22.48	0.28	3.63	6.68	9.46	0.02	0.3	0.37	100.03
24	R	51.19	3.26	1.01	19.07	0.4	6.31	11.86	6.8		0.28	0.24	100.42
25	С	50.72	1.9	0.62	15.87	0.6	8.66	17.39	3.6	0.01	0.18	0.67	100.22
26	C	49.77	1.86	0.56	16	0.58	7.99	15.88	4.08	0.02	0.16	0.63	97.53
27	R	50.63	5.33	0.68	20.62	0.31	3.65	6.82	9.58	0.01	0.3	0.16	98.09
28	R	51.52	0.49	0.3	31.08	0.05	0.59	1.13	12.82				97.98
29	R	49.45	1.8	0.55	15.4	0.65	8.38	16.82	3.54	0.01	0.14	0.56	97.30

Таблица 5.2. Химический состав (мас. %) Ті-обогащенного эгирин-авгита из дайки Мохнатые Рога

Продолжение таблицы 5.2. Формульные коэффициенты, рассчитанные на 6 атомов О

No	Si ^{IV}	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Ti	V	Zr	Mg	Fe ²⁺	Mn	Ca	Na
1	1.96	0.03		0.44	0.09	0.01	0.02	0.28	0.19	0.01	0.42	0.58
2	1.95	0.04		0.47	0.14	0.01	0.01	0.23	0.16	0.01	0.33	0.68
3	1.94	0.03		0.25	0.04	0.01	_	0.55	0.17	0.01	0.76	0.24
4	1.93	0.04		0.35	0.09	0.01	0.01	0.38	0.18	0.01	0.55	0.44
5	1.93	0.04		0.26	0.05	—	0.01	0.51	0.19	0.01	0.72	0.27
6	1.95	0.04		0.36	0.06	0.01	0.02	0.39	0.19	0.02	0.57	0.42
7	1.98	0.02	0.01	0.59	0.17	—	0.01	0.08	0.15	0.01	0.09	0.91
8	1.92	0.03		0.34	0.06	0.01	0.02	0.43	0.22	0.02	0.64	0.34
9	1.94	0.02		1.01	0.01	—	_	0.02	0.04	_	0.02	0.94
10	1.94	0.03		0.35	0.06	0.01	0.01	0.41	0.24	0.02	0.61	0.36
11	1.93	0.03		0.41	0.09	0.01	0.02	0.32	0.23	0.02	0.49	0.49
12	1.91	0.05		0.47	0.14	0.01	0.01	0.26	0.18	0.01	0.34	0.63
13	1.95	0.02		0.97	0.01			0.03	0.07		0.03	0.91
14	1.93	0.03		0.38	0.08	0.01	0.02	0.36	0.24	0.02	0.54	0.43
15	1.92	0.04		0.4	0.14	0.01	_	0.31	0.23	0.01	0.43	0.54
16	1.94	0.02		0.35	0.05	0.01	0.01	0.42	0.23	0.02	0.62	0.35
17	1.95	0.02		0.61	0.17	—	_	0.08	0.21	0.01	0.10	0.86
18	1.93	0.03		0.44	0.11	0.01	0.02	0.27	0.24	0.02	0.42	0.55
19	1.94	0.02		0.53	0.19	—	0.01	0.11	0.23	0.01	0.16	0.81
20	1.94			0.27	0.06	—	0.01	0.49	0.25	0.02	0.73	0.26
21	1.93	0.03		0.47	0.14	0.01	0.01	0.23	0.24	0.01	0.35	0.62
22	1.93	0.03		0.4	0.08	0.01	0.02	0.35	0.22	0.02	0.52	0.45
23	1.93	0.03		0.51	0.14	0.01	0.01	0.21	0.2	0.01	0.27	0.69
24	1.92	0.05		0.42	0.09	0.01	0.01	0.35	0.18	0.01	0.48	0.50
25	1.93	0.03		0.27	0.05	0.01	0.01	0.49	0.23	0.02	0.71	0.27
26	1.94	0.03		0.29	0.06		0.01	0.47	0.23	0.02	0.66	0.31

Продолжение таблицы 5.2.

N⁰	Si ^{IV}	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Ti	V	Zr	Mg	Fe ²⁺	Mn	Ca	Na
27	1.94	0.03		0.49	0.15	0.01		0.21	0.17	0.01	0.28	0.71
28	1.96	0.01	—	0.99	0.01			0.03	—		0.05	0.95
29	1.93	0.03		0.27	0.05		0.01	0.49	0.23	0.02	0.71	0.27

Примечание. Зоны кристаллов: С – центральная. R- краевая. «—» – ниже предела обнаружения.

Varganaum	1	2	3	4	5	6	7	8
компонент	С	R	С	R	С	R	С	R
SiO ₂	50.59	51.26	51.05	51.31	50.76	51.12	50.82	51.04
TiO ₂	2.75	6.05	1.96	4.67	1.64	5.57	3.21	4.43
Al ₂ O ₃	1.03	0.81	0.65	0.59	0.6	0.78	0.74	0.71
FeO	13.94	18.37	15.06	20.32	14.15	18.72	17.03	18.28
MnO	0.43	0.33	0.54	0.36	0.64	0.36	0.49	0.4
MgO	8.4	3.4	8.11	3.29	8.68	4.06	6.21	4.73
CaO	16.41	6.4	16.18	6.36	17.23	7.81	12.19	9.28
Na ₂ O	4.23	10.16	4.31	10.1	3.69	9.02	6.56	8.33
K ₂ O	0.02	0.05		0.02	0.01	0.06		0.01
V ₂ O5	0.46	0.53	0.19	0.31	0.26	0.60	0.28	0.50
Cr ₂ O ₃						0.03	0.02	0.07
ZrO_2	0.22	0.27	0.34	0.4	0.56	0.34	0.59	0.36
Сумма	98.48	97.63	98.43	97.72	98.21	98.47	98.14	98.14
Форм	ульные	коэффі	ициенти	ы, рассч	итаные	на 6 ат	омов О	
Si ^{IV}	1.94	1.97	1.96	1.97	1.96	1.96	1.96	1.96
Al ^{IV}	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Al ^{VI}		0.01						
Ti	0.08	0.18	0.06	0.14	0.05	0.16	0.09	0.13
Fe ²⁺	0.22	0.16	0.23	0.14	0.22	0.21	0.20	0.18
Fe ³⁺	0.23	0.43	0.26	0.52	0.24	0.39	0.35	0.41
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Mg	0.48	0.20	0.46	0.19	0.50	0.23	0.36	0.27
Ca	0.68	0.26	0.67	0.26	0.71	0.32	0.50	0.38
Na	0.32	0.76	0.32	0.75	0.28	0.67	0.49	0.62
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Zr		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Таблица 5.3. Химический состав (мас. %) Ті-обогащенного эгирин-авгита из интрузии Нива

Примечание. Зоны кристаллов: С – центральная. R- краевая. «—» – ниже предела обнаружения.



Рис. 5.2. Изображение в обратно отраженных электронах и характеристическом излучении указанных элементов для Ti-обогащенного эгирин-авгита дайки Мохнатые Рога.



Рис.5.3. Распределение элементов в Ті-обогащенном эгирин-авгите из дайки Мохнатые Рога по профилю от центра кристалла к краю.



Рис. 5.4. Корреляционная диаграмма [Na–(Fe³⁺+Al_{oct})] к [Ti+Zr] в формульных единицах, для пироксенов из дайки Мохнатые Рога.

На рис. 5.5 продемонстрировано поведение главных и второстепенных элементов относительно индекса фракционирования (Na-Mg) (Stephenson, 1972), для пироксенов из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива, и показано, что главное направление эволюции состава пироксенов заключается в увеличении эгириновой (Na,Fe³⁺) составляющей и уменьшении диопсидового (Ca,Mg) и геденбергитового (Ca,Fe²⁺) компонентов (рис. 5.3-5.6). Этот тренд параллелен возрастанию содержания Ti. Содержания Al и Mn показывают небольшие вариации.

На тройной диаграмме Mg-Fe³⁺-Fe²⁺+Mn пироксены из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива также демонстрируют схожие тренды изменения состава (рис. 5.6). Также тренд эволюции пироксенов из дайки схож с трендами для пироксенов Хибинского, Ловозерского массивов и массива Гардинер, в то время как пироксены из массива Илимауссак, особенно на начальных стадиях эволюции, показывают значительный рост геденбергитовой составляющей (Larsen, 1976; Marks and Markl, 2001).

Ранее было показано, что на Fe²⁺–Fe³⁺ равновесие в магматических расплавах влияет фугитивность кислорода, температура и состав расплава. Согласно теории кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1959), увеличение щёлочности расплава приводит к уменьшению активности менее основных компонентов и образованию более окисленных форм элементов, таких как Fe³⁺ за счет Fe²⁺, то есть растет отношение Fe³⁺/Fe²⁺ при постоянной *f*₀₂, таким образом, рост щёлочности во время дифференциации щелочного расплава, из которого кристаллизовались пироксены, повлиял на основной тренд химической эволюции в сторону эгириновой вершины (рис. 5.6).



Рис. 5.5. Вариации состава пироксенов в отношении к (Na-Mg) индексу фракционирования, показанные в виде катионных пропорций на 6 атомов кислорода. Круги – пироксены из дайки, квадраты- пироксены из интрузии Нива.



Рис. 5.6. Составы пироксенов из щелочных массивов (Larsen, 1976; Nielsen, 1979; Marks and Markl, 2001; Kogarko et al., 2006; Яковенчук и др., 2008) на тройной диаграмме в координатах Mg - Fe³⁺ - Fa²⁺+Mn.

5.3. Минералы супергруппы амфибола

Согласно классификации минералов супергруппы амфибола (MCA) (Hawthorne et al., 2012), образцы из агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога принадлежат к OH, F, Cl группе, а по преобладающему расположению зарядов и типу катионов в *B*-позиции относятся к натрийкальциевой и натриевой подгруппам. МСА по составу соответствуют калио-фтор-катофориту, калио-магнезио-фтор-арфедсониту, титанистому калио-магнезио-фтор-арфведсониту, калиоарфведсониту, титанистому калио-арфведсониту, калио-фтор-арфведсониту (Hawthorne et al., 2012).

Исследованные амфиболы характеризуются высоким содержанием K_2O (до 4.49 мас. %, что позволяет ему преобладать над Na в *A* позиции (табл. 5.4). Характерной особенностью минерала также является высокое содержание титана (до 4.60 мас. %) и фтора (до 3.82 мас. %) в центральных частях кристаллов (табл. 5.4). Амфиболы зональные: от центра к краю увеличивается содержание калия и железа, и уменьшается количество магния, кальция, титана и фтора (рис. 5.7, 5.8). Содержание Na₂O колеблется от 6.36 до 7.31 мас. %, содержание CaO от 0.21 до 3.11 мас. %, содержание FeO от 14.12 до 30.24 мас. %, содержание MgO от 1.10 до 12.53 мас. %, содержание MnO варьирует незначительно: 0.42-0.59 мас. %.

103

МСА из интрузии Нива по составу соответствуют калио-ферро-экерманиту, титанистому калио-фтор-арфведсониту, титанистому калио-магнезио-фтор-арфведсониту, титанистому калио-фтор-катофориту (Hawthorne et al., 2012), и также характеризуются высоким содержанием $K_2O - до 4.82$ мас. %, титана (до 4.71 мас. %) и фтора (до 3.18 мас. %). Содержание Na₂O колеблется от 6.44 до 7.00 мас. %, содержание CaO - от 0.14 до 3.08 мас. %, содержание FeO - от 14.15 до 30.51 мас. %, содержание MgO - от 1.26 и 11.73 мас. %, содержание MnO - 0.49-1.03 мас. % (табл. 5.5).

Натриевые и натрий-кальциевые амфиболы широко распространены в щелочных, особенно в агпаитовых породах, пегматитах и метасоматитах, связанных с щелочными интрузиями (Hawthorne, 1976; Mazdab, 2003). По сравнению с калио-арфедсонитом из Ловозерского, Хибинского массивов и массива Илимауссак, МСА из агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива, содержат большее количество калия, титана и фтора. Так в калио-арфведсоните из пегматита Ловозерского массива содержится до 3.76 мас. % K_2O , до 0.77 мас. % TiO_2 и до 1.21 мас. % F; в калио-арфведсоните из пегматита Хибинского массива - до 3.41 мас. % K_2O , до 0.74 мас. % TiO_2 и до 1.59 мас. % F; в калио-арфведсоните из пегматита массива Илимауссак - до 3.40 мас. % K_2O , до 0.50 TiO_2 и до 0.45 мас. % F (Pekov et al., 2004).

К-доминантные амфиболы с большим или близким содержанием калия, по сравнению с MCA из изучаемых агпаитовых сиенитов известны в щелочных комплексах из других регионов Мира. Например, минерал из богатых калием даек юго-восточной границы Чешского массива (Чехия и Австрия) содержит до 5.00 мас. % K_2O (Nemec, 1988). Богатые калием и фтором щелочные амфиболы из фенитов региона Кэнтли-Перкинс-Гатино (Квебек, Канада) содержат до 4.59 мас. % K_2O (Ноgarth, et al., 1997). Калио-магнезио-арфведсонит из сиенитовых и гранитных даек Бухово-Сеславцкого плутона (Болгария) содержит до 4.69 мас. % K_2O (Dyulgerov et al., 2019). Фтор-калио-магнезио-арфведсонит, описанный в фенитизированных метаосадочных породах региона Аутауаис, Канада содержит до 3.44 мас. % K_2O (Hogarth, 2006), амфибол из лампроитовой дайки района Монте-Метокано (Мозамбик), содержит до 5.20 мас. % K_2O (Oberti et al., 2010).



Рис. 5.7. Изображение в обратно отраженных электронах и характеристическом излучении указанных элементов для калио-арфведсонита из дайки Мохнатые Рога.



Рис. 5.8. Вариации состава в формульных единицах (Ca+Al^T) / (Si+Na+K^A) для минералов супергруппы амфибола из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива.

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Зона кристалла	1C	2C	3C	3R	4C	5C	5C	6C	7C	7R	8C	8R
SiO ₂	52.62	49.86	52.05	48.38	52.24	51.95	52.29	51.53	51.71	51.41	51.69	49.46
TiO ₂	3.16	3.02	3.68	3.00	3.84	4.51	3.96	4.60	4.14	2.96	4.44	2.88
Al ₂ O ₃	0.76	0.75	1.13	1.25	1.11	1.22	1.23	1.19	1.43	0.92	1.42	0.32
FeO	14.16	14.19	14.12	30.24	16.47	16.82	17.05	16.67	16.39	21.32	16.56	31.97
MnO	0.52	0.53	0.50	0.42	0.59	0.54	0.59	0.54	0.51	0.5	0.48	0.47
MgO	12.53	12.4	12.34	2.17	11.4	11.55	11.39	11.47	11.59	8.03	11.54	1.10
CaO	3.11	3.05	2.05	0.24	2.34	2.36	1.97	2.45	2.43	1.61	2.23	0.21
Na ₂ O	6.43	6.36	7.31	7.2	7.16	6.81	6.98	6.9	6.74	6.63	7.09	6.52
K ₂ O	3.76	3.60	3.44	4.33	3.70	3.42	3.42	3.40	3.34	3.79	3.41	4.49
ZrO ₂	0.79	0.85	0.59	0.01	0.02	0.05	0.47	0.14	0.14	0.19	0.22	
SrO	0.49	0.57	0.44	0.01	0.41				_			
F	3.34	3.54	3.14	0.26	3.46	3.02	1.77	3.79	3.40	2.13	3.82	
Сумма	101.67	98.72	100.79	97.51	102.74	102.25	101.12	102.68	101.82	99.49	102.9	97.42
O=F	1.41	1.49	1.32	0.11	1.46	1.27	0.75	1.60	1.43	0.90	1.61	
Сумма*	100.26	97.23	99.47	97.40	101.28	100.98	100.37	101.08	100.39	98.59	101.29	
	Формули	ьные ко	эффицие	нты рас	считаны	і на сумм	у анион	о <mark>в (</mark> ОН, І	F, Cl, O) p	оавную	24	
Na	0.38	0.43	0.47	0.26	0.46	0.33	0.39	0.37	0.34	0.24	0.38	0.07
K	0.71	0.70	0.65	0.88	0.70	0.64	0.64	0.64	0.63	0.74	0.64	0.92
$\Sigma_{ m A}$	1.09	1.13	1.13	1.14	1.16	0.98	1.03	1.01	0.97	0.98	1.02	1.00
Mn ²⁺		_				0.02	0.07		0.02	0.01		—
Fe ²⁺	—	_					0.01		_			
Ca	0.49	0.50	0.33	0.04	0.37	0.37	0.31	0.39	0.39	0.26	0.35	0.04
Sr	0.04	0.05	0.04		0.04		_		_	—		
Na	1.46	1.45	1.64	1.96	1.59	1.61	1.61	1.61	1.59	1.72	1.65	1.96
Σ_{B}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.28	0.10	0.36	0.28	0.35	0.35	0.36	0.33	0.36	0.34	0.35	0.35
Zr	0.06	0.06	0.04				0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	

Таблица 5.4. Химический состав (мас. %) зональных кристаллов минералов супергруппы амфибола из дайки Мохнатые Рога

Продолжение таблицы 5.4.												
Al										0.03		0.02
Fe ³⁺		0.40		0.77		0.14		0.13	0.12	0.13	0.17	0.28
Mn^{2+}	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	_	0.07	0.04	0.05	0.06	0.06
Fe ²⁺	1.75	1.41	1.76	3.24	2.04	1.93	2.10	1.93	1.91	2.60	1.87	4.02
Mg	2.77	2.82	2.74	0.51	2.51	2.53	2.50	2.53	2.56	1.83	2.53	0.26
Σоктаэдр	4.92	4.87	4.96	4.86	4.97	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00
Si	7.79	7.62	7.75	7.68	7.72	7.64	7.71	7.61	7.65	7.87	7.61	7.96
Al	0.13	0.14	0.20	0.23	0.19	0.21	0.21	0.21	0.25	0.13	0.25	0.04
Ti	0.08	0.25	0.06	0.08	0.08	0.15	0.08	0.18	0.10		0.15	
Σтетраэдер	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
0	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	0.44	0.29	0.52	1.87	0.38	0.60	1.18	0.23	0.41	0.97	0.22	2.00
F	1.56	1.71	1.48	0.13	1.62	1.40	0.83	1.77	1.59	1.03	1.78	
Σ_{w}	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Примечание. Зоны кристаллов: С – центральная. R- краевая. «—» – ниже предела обнаружения. Значения содержания ОН получены исходя из условия электронейтральности. *- в пересчете на концентрацию фтора. Цифра в каждой зоне показывает индивидуальный кристалл. Составы 1, 5, 7 соответствуют калио-магнезио-фтор-арфедсониту, 2 - калио-фтор-катофориту, 3, 6, 8, 9, 11 - титанистому калио-магнезио-фтор-арфведсониту, 10- титанистому калио-фтор-арфведсониту, 12 - титанистому калио-арфведсониту.
10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Компонент	1R	2C	3C	4C	5C	6C	7C	8C	9C	10C
SiO ₂	49.98	51.26	50.91	50.90	50.56	50.44	51.03	51.01	50.75	50.81
TiO ₂	2.43	4.47	4.36	4.05	4.70	4.66	4.38	4.54	4.22	4.71
Al ₂ O ₃	0.32	1.13	1.57	1.42	1.52	1.47	1.42	1.47	1.61	1.83
FeO	30.51	18.7	13.92	15.21	14.76	14.79	14.86	16.48	15.18	14.15
MnO	1.03	0.61	0.46	0.62	0.56	0.49	0.55	0.60	0.55	0.53
MgO	1.26	8.67	11.64	10.95	11.46	11.24	11.43	10.08	10.92	11.73
CaO	0.14	1.79	2.86	2.32	3.06	3.08	2.97	2.42	2.53	3.35
Na ₂ O	6.71	6.94	6.72	7.00	6.60	6.54	6.63	6.9	6.91	6.44
K ₂ O	4.82	3.56	3.25	3.27	3.24	3.14	3.16	3.27	3.17	3.11
ZrO ₂	нпо	0.04	0.48	0.50	0.06	0.06	0.12	0.08	0.41	0.12
SrO	0.06	0.48	0.33	0.13	0.32	0.40	0.28	0.49	0.28	0.60
F	0.04	2.45	3.04	2.99	3.18	2.73	3.13	2.66	3	2.97
Сумма	97.26	100.1	99.54	99.36	100.02	99.04	99.96	100	99.53	100.35
O=F	0.02	1.03	1.28	1.26	1.34	1.15	1.32	1.12	1.26	1.25
Сумма*	97.24	99.07	98.26	98.10	98.68	97.89	98.64	98.88	98.27	99.10
Формульн	ые коэф	фициен	ты расс	читаны	на сумм	у анио	юв (ОН	I, F, Cl,	О) равн	ую 24
Na	0.12	0.38	0.45	0.44	0.45	0.45	0.44	0.45	0.46	0.45
Κ	0.99	0.69	0.62	0.63	0.62	0.61	0.61	0.63	0.61	0.59
ΣΑ	1.10	1.06	1.07	1.08	1.07	1.06	1.04	1.08	1.07	1.05
Mn^{2+}										
Fe ²⁺										_
Ca	0.02	0.29	0.46	0.38	0.49	0.50	0.48	0.39	0.41	0.54
Sr	0.01	0.04	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.05
Na	1.97	1.67	1.51	1.61	1.48	1.47	1.50	1.57	1.57	1.41
ΣΒ	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.29	0.49	0.43	0.42	0.41	0.43	0.42	0.47	0.44	0.44
Zr		0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01
Al	0.06									—
Fe ³⁺	0.40									
Mn ²⁺	0.14	0.08	0.06	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.07
Fe ²⁺	3.69	2.37	1.75	1.93	1.86	1.87	1.87	2.08	1.92	1.77
Mg	0.30	1.96	2.61	2.47	2.57	2.54	2.56	2.27	2.46	2.61
Σоктаэдр	4.89	4.91	4.89	4.94	4.92	4.90	4.93	4.90	4.92	4.90
Si	8.02	7.78	7.66	7.71	7.61	7.63	7.67	7.69	7.67	7.59
Al		0.20	0.28	0.25	0.27	0.26	0.25	0.26	0.29	0.32
Ti		0.02	0.06	0.04	0.12	0.10	0.08	0.05	0.04	0.09
Σтетраэдер	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
0	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	1.98	0.82	0.55	0.57	0.49	0.69	0.51	0.73	0.57	0.60
F	0.02	1.18	1.45	1.43	1.51	1.31	1.49	1.27	1.43	1.40
Σw	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Таблица 5.5. Анализы химического состава (мас. %) зональных кристаллов минералов супергруппы амфибола из интрузии Нива

Примечание. Зоны кристаллов: С– центральная. R – краевая. «—» – ниже предела обнаружения. Значения содержания ОН получены исходя из условия электронейтральности. *- в пересчете на концентрацию фтора. Цифра в каждой зоне показывает индивидуальный кристалл. Составы

1 соответствуют калио-ферро-экерманиту, 2 - титанистому калио-фтор-арфведсониту, 3, 4, 5, 8, 9 – титанистому калио-магнезио-фтор-арфведсониту, 6, 7, 10 - титанистому калио-фтор-катофориту.

5.4. Минералы группы лампрофиллита и новый минерал фторбаритолампрофиллит

Минералы группы лампрофиллита из агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога представлены лампрофиллитом, фторлампрофиллитом, баритолампрофиллитом и фторбаритолампрофиллитом. По составу выделяются две разновидности: высокостронциевая (генерация I) и высокобариевая (генерации II и III).

К генерации I относятся зональные по составу, призматические кристаллы, в которых стронций преобладает над барием (рис. 5.9-5.11). Содержание (мас. %) SrO в МГЛ генерации I варьирует: от 8.3 до 12.57, уменьшаясь к краям кристаллов; при этом растет количество BaO – от 6.71 до 12.23 мас. %. Для генерации I характерно максимальное содержание фтора - 3.22 мас. %. Предельные концентрации примесных элементов в МГЛ I: Nb₂O₅ – 0.79 мас. %, ZrO₂ – 0.42 мас. % (табл. 5.6, П2).

К генерации МГЛ II относятся ксеноморфные интерстициальные выделения или более мелкие призматические кристаллы (рис. 5.9-5.11), в которых содержание бария преобладает над содержанием стронция. Также как в генерации I, наблюдается увеличение содержания бария и умешенные содержания стронция от краев к центру кристаллов, и отмечается уменьшение содержание натрия при увеличении содержания калия. Пределы вариаций содержаний (мас. %): SrO – от 4.21 до 8.49, BaO – от 11.97 до 16.03. Предельная концентрация фтора составляет 2.28 мас. %, и фиксируется увеличение содержания ниобия по сравнению с МГЛ генерации I – до 1.05 мас. % Nb₂O₅, содержание циркония уменьшается до 0.21 мас. % ZrO₂ (табл. 5.6).

Наиболее поздняя генерация МГЛ III, представленная мелкими игольчатыми кристаллами или их сростками, по химическому составу также относится к бариевой разновидности. Содержание (мас. %) SrO (для агпаитовых сиенитов дайки и интрузии Нива) варьирует в небольших пределах: от 5.17 до 5.54; ВаО варьирует от 11.97 до 16.39; концентрация фтора уменьшается от 2.16 до 1.2. Как и в генерации II уменьшается содержание Na₂O и увеличивается содержание K₂O. В этой генерации установлены максимальные содержания для Nb₂O₅ (1.63 мас. %) (табл. 5.6).

МГЛ из агпаитовых сиенитов интрузии Нива имеют близкий химический состав к МГЛ из дайки Мохнатые Рога, и представлены лампрофиллитом, фторлампрофиллитом и фторбаритолампрофиллитом, по составу также выделяются высокостронциевая (генерация I) и высокобариевая (генерации II и III) разновидности. Генерация I образована крупными,

зональными по составу, призматическими кристаллами (рис. 5.10). В центральных зонах таких кристаллов стронций преобладает над барием. Содержание (мас. %) SrO в МГЛ генерации I варьирует от 7.86 до 10.29, уменьшаясь к краям кристаллов, при этом растет количество BaO – от 7.72 до 10.48 мас. %. Для генерации I характерно максимальное содержание фтора (3.09 мас. %). Максимальное содержание ниобия достигает 0.35 мас. % Nb₂O₅, циркония - 0.51 мас. % ZrO₂ (табл. 5.7).

Призматические и ксеноморфные кристаллы МГЛ II генерации отличаются уменьшением содержания стронция по отношению к барию, пределы вариаций содержаний: SrO – от 3.34 до 8.08 мас. %, BaO – от 13.32 до 19.99. Предельная концентрация фтора составляет 2.74 мас. %. Доля примесных компонентов в целом растет и установлены следующие максимальные содержания: Nb₂O₅ –1.61, ZrO₂ 0.36. Кроме того, уменьшается содержание Na₂O и увеличивается содержание K₂O (табл. 5.7).

Наиболее поздняя генерация МГЛ III, представленная мелкими игольчатыми кристаллами, в которых содержание (мас. %) SrO варьирует в небольших пределах: от 5.17 до 6.51 мас. %; ВаО варьирует 16.16 до 18.70 мас. %; концентрация фтора уменьшается до 1.30. Как и в генерации II уменьшается содержание Na₂O и увеличивается содержание K₂O, содержание Nb₂O₅ остается высоким – до 1.10 мас. %, ZrO₂ уменьшается до 0.02 мас. % (табл. 5.7).

Таким образом, установлено, что ранние генерации МГЛ из дайки Мохнатые Рога характеризуются широкими вариациями отношения Ba/Sr и стабильно высоким содержанием фтора, который проявляет высокую активность на начальных стадиях кристаллизации расплава. В более поздних генерациях МГЛ увеличивается содержание бария и понижается содержание фтора, а на фоне уменьшения содержания натрия растет концентрация калия. Уменьшение содержания в МГЛ натрия можно объяснить сокристаллизацией последней генерации лампрофиллита с натрий-содержащими натролитом и астрофиллитом.

Установленные корреляционные закономерности соответствуют изоморфным замещениям среди *A*-катионов по принципу Sr + Na \leftrightarrow Ba + K. Остальные относятся к сложным замещениям, проходящим в октаэдрическом *O*-слое в соответствии со схемой Na⁺ + Ti⁴⁺ + O²⁻ \leftrightarrow (Mn,Fe)²⁺ + Mg²⁺ + (F,OH)⁻.

Устойчивое увеличение содержания ниобия и уменьшение содержания циркония характеризуют распределение редких металлов в МГЛ в более поздних генерациях. Принимая во внимание тот факт, что ассоциация содержит обогащенный ниобием рутил и нунканбахит (содержащие до 2.65 и 3.51 мас. % Nb₂O₅, соответственно), можно предположить, что активность ниобия увеличивается на поздних стадиях образования агпаитовых сиенитов.



Рис. 5.9. Изображение в обратно-отраженных электронах зональных кристаллов МГЛ из дайки Мохнатые Рога (Lmp); а, б - первичная ростовая зональность кристаллов МГЛ-I (Sr-Lmp) и МГЛ-II (Ba-Lmp); в - интерстициальные мелкозернистые массы МГЛ-II (Ba-Lmp); г - замещение ильменита (Ilm) МГЛ-I. Рх - эгирин-авгит, Атр - амфибол, Аеп – энигматит, Ast-астрофиллит.

		Генерация І					Генерация II					Генерация І		III	
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	С	Ι	R	С	Ι	R	Ι	С	Ι	R	С	R	15	14	15
SiO ₂	30.12	29.84	29.04	29.96	29.77	29.6	28.95	29.48	29.63	29.54	29.78	29.09	27.79	27.46	29.48
TiO ₂	29.23	27.63	26.75	27.17	27.86	27.92	27.37	28	27.96	27.72	27.35	27.29	25.36	25.59	28
Al ₂ O ₃	0.16	0.18	0.20	0.17	0.17	0.18	0.21	0.20	0.21	0.22	0.19	0.24	0.36	0.42	0.2
FeO	4.45	5.05	4.10	5.08	5.25	5.23	3.81	5.70	4.54	3.93	4.63	4.26	7.01	5.45	5.7
MnO	0.61	0.79	0.63	0.78	0.87	0.84	0.8	1.15	0.85	0.89	0.79	0.51	0.44	0.35	1.15
MgO	1.36	1.36	1.31	1.30	1.09	1.02	0.79	0.43	0.75	0.71	0.92	0.58	0.34	0.35	0.43
CaO	1.05	1.02	0.81	1.01	1.04	1.04	0.74	1.24	0.87	0.85	0.89	0.73	0.49	0.59	1.24
Na ₂ O	10.29	10.08	10.00	9.92	9.59	9.57	9.57	9.27	9.63	9.39	9.68	9.24	8.47	8.74	9.27
K ₂ O	1.40	1.76	1.56	1.62	2.04	2.04	2.1	2.96	2.27	2.45	1.96	3.07	3.11	2.93	2.96
BaO	6.71	9.63	10.58	9.76	10.69	11.97	13.23	11.97	12.49	15.08	12.97	16.03	13.92	16.39	11.97
SrO	12.57	9.32	8.75	10.49	9.11	8.42	8.3	5.54	7.56	7.34	8.49	4.21	5.54	5.17	5.54
ZrO ₂	0.19	0.18	0.30	0.14	0.08		0.42	0.21	0.11	0.13	0.02	0.09	_	0.04	0.21
Nb ₂ O ₅	0.14	0.06	0.44	0.12	0.14	0.15	0.79	0.82	0.19	0.38	0.41	1.05	1.63	1.59	0.82
Ta ₂ O ₅	0.03	0.07	0.07		0.22		(0.01)	0.15		0.04			0.09	_	0.15
ThO ₂	0.24		0.05		0.04	0.07		0.32		0.07		(0.01)	0.07		0.32
UO ₂	0.17	0.19	0.32									0.59			
F	2.31	3.22	2.59	2.3	1.78	2.18	2.43	1.38	1.69	2.03	2.28	2.03	1.2	2.16	1.38
Сумма	101.03	100.38	97.50	99.79	99.76	100.23	99.51	98.82	98.76	100.76	100.34	98.93	95.83	97.23	98.82
O = F	0.97	1.36	1.09	0.97	0.75	0.92	1.02	0.58	0.71	0.85	0.96	0.85	0.51	0.91	0.58
Сумма*	100.06	99.02	96.41	98.82	99.01	99.31	98.49	98.24	98.05	99.91	99.38	98.08	95.32	96.32	98.24

Таблица 5.6. Химический состав (мас. %) минералов группы лампрофиллита из дайки Мохнатые Рога

Примечание. Зоны кристалла: С – центральная, R – краевая, I – промежуточная. «—» – ниже предела обнаружения Содержания для ThO₂ и Ta₂O₅ равные 0.01 мас. % даны в скобках, т.к. они являются близкими к пределу обнаружения. *- в пересчете на концентрацию фтора.

	Генерация I				Генерация II				Генерация III						
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	12	14	15
	С	Ι	R	С	Ι	R	Ι	С	Ι	R	С	R	15	14	15
					-	А-де	сятиверш	инник	-	-		-	-		-
Sr	0.96	0.72	0.69	0.81	0.71	0.66	0.66	0.43	0.59	0.57	0.66	0.33	0.46	0.43	0.63
Ba	0.35	0.5	0.57	0.51	0.56	0.63	0.71	0.63	0.66	0.79	0.68	0.86	0.77	0.92	0.43
K	0.24	0.3	0.27	0.27	0.35	0.35	0.37	0.51	0.39	0.42	0.33	0.53	0.56	0.53	0.51
Na	0.19	0.25	0.19	0.17	0.17	0.18	0.05	0.12	0.08	—	0.03				0.12
Ca	0.15	0.15	0.12	0.14	0.15	0.15	0.11	0.18	0.12	0.04	0.13	0.01	0.06	0.02	0.18
Сумма	1.89	1.92	1.84	1.9	1.94	1.97	1.9	1.87	1.84	1.82	1.83	1.73	1.85	1.9	1.87
						L-п	ятиверши	нник							
Ti	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
						1	М1-октаэд	ıp	-	-		-	-		-
Na	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
						1	М2-октаэд	ıp	-	-			-		-
Na	1.44	1.35	1.46	1.38	1.31	1.31	1.49	1.3	1.42	1.44	1.47	1.44	1.33	1.42	1.30
Mn	0.07	0.09	0.07	0.09	0.1	0.1	0.09	0.13	0.1	0.1	0.09	0.06	0.05	0.04	0.09
Fe	0.49	0.56	0.47	0.53	0.59	0.59	0.42	0.57	0.48	0.38	0.44	0.4	0.61	0.47	0.61
Ca						_				0.08		0.1	0.01	0.07	
Сумма	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
						1	МЗ-октаэд	ıp	-	-		-	-		-
Ti	0.90	0.73	0.73	0.71	0.78	0.8	0.82	0.84	0.82	0.8	0.74	0.8	0.71	0.75	0.84
Mg	0.10	0.27	0.27	0.26	0.22	0.2	0.16	0.09	0.15	0.14	0.18	0.12	0.07	0.07	0.03
Fe				0.03			0.02	0.07	0.03	0.06	0.08	0.08	0.22	0.18	0.13
Сумма	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
							Si-тетраэд	ιp							
Si	3.98	3.97	3.97	3.97	3.97	3.97	3.97	3.97	3.97	3.97	3.97	3.96	3.94	3.93	3.97
Al	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06	0.07	0.03
Сумма	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
							Х-позици	я	-	-		-	-		-
F	0.96	1.36	1.12	0.96	0.75	0.93	1.05	0.59	0.72	0.86	0.96	0.87	0.54	0.98	0.59
0	1.04	0.37	0.19	0.37	0.58	0.67	0.50	0.46	0.48	0.35	0.24	0.05	0.17	0.28	
OH		0.27	0.69	0.67	0.67	0.40	0.45	0.95	0.80	0.79	0.80	1.08	1.29	0.74	
Сумма	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Продолжение таблицы 5.6. Формульные коэффициенты минералов группы лампрофиллита из дайки Мохнатые Рога

Примечание: составы 1- отвечают лампрофиллиту, 2-6 фторлампрофиллиту, 8, 9, 12, 13, 15 – баритолампрофиллиту, 7, 10, 11, 14 – фторбаритолампрофиллиту. Формульные коэффициенты, рассчитанные на сумму (Si+Al) = 4. Жирным выделены преобладающие элементы в смешаннозаселенных позициях. Значения содержания О и ОН получены исходя из условия электронейтральности.

		Генерация I					Генерация II				Генерация III		
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	R	С	R	С	С	R	R	С	R	R	С	R	С
SiO ₂	31.47	31.72	30.18	30.44	30.01	30.33	29.05	29.09	29.71	28.56	29.54	29.93	29.22
TiO ₂	28.59	29.20	27.10	28.94	27.91	27.72	27.45	27.53	26.44	27.39	27.42	27.13	26.84
Al ₂ O ₃		0.07	0.02	0.05	0.15	0.06	0.07	0.11	0.07	0.09	0.08	0.00	0.12
FeO	5.10	4.89	5.28	4.74	4.54	4.12	4.98	4.08	4.17	4.83	4.54	5.65	4.30
MnO	0.94	0.89	0.86	0.85	0.80	0.76	0.30	0.77	0.32	0.36	0.22	0.54	0.32
MgO	0.59	0.73	1.12	0.54	0.70	0.50	0.24	0.66	0.41	0.34	0.34	0.34	0.29
CaO	1.02	1.05	0.96	0.93	0.82	0.79	0.50	0.80	0.57	0.54	0.58	0.49	0.52
Na ₂ O	10.80	11.21	10.56	10.96	11.14	10.41	9.04	10.84	9.90	9.87	10.31	9.79	10.20
K ₂ O	2.43	2.05	1.63	2.12	1.82	2.49	3.20	2.38	2.57	2.59	2.32	2.56	2.53
BaO	10.48	7.72	9.44	8.40	10.95	12.85	17.78	13.32	19.99	17.19	16.16	16.11	18.70
SrO	7.86	10.22	10.03	10.29	9.60	7.00	4.35	8.08	3.34	5.18	6.51	5.45	5.17
ZrO_2			0.18	0.30	0.17	0.51	0.08	0.36	0.06	0.11		0.08	0.02
Nb ₂ O ₅	0.09			0.22	0.35	1.12	1.61	0.60	1.08	0.14	0.30	_	1.10
Ta ₂ O ₅	0.46	_	0.23	0.24		0.05	0.36	0.06	_	0.11	0.46	_	0.07
F	3.09	2.42	2.90	2.76	2.79	2.16	2.10	2.73	2.74	2.30	1.61	1.28	1.30
Сумма	102.92	102.17	100.49	101.78	101.75	100.87	101.11	101.41	101.37	99.60	100.39	99.35	100.70
O=F	1.30	1.02	1.22	1.16	1.17	0.91	0.88	1.15	1.15	0.97	0.68	0.54	0.55
Сумма*	101.62	101.15	99.27	100.62	100.58	99.96	100.23	100.26	100.22	98.63	99.71	98.81	100.15

Таблица 5.7. Химический состав (мас. %) минералов группы лампрофиллита из интрузии Нива

Примечание. Зоны кристалла: С – центральная, R – краевая, I – промежуточная. «—» - ниже предела обнаружения. *- в пересчете на концентрацию фтора.

				Генерация	Ι				Генер	ация II		Генерация III	
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	С	Ι	R	С	Ι	R	Ι	C	Ι	R	С	R	15
	1		1		A	А-десятивер	шинник	•			•		
Sr	0.59	0.76	0.77	0.78	0.73	0.54	0.35	0.62	0.27	0.41	0.51	0.43	0.41
Ba	0.53	0.39	0.49	0.43	0.56	0.67	0.96	0.69	1.08	0.93	0.86	0.86	1
K	0.4	0.33	0.28	0.35	0.3	0.42	0.56	0.4	0.45	0.46	0.4	0.44	0.44
Na	0.25	0.33	0.31	0.3	0.31	0.12		0.21	—	0.15	0.1	0.12	0.03
Ca	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.11		0.11	0.04	0.08	0.08	0.07	0.08
Сумма	1.91	1.95	1.99	1.99	2.02	1.86	1.87	2.03	1.84	2.03	1.95	1.92	1.96
						L-пятивери	шинник		-				-
Ti	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
						М1-окта	аэдр						
Na	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
						М2-окта	аэдр						
Na	1.46	1.44	1.4	1.46	1.52	1.57	1.42	1.58	1.63	1.49	1.6	1.46	1.66
Mn	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.04	0.09	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04
Fe	0.44	0.46	0.5	0.45	0.39	0.34	0.47	0.33	0.29	0.47	0.37	0.48	0.3
Ca			—				0.07	—	0.04				—
Сумма	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
						М3-окта	аэдр						
Ti	0.78	0.8	0.7	0.83	0.75	0.78	0.85	0.75	0.73	0.84	0.79	0.77	0.75
Mg	0.11	0.14	0.22	0.1	0.14	0.1	0.05	0.13	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06
Fe	0.11	0.06	0.08	0.07	0.11	0.12	0.1	0.12	0.19	0.09	0.14	0.16	0.19
Сумма	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
						Si-тетра	юдр		-				-
Si	4.07	4.04	4.00	3.96	3.93	4.04	4.00	3.87	4.08	3.94	4.00	4.07	3.97
Al	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Сумма	4.07	4.01	4.00	3.97	3.95	4.05	4.01	3.89	4.09	3.95	4.01	4.07	3.99
						Х-пози	ция						
F	1.24	0.96	1.21	1.14	1.17	0.90	0.91	1.18	1.16	1.02	0.69	0.55	0.56
0	0.05	0.13	0.45	0.85	0.73	0.40	0.92	0.82	0.00	0.93	0.46	0.10	0.61
OH	0.71	0.91	0.34	0.01	0.10	0.70	0.17	0.00	0.84	0.05	0.85	1.35	0.83
Сумма	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Продолжение таблицы 5.7. Формульные коэффициенты минералов группы лампрофиллита из интрузии Нива

Примечание: Составы 1-5 отвечают фторлампрофиллиту, 7,11- 13 – баритолампрофиллиту, 6, 8-10– фторбаритолампрофиллиту. Формульные коэффициенты, рассчитанные на 12 катионов. Жирным выделены преобладающие элементы в смешаннозаселенных позициях. Значения содержания О и ОН получены исходя из условия электронейтральности.



Рис. 5.10. Изображение в обратно-отраженных электронах зональных кристаллов МГЛ из интрузии Нива (а-г) и дайки Мохнатые Рога (д, е); а-д сильно зональные кристаллы с ободком,

богатым Ва и F (светлые участки); (д) трещиноватые кристаллы МГЛ с зернами ильменита неправильной формы (Ilm) в центральной зоне; (е) слабозональные кристаллы МГЛ ранней генерации. Lmp – минералы группы лампрофиллита; Px – пироксен; Aen – энигматит.



Рис. 5.11. Изображение в обратно-отраженных электронах морфологии кристаллов МГЛ из агпаитовых сиенитов интрузии Нивы (а, б) и дайки Мохнатые Рога (в, г). а – срастание призматических кристаллов, б) внутреннее строение отдельного кристалла, в - полисинтетическое двойникование и г - радиальные агрегаты уплощенных призматических кристаллов.

Сопоставление МГЛ из разных пород щелочных и карбонатитовых массивов Мира показано на треугольной диаграмме K, Sr, Ba (рис. 5.12). Так, агпаитовые сиениты дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива относятся к K-Na и Na серии щелочных пород, для которой характерна широкая вариация составов МГЛ от стронциевых до бариевых разновидностей. Обогащение барием сопровождается ростом содержания калия. Составы МГЛ из Ловозерского массива (дифференцированный и эвдиалитовый комплексы, порфировые луявриты (Зайцев и Когарко, 2002), массива Пиланесберг (ЮАР) (Зайцев и Когарко, 2002) и массива Инагли (Labeznik et al., 1998; Чуканов и др., 2004) отличаются более низким содержанием калия. Образцы

из Ловозерского и Хибинского массивов (Зайцев и Когарко, 2002; Азарова, 2004) образуют более широкие поля составов, частично дополняющее общую тенденцию – эволюцию от стронциевых к бариевым разновидностям. Состав с самым высоким содержанием бария был определен для баритолампрофиллита из Ковдорского массива (26.37 мас. % ВаО с полным отсутствием стронция, Иванюк и др., 2002), который может соответствовать набалампрофиллиту (Чуканов и др., 2004). Состав с самым высоким стронция (17.11 мас. % SrO и 5.68 мас. % ВаО) был описан в массиве Пиланесберг (Зайцев и Когарко, 2002).



Рис. 5.12. Соотношение бария, стронция и калия (в формулульных единицах) для МГЛ из разных пород щелочных и карбонатитовых массивов Мира, иллюстрирующих основную тенденцию эволюции состава к обогащению бария. Линии разделяют поля состава МГЛ из пород, обогащенных щелочными металлами в разной степени. Дайка (Дайка Мохнатые Рога), интрузия Нива (Filina et al., 2019), Ловозеро (Зайцев и Когарко, 2002), Хибины (Азарова, 2004), Ковдор (Иванюк и др., 2002), Инагли (Labeznik et al., 1998; Чуканов и др., 2004), Ботогол (Капустин, 1973), Мурун (Конев и др., 1996) – Россия; Гардинер (Гренландия) (Johnsen et al., 1994), Пиланесберг (ЮАР) (Зайцев и Когарко, 2002), Берпо (Chakhmouradian and Mitchell, 1999) и Гордон Бьютт (США) (Chakhmouradian and Mitchell, 2002), Ол-Доиньо-Ленгаи (Танзания) (Dawson, 1998), П2 Западный Кимберлит (Индия) (Kaur and Mitchell, 2013), палеовулкан Айфель (Германия) (Aksenov et al., 2014; Chukanov et al., 2012).

В ходе детального исследования химического состава и кристаллической структуры минералов группы лампрофиллита в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива был установлен новый минерал **фторбаритолампрофиллит** с идеализированной формулой (Ba,Sr,K)₂[(Na,Fe²⁺)₃TiF₂][Ti₂(Si₂O₇)₂O₂], который был утвержден комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA), регистрационный номер IMA № 2016-089 (Halenius et al., 2017; Filina et al., 2019; рис. 1П).

Фторбаритолампрофиллит в породе образует призматические кристаллы, размером до 0.2x0.5x3.5 мм или их радиально лучистые сростки (рис. 5.13). Сингония- моноклинная. Цвет минерала меняется от светло до темно желтого, твердость по шкале Мооса – 2.5. Минерал хрупкий, имеет совершенную спайность по {100}. Плотность, рассчитанная по эмпирической формуле, составляет 3.662 г/см³. Минерал оптически двухосный (+), $\alpha = 1.738$ (3), $\beta = 1.745(4)$, $\gamma = 1.777$ (4); 2V (изм.) = 55(5)°, 2V (рассч.) = 51°. Дисперсия очень сильная: r > v. Ориентация: X = b. Оси X и Z лежат в плоскости (100) под углом, близким к 90°. Фторбаритолампрофиллит обладает высоким положительным рельефом, величина двойного лучепреломления достигает 0.03, угасание косое под углом $c:N_g$ до 13°, удлинение положительное, плеохроизм от светложелтого по N_p до золотисто-коричневого по N_g ; схема абсорбции прямая ($N_g > N_p$).



Рис. 5.13. Фторбаритолампрофиллит (Fblmp) в ассоциации с радиально-лучистым сростком фторлампрофиллита (Flmp), интрузия Нива, образец H-1-1.

Фторбаритолампрофиллит является F-доминантным аналогом баритолампрофиллита и Ва-доминантным аналогом фторлампрофиллита. Содержание бария во фторбаритолампрофиллите из дайки Мохнатые Рога достигает 16.39 мас. % ВаО, и 19.99 мас. % ВаО в интрузии Нива, содержание фтора достигает 2.43 мас. % F и 2.74 мас. % F (табл. 5.8).

Определение содержания ОН/H₂O для фторбаритолампрофиллита из интрузии Нива было выполнены методом термогравиметрии. Наблюдалось два этапа потери веса. На первом этапе (ниже 300°C) наблюдается потеря веса 0.46%. На втором этапе (в интервале температур от 400 до 900°C) потеря веса 0.28% (рис. 5.14). Согласно качественным масс-спектрометрическим измерениям, единственный газообразный продукт эволюционировал в обеих стадиях H₂O. Первая стадия соответствует удалению адсорбированной воды и дегидратации примесей (цеолиты и т.п.). Второй этап соответствует дегидроксилированием фторбаритолампрофиллита.

Инфракрасный спектр поглощения фторбаритолампрофиллита очень близок к спектру баритолампрофиллита. Полосы в диапазоне 800 - 1100 см-1 соответствуют Si-O-валентным колебаниям (рис. 5.15). Диапазон 550 - 630 см-1 характерен для титана, имеющего координации квадратной пирамиды: отдельные полосы в этом диапазоне присутствуют в ИК-спектрах минералов, содержащих TiO₅ многогранники, а именно фресноит, натисит, паранатисит и титанистый член группы лампрофиллита. По этой причине полоса при 556 см-1 в ИК-спектре в фторбаритолампрофиллите присваивается Ti-O-валентных колебаний TiO₅ пирамиды. Полосы ниже 500 см-1 соответствуют решетки мод с участием валентных колебаний октаэдров и деформационных колебаний диортогрупп Si₂O₇. Слабые полосы при 701 и 3610 см-1 может быть предварительно назначены М O-H изгиб и O-H-валентных колебаний, соответственно.



Рис. 5.14. Кривая термогравиметрии для фторбаритолампрофиллита из интрузии Нива.



Рис. 5.15. ИК-спектр поглощения фторбаритолампрофиллита из интрузии Нива.

Компонент	Дайка Мохнатые Рога	Интрузия Нива
SiO ₂	28.93 (27.46–29.78)	29.35 (28.56-30.33)
TiO ₂	27.01 (25.59–27.72)	27.31 (26.44–27.72)
Al ₂ O ₃	0.26 (0.19–0.42)	0.08 (0.06–0.11)
FeO	4.46 (3.81–5.45)	4.44 (4.12–4.98)
MnO	0.71 (0.35–0.89)	0.50 (0.30-0.76)
MgO	0.69 (0.35–0.92)	0.43 (0.24–0.66)
CaO	0.77 (0.59–0.89)	0.64 (0.50-0.79)
Na ₂ O	9.35 (8.74–9.68)	10.01 (9.04–10.84)
K ₂ O	2.36 (1.96–2.93)	2.65 (2.38-3.20)
BaO	14.42 (12.97–16.39)	16.23 (12.85–19.99)
SrO	7.33 (5.17–8.49)	5.59 (3.34-8.08)
ZrO ₂	0.15 (0.02–0.42)	0.22 (0.11–0.51)
Nb ₂ O ₅	0.79 (0.41–1.59)	0.91 (0.14–1.12)
Ta ₂ O ₅	_	0.15 (0-0.36)
F	2.23 (2.03–2.43)	2.41 (2.10–2.74)
H ₂ O	-	0.26*
Сумма	99.46	101.18
O=F	0.94	1.01
**Сумма	98.52	100.17

Таблица 5.8. Химический состав (мас. %) фторбаритолампрофиллита

Примечание. В таблице указаны средние значения содержаний компонентов из 4 анализов фторбаритолампрофиллита для дайки и 5 анализов для Нивы), диапазон указан в скобках. * - по данным термогравиаметрии **- в пересчете на концентрацию фтора.

Эмпирическая формула, рассчитанная на основе 18 анионов с учетом структурных данных, баланса зарядов и общих кристаллохимических закономерностей (Rastsvetaeva et al., 2016):

 $(Ba_{0.865}Sr_{0.44}K_{0.46}Na_{0.26})_{\Sigma 2.025}(Na_{2.38}Ca_{0.09}Fe_{0.47}Mn_{0.06})_{\Sigma 3.00}(Ti_{2.79}Mg_{0.09}Fe_{0.035}Nb_{0.06}Zr_{0.015}Ta_{0.01})_{\Sigma 3.00}(Si_{3.09}Al_{0.01})_{\Sigma 4.00}O_{16}[F_{1.04}O_{0.72}(OH)_{0.24}]_{\Sigma 2.00}.$ Содержание H₂O было определено методом термогравиаметрии.

Уточненная кристаллическая химическая формула фторбаритолампрофиллита (Z = 2):^A(Ba_{0.43}K_{0.23}Sr_{0.22}Na_{0.12})₂[^{M1}Na^{M2}(Na_{0.69}Fe²⁺_{0.235}Ca_{0.045}Mn_{0.03})₂^{M3}(Ti_{0.87}Mg_{0.09}Fe²⁺_{0.04})^X(F_{0.52}O_{0.37}(OH))_{0.11})₂][(Ti_{0.96}Nb_{0.04})₂(Si₂O₇)₂O₂], где квадратными скобками выделены ключевые фрагменты структуры – слой из реберносвязанных M(1-3)-октаэдров и гетерополиэдрическая сетка из *L*-пятивершинников и Si-диортогрупп.

Кристаллическая структура фторбаритолампрофиллита аналогична другим моноклинным представителям группы лампрофиллита относящимся к типу **I** (2*M*–политип) (Rastsvetaeva et al., 2016; Krivovichev el al., 2003) и, в частности, баритолампрофиллиту с высоким содержанием фтора (Peng and Chang, 1965; Sokolova and Cámara, 2008; Peng et al., 1984) (рис. 5.16).

В кристаллической структуре фторбаритолампрофиллита наибольший M1-октаэдр со средним расстоянием $\langle M1-O \rangle = 2.431$ Å полностью заселен натрием. Натрий (0.69 атома) статистически доминирует также в M2-позиции ($\langle M2-O \rangle = 2.431$ Å). Его недостаток компенсируется железом (0.235 атома) и марганцем (0.03 атома). Как и в структуре баритоламприфиллита, в наименьшем M3-октаэдре ($\langle M3-O \rangle = 1.995$ Å) преобладает Ti (0.87 атома) с примесью Mg (0.09 атома) и Fe (0.04 атома). Основное отличие фторбаритолампрофиллита от баритолампрофиллита заключается в существенном преобладании F над O и OH в анионной X-позиции, расположенной на стыке трех октаэдров (двух M2-октаэдров и одного M3-октаэдра).



Рис. 5.16. а - общий вид кристаллической структуры фторбаритолампрофиллита вдоль оси С; б - октаэдрический О-слой в кристаллической структуре фторбаритолампрофиллита в проекции (100).

5.5. Энигматит и астрофиллит

Энигматит является типичным минералом высокощелочных, недосыщенных кремнеземом, пород (Abbott, 1967; Когарко, 1977). Энигматит из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива близки по составу к энигматиту из Хибинского и Ловозерского массивов (Яковенчук, и др., 1999; Пеков, 2001). Содержание FeO в энигматите из дайки Мохнатые Рога варьирует от 36.89 до 38.16 мас. %, $TiO_2 -$ от 9.85 до 10.50 мас. %, $Na_2O -$ от 7.57 до 7.80 мас. %, MnO - от 1.29 до 1.47 мас. %, MgO от 1.96-2.40 мас. %, CaO от 0.06 до 0.21 мас. %, зональность внутри кристаллов не выявлена. (табл. 5.9).

Астрофиллит, из агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога и массива Нива близкие по составу, так содержание FeO (мас. %) варьирует от 31.28 до 33.13 и от 32.33 до 34.34, содержание MgO варьирует в пределах 1.70–1.95 и 1.93–2.20, а Mn – 1.37–1.73 и 1.01–1.19 (для астрофиллита из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива соответственно) (табл 5.10). При этом, астрофиллит характеризуется низкими содержаниями фтора 0.11-0.31 мас. %, и 0.01-0.11 мас. %, что связано с кристаллизаций минерала на позднемагматической стадии, когда фтора в системе практически не оставалось.

Компо-	1	2	3	4	5	6	7	8
RiO.	11 10	41 74	41.00	40.20	41.42	41.72	42.10	41.25
<u>S102</u>	41.18	41.74	41.99	40.39	41.43	41.73	42.10	41.25
TiO ₂	10.50	9.85	9.90	10.29	9.99	10.32	9.19	10.16
Al ₂ O ₃	0.57	0.52	0.33	0.92	0.45	0.42	2.42	0.65
FeO	37.65	38.16	36.89	37.34	38.84	38.65	36.42	38.44
MnO	1.29	1.46	1.33	1.47	1.44	1.42	1.38	1.44
MgO	2.40	1.96	2.11	2.13	1.86	1.83	1.81	2.37
CaO	0.21	0.07	0.06	0.10	0.09	0.12	0.12	0.20
Na ₂ O	7.59	7.57	7.80	7.80	7.63	7.68	8.13	7.58
K ₂ O	0.01				0.01	0.03	0.06	0.02
ZrO ₂		0.04	0.05			0.02		
Nb ₂ O ₅		0.08	0.04	0.02	0.12	0.03	0.17	0.02
F	0.11	0.14	0.09		0.11	0.17	0.31	0.20
Сумма	101.51	101.59	100.59	100.46	101.97	102.42	102.11	102.33
O=F	0.05	0.06	0.04	—	0.05	0.07	0.13	0.08
Сумма*	101.46	101.53	100.55	100.46	101.92	102.35	101.98	102.25
(Формуль	ные коэс	ффициен	ты, рассч	итанные	е на 20 ат	томов О	
Si	5.75	5.83	5.89	5.72	5.79	5.79	5.78	5.73
Ti	1.10	1.04	1.05	1.10	1.05	1.08	0.95	1.06
Al	0.09	0.09	0.05	0.15	0.07	0.07	0.39	0.11
Fe	4.40	4.46	4.33	4.42	4.54	4.49	4.18	4.46
Mn	0.15	0.17	0.16	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17
Mg	0.50	0.41	0.44	0.45	0.39	0.38	0.37	0.49
Ca	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
Na	2.05	2.05	2.12	2.14	2.07	2.07	2.16	2.04
K						0.01	0.01	

Таблица 5.9. Химический состав (мас. %) энигматита из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

Примечание. 1-4 – энигматит из дайки Мохнатые Рога, 5-8 – энигматит из интрузии Нива.

*- в пересчете на концентрацию фтора. «—» - ниже предела обнаружения.

Таблица 5.10. Химический состав (мас. %) астрофиллита из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38.61	38.15	38.48	38.68	38.68	37.93	39.92	38.92
TiO ₂	9.57	8.85	9.86	9.43	10.81	10.22	8.43	10.43
Al ₂ O ₃	0.80	0.85	0.48	0.96	0.65	0.51	0.69	0.43
FeO	33.79	34.34	32.99	32.33	31.28	33.13	31.56	31.82
MnO	1.19	1.17	1.02	1.01	1.43	1.37	1.73	1.50
MgO	2.14	1.93	2.20	2.13	1.99	1.70	1.81	1.86
CaO	0.15	0.21	0.18	0.18	0.44	0.38	1.12	0.48
Na ₂ O	2.93	2.75	3.41	3.11	3.49	3.39	3.05	3.66
K ₂ O	7.28	6.74	6.88	6.97	7.00	6.79	6.21	6.84
ZrO ₂		0.13			0.01			
Nb ₂ O ₅	0.06	0.07	0.04	0.06	0.11	0.02	0.06	0.08
F			0.15		0.06	0.12	0.27	0.25

продолж	ение та	олицы :	5.10.					
Сумма	96.52	95.19	95.69	94.86	95.95	95.56	94.85	96.27
O=F			0.06		0.03	0.05	0.11	0.11
Сумма*	96.52	95.19	95.63	94.86	95.92	95.51	94.74	96.16
Форм	иульные	е коэфф	ициент	ы, рассч	итанны	ie на 26	атомов	0
Na	1.11	1.06	1.29	1.19	1.32	1.30	1.15	1.38
Κ	1.81	1.71	1.72	1.75	1.74	1.71	1.55	1.69
Ca	0.03	0.04	0.04	0.04	0.09	0.08	0.23	0.10
Fe	5.52	5.70	5.40	5.33	5.09	5.46	5.15	5.16
Mn	0.20	0.20	0.17	0.17	0.24	0.23	0.29	0.25
Mg	0.62	0.57	0.64	0.63	0.58	0.50	0.53	0.54
Al	0.18	0.20	0.11	0.22	0.15	0.12	0.16	0.10
Ti	1.41	1.32	1.45	1.40	1.58	1.52	1.24	1.52
Si	7.54	7.57	7.54	7.62	7.53	7.47	7.79	7.54

10

Примечание. 1-4 – астрофиллит дайки Мохнатые Рога, 5-8 – астрофиллит из интрузии Нива. «—» – ниже предела обнаружения. *– в пересчете на концентрацию фтора.

5.6. Поздняя минеральная ассоциация - натролит и феррипирофиллит

Натролит – водный алюмосиликат натрия группы цеолитов, является продуктом гидротермального изменения нефелина. Замещение натролитом нефелина на поздней стадии образования широко распространено в породах Ловозерского и Хибинского массивов (Власов и др., 1959, Ловская, 2011). Для натролита из дайки Мохнатые Рога в отличие от натролита из интрузии Нива, характерна примесь железа - до 1.03 мас. % FeO (табл. 5.11). Образование цеолитов происходит при температуре 300°, а выше этой температуры стабильны нефелин и другие фельдшпатойды (Когарко, 1977; Barrer, 1982; Пеков и др., 2004).

Компо-	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
нент								-
1	45.49	24.6	0.14	_		11.68		81.91
2	46.81	26.35	0.23	_		13.67	—	87.06
3	44.33	24.53	0.27		—	12.14	—	81.27
4	47.5	27.27	0.46		0.06	16.98	0.05	92.32
5	47.85	27.44	0.27			17.42	0.07	93.05
6	47.9	27.46	0.26			17.51	0.07	93.2
7	45.23	25.3	0.4			12.22		83.15
8	46.92	26.51	0.32		—	13.57	_	87.32
9	44.2	24.14	1.03		0.08	12.62	0.09	82.16
10	43.35	24.07	0.23	0.05	0.17	12.18	0	80.05
11	43.79	24.38		_		13.79		81.96
12	44.64	25.42				14.60		84.66
13	43.04	24.04				13.28	0.02	80.38
14	45.78	26.05				14.41		86.24

Табл. 5.11. Химический состав (мас. %) натролита из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

продоля	кение та	аолицы	J.11.					
15	46.24	26.27				14.45		86.96
16	45.49	26.01				14.73		86.23
Компо- нент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
17	48.62	27.94				16.34		92.9
18	43.71	24.62				13.28		81.61
Форм	ульные	коэффи	циент	ы, расс	читанн	ные на 1	0 атом	юв О
	Na	Al	Κ	Ca	Fe	Si		
1	1.55	1.99			0.01	3.12		
2	1.73	2.02			0.01	3.05		
3	1.63	2.01			0.02	3.08		
4	2.06	2.01			0.02	3.00		
5	2.09	2.00	0.01		0.01	2.97		
6	2.10	2.00	0.01		0.01	2.96		
7	1.61	2.02			0.02	3.07		
8	1.71	2.03			0.02	3.04		
9	1.70	1.97	0.01	0.01	0.06	3.06		
10	1.67	2.01		0.01	0.01	3.06		
11	1.86	2.00				3.04		
12	1.91	2.02				3.01		
13	1.82	2.00				3.04		
14	1.84	2.03				3.02		
15	1.83	2.03				3.02		
16	1.89	2.03				3.01		
17	1.95	2.03				2.99		
18	1.79	2.02	—			3.04		

Прололжение таблицы 5 11

Примечание. 1-9 – натролит из дайки Мохнатые Рога, 10-18 - натролит из интрузии Нива. «—» ниже предела обнаружения.

Феррипирофиллит - железистый представитель группы пирофиллита, встречается редко, впервые был описан в гидротермальных жилах гематитового месторождения Штрассеншахт, Германия, и свинцово-медного рудопроявления Тулагай в Казахстане (Чухров и др., 1979). Состав феррипирофиллита показывает дефицит суммы (табл. 5.12), по-видимому, связаный с наличием воды в структуре, а также трудности получания полноколичественного анализа для мелкочашуйчатого минерала.

Таблица 5.12. Химический состав феррипирофиллита (мас. %) дайки участка Мохнатые Рога

Компо- нент	1	2	3
SiO ₂	53.87	47.11	48.89
TiO ₂	0.28	0.27	0.34
Al ₂ O ₃	4.23	3.59	3.16

Продолжение таблицы 5.12.									
FeO	23.04	22.42	28.21						
MnO	0.35	0.39	0.34						
MgO	0.8	1.11	1.67						
CaO	0.82	0.69	0.49						
Na ₂ O	0.07	0.06	0.13						
K ₂ O	2.1	2.27	1.8						
ZrO ₂	0.03	0.09	0.03						
Nb ₂ O ₅	0.03	0.07							
F	0.09	0.30	0.40						
Сумма	85.73	78.39	85.45						
O=F	0.04	0.13	0.17						
Сумма*	85.69	78.26	85.28						
Формуль	ные коэф	фициентн	ы,						
рассчита	нные на 1	0 атомов	0						
Fe	1.39	1.50	1.77						
Ti	0.02	0.02	0.02						
Na	0.01	0.09	0.09						
K	0.19	0.23	0.17						
Ca	0.06	0.06	0.04						
Mn	0.02	0.03	0.02						
Mg	0.09	0.13	0.19						
Al	0.36	0.34	0.28						
~ •									

н *с* с 10

Примечание. *- в пересчете на концентрацию фтора. «—» ниже предела обнаружения.

5.7. Акцессорные минералы

Минералы супергруппы апатита. Состав агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога, характеризуется повышенными концентрациями редкоземельных элементов, так средние содержание суммы редких земель в породе составляет $\sum_{P39} = 877$ г/т, La 218- г/т, Ce - 358 г/т, (табл. 4.2). В ходе исследования было выявлено, что основными концентраторами редкоземельных элементов в агпаитовых сиенитах являются минералы супергруппы апатита.

Составы минералов супергруппы апатита соответствуют фторапатиту (Ca₅(PO₄)₃F), фторкафиту SrCaCa₃(PO₄)₃F, фторстрофиту SrCaSr₃(PO₄)₃F (Pasero et al., 2010) (табл. 5.13) с повышенными содержаниями редкоземельных элементов. Эти минералы в агпаитовых сиенитах встречаются в виде скоплений гипидиоморфных зональных по составу кристаллов, размером до 150 мкм, в которых краевые части обогащены редкоземельными элементами, также встречаются отдельные кристаллы фторапатита (рис. 5.17).

Содержание стронция составляет 4.28 мас. % SrO в фторапатите, 31.39 мас. % SrO в фторкафите, варьирует от 40.68 до 55.25 мас. % SrO в фторстофите. Барий в виде примеси содержится во всех разновидностях кроме фторапатита, содержание бария в фторкафите составляет 3.00 мас. % BaO, и варьирует от 1.47 до 5.96 мас. % BaO в фторстрофите. Содержание

La₂O₃ в фторстрофите варьирует от 0.11 до 7.19 мас. %, Ce₂O₃ от 0.24 до 1.18 мас. %. (табл. 5.13). Таким образом, показано, что в процессе дифференциации щелочной магмы, из которой кристаллизовались агпаитовые сиениты, происходило фракционирование редкоземельных элементов, с выделением легких редких земель на самых поздних стадиях кристаллизации.



Рис. 5.17. А-б сростки фторстофита (Fstr) в ассоциации с эгирин-авгитом (Px), и ортоклазом, агпаитовом сиенит дайки Мохнатые Рога. Изображение в обратно-отраженных электронах.

Компо- нент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	SrO	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	F	Сумма	O=F	Сумма*
1			0.50	9.49	0.24	50.95	1.89	0.26		28.85	4.17	96.35	1.76	94.59
2			0.73	9.11	0.32	52.03	2.27			30.11	3.80	98.37	1.60	96.77
3		_	1.17	10.55		47.94	2.71	0.15		31.21	5.06	98.79	2.13	96.66
4	3.37		0.95	23.85	0.29	31.39	3.00			33.13	4.36	100.34	1.84	98.50
5			0.55	7.72	0.32	52.98	2.64	0.47		30.65	4.30	99.63	1.81	97.82
6	2.11		1.06	12.18	—	42.74	5.19	—		28.15	3.50	94.93	1.47	93.46
7		—	0.69	14.93	—	42.05	4.55	—		31.67	4.35	98.24	1.83	96.41
8			0.53	6.47	0.62	49.81	2.14	3.38	0.56	27.89	4.09	95.49	1.72	93.77
9			0.66	8.64		53.42	2.33			31.33	4.25	100.63	1.79	98.84
10			0.48	7.00	0.58	51.46	2.35	2.52	0.49	30.03	3.53	98.44	1.49	96.95
11			0.52	6.26	0.72	50.47	2.01	3.87	0.55	28.28	2.84	95.52	1.20	94.32
12			0.73	8.17	0.47	50.61	2.56	1.61	0.29	28.52	3.96	96.92	1.67	95.25
13			0.79	9.43	0.35	48.87	2.82	0.53		29.48	3.73	96.00	1.57	94.43
14	7.16	0.70	2.67	43.05	0.69	4.28				36.32	2.26	97.13	0.95	96.18
15			0.45	5.94	1.25	47.41	1.64	7.19	0.74	27.33	3.31	95.26	1.39	93.87
16		_	0.74	11.35	0.41	49.17	1.86	0.18		31.67	4.38	99.76	1.84	97.92
17		—	0.56	8.14	0.24	53.16	2.29	—		31.43	5.56	101.38	2.34	99.04
18		—	0.42	7.30	0.30	52.16	5.96	0.27		31.04	5.69	103.14	2.40	100.74
19		—	0.65	10.42	0.32	51.07	2.09	0.11		32.00	4.82	101.48	2.03	99.45
20			0.73	10.21	0.39	50.83	2.12			31.73	4.89	100.90	2.06	98.84
21		—	0.61	7.35	0.17	54.83	2.17	0.14		30.81	5.37	101.45	2.26	99.19
22		—	0.83	11.12	0.28	50.67	2.12	—		32.22	4.66	101.90	1.96	99.94
23		—	0.41	6.53		52.30	5.38	0.17		30.03	6.71	101.53	2.83	98.70
24		—	0.62	7.29	0.19	55.25	2.69	—		32.92	4.99	103.95	2.10	101.85
25		—	0.66	6.64	0.24	51.99	4.69	0.19		29.89	5.52	99.82	2.32	97.50
26			0.70	9.73	0.42	51.07	2.49	0.14		30.48	3.70	98.73	1.56	97.17
27			0.46	7.40	1.35	47.24	2.79	6.77	1.18	29.14	3.34	99.67	1.41	98.26
28	3.92	1.30	0.52	5.92	1.19	46.79	1.68	5.88	0.65	26.45	3.04	97.34	1.28	96.06
29			0.52	7.73	0.92	47.46	1.64	4.55	0.46	28.34	3.27	94.89	1.38	93.51

Таблица. 5.13 Химический состав минералов супергруппы апатита из дайки Мохнатые Рога (мас. %)

Продолж	ение т	аблицы	5.13.					-						
Компо- нент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	SrO	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	P_2O_5	F	Сумма	O=F	Сумма*
30	8.36	1.18	0.84	7.34	1.80	40.68	1.47	6.58	0.68	25.92	2.79	97.64	1.17	96.47
31			0.74	6.36	1.09	48.40	1.92	6.17	0.66	28.56	3.12	97.02	1.31	95.71
32		_	0.42	6.38	1.29	47.76	1.60	6.34	0.65	29.97	3.56	97.97	1.50	96.47
33		_	0.99	8.21	0.61	48.68	2.35	2.17	0.31	28.90	3.51	95.73	1.48	94.25
34			0.63	9.01	0.53	50.94	1.91	1.59	0.24	30.98	3.37	99.20	1.42	97.78
35	2.55	1.07	0.89	10.64		48.93	3.01	0.33		30.01	5.85	103.28	2.46	100.82
36			0.95	12.11		47.78	2.71	0.44		28.99	4.49	97.47	1.89	95.58
37			0.79	8.84		52.45	3.31	0.00		28.95	4.82	99.16	2.03	97.13
38			0.87	7.63		53.84	3.16	0.16		30.27	4.33	100.26	1.82	98.44
39			1.01	8.92		52.47	3.12	0.30		31.12	4.13	101.07	1.74	99.33
		Форм	ульны	е коэфф	рициент	ты рассч	нитань	іе на 5 к	атионов	в пози	ции М	1 и М2		
	Ca	Na	Si	Al	Fe	Sr	Ba	La	Ce	Р	F			
1	1.23	0.06			0.05	3.57	0.09	0.01		2.95	1.59			
2	1.16	0.07			0.07	3.59	0.11			3.03	1.43	_		—
3	1.37				0.12	3.37	0.13	0.01		3.21	1.94	_		—
4	2.57	0.06	0.07		0.08	1.83	0.12			2.82	1.39			
5	1.00	0.08			0.06	3.72	0.13	0.02		3.14	1.65			
6	1.52		0.05		0.10	2.89	0.24			2.78	1.29			—
7	1.87				0.07	2.85	0.21			3.14	1.61			—
8	0.87	0.15			0.06	3.63	0.11	0.16	0.03	2.97	1.63			
9	1.11				0.07	3.71	0.11			3.18	1.61			
10	0.92	0.14			0.05	3.65	0.11	0.11	0.02	3.11	1.36			—
11	0.83	0.17			0.05	3.64	0.10	0.18	0.03	2.98	1.12			—
12	1.06	0.11			0.07	3.55	0.12	0.07	0.01	2.92	1.52			—
13	1.23	0.08		_	0.08	3.45	0.13	0.02		3.04	1.44	_		—
14	3.83	0.11	0.12	0.07	0.19	0.21				2.56	0.59			—
15	0.79	0.30			0.05	3.42	0.08	0.33	0.03	2.88	1.30			_
16	1.42	0.09			0.07	3.32	0.08	0.01		3.13	1.62			_
17	1.05	0.06			0.06	3.72	0.11			3.22	2.12			

Продолж	Продолжение таблицы 5.13.													
	Ca	Na	Si	Al	Fe	Sr	Ba	La	Ce	Р	F			
18	0.94	0.07			0.04	3.65	0.28	0.01		3.17	2.17		—	—
19	1.30	0.07			0.06	3.46	0.10			3.16	1.78		—	
20	1.28	0.09		_	0.07	3.46	0.10		_	3.15	1.81			
21	0.95	0.04		_	0.06	3.84	0.10	0.01	_	3.15	2.05	_		—
22	1.37	0.06			0.08	3.39	0.10			3.15	1.70			
23	0.88				0.04	3.81	0.26	0.01	_	3.19	2.66			—
24	0.93	0.04			0.06	3.83	0.13		_	3.33	1.89	_	—	—
25	0.89	0.06			0.07	3.75	0.23	0.01		3.15	2.17		—	—
26	1.23	0.10			0.07	3.49	0.11	0.01		3.04	1.38			
27	0.94	0.31			0.05	3.23	0.13	0.29	0.05	2.91	1.25			
28	0.71	0.26	0.09	0.17	0.05	3.03	0.07	0.24	0.03	2.50	1.07			
29	1.02	0.22			0.05	3.40	0.08	0.21	0.02	2.96	1.28		_	
30	0.81	0.36	0.17	0.14	0.07	2.42	0.06	0.25	0.03	2.26	0.91			
31	0.83	0.26			0.08	3.43	0.09	0.28	0.03	2.96	1.21			
32	0.84	0.31			0.04	3.41	0.08	0.29	0.03	3.13	1.39			
33	1.08	0.14			0.10	3.45	0.11	0.10	0.01	2.99	1.36		—	
34	1.14	0.12			0.06	3.50	0.09	0.07	0.01	3.11	1.26			
35	1.25	0.00	0.06	0.14		3.11	0.13	0.01		2.78	2.03			
36	1.52		_			3.24	0.12	0.02		2.87	1.66			
37	1.13		_			3.63	0.15			2.93	1.82			
38	0.99					3.77	0.15	0.01		3.09	1.65			

0.01 Примечание. *- в пересчете на концентрацию фтора. Составы 1-3, 5-13, 15-39 соответствуют фторстрофиту; 14 – фторапатиту;

3.12

1.55

4-фторкафиту. «—» ниже предела обнаружения.

39

1.13

3.61

0.14

Нунканбахит BaKNaTi₂(Si4O₁₂)O₂ – редкий представитель батисита группы $(BaNa_2Ti_2(Si_4O_{12})O_2),$ является его К-аналогом И Ва-аналогом щербаковита (K₂NaTi₂(Si₄O₁₂)O(OH) (Uvarova et al., 2010). Минералы группы батисита кристаллизуются в щелочных калий-натриевых и ультракалиевых породах и являются индикатором активности калия в щелочной среде (Uvarova et al., 2003). Нунканбахит из изучаемых агпаитовых сиенитов образует бледно-желтые призматические кристаллы, размером 0.1-1 мм (рис. 5.18, 5.19). Содержание бария в нунканбахите варьирует от 16.27 до 18.28 мас. % ВаО и от 11.04 до 14.27 мас. % ВаО (для образцов из дайки Мохнатые Рога из интрузии Нива соответсвенно). Центральные части исследованных кристаллов содержат повышенное количество ниобия (до 3.51 и до 3.70 мас. % Nb₂O₅) и фтора (до 2.57 и до 1.66 мас. % F) ВаО (для образцов из дайки Мохнатые Рога из интрузии Нива соответсвенно) (табл. 5.14).

	1	2	3	4	5	6	7	8
	1R	2C	С	С	R	R	С	R
SiO ₂	41.22	41.87	40.89	41.49	41.63	41.88	41.1	40.14
TiO ₂	23.69	24.52	20.37	20.44	21.86	22.21	19.78	20.06
Al_2O_3	0.21	0.26	0.12	0.07	0.09	0.09	0.04	0.2
FeO	0.8	1.25	2.05	2.41	2.7	1.79	2.17	3.09
MnO	0.08	0.09						
MgO	0.05	0.02			0.06			
CaO	0.31	0.3	0.24	0.36		0.39	0.17	0.75
Na ₂ O	2.43	1.43	7.4	6.96	8.24	7.97	7.04	7.82
K ₂ O	7.17	5.76	9.56	10.31	7.68	9.14	9.31	7.25
ZrO ₂	—	0.02	3.43	3.08	1.43	1.97	2.56	1.48
Nb ₂ O ₅	3.51	2.81	2.43	1.72	1.43	1.86	3.70	0.95
Ta2O5	0.24	0.07						
SrO	—	0.09	0.86	0.93	1.47	1.16	0.65	1.28
BaO	16.27	18.28	10.47	10.67	12.59	10.16	13.78	13.70
UO ₂	0.77	0.51						
F	1.89	2.57	1.23	0.89	1.42	1.29	0.93	1.66
сумма	98.64	99.85	99.05	99.33	100.6	99.91	101.23	98.38
O=F	0.80	1.08	0.52	0.37	0.60	0.54	0.39	0.70
Сумма*	97.84	98.77	98.53	98.96	100.00	99.37	100.84	97.68
Фор	мульнь	ие коэф	фициен	ты, расс	читаннь	ие на 14	атомов	0
Ba	0.62	0.68	0.40	0.41	0.48	0.38	0.53	0.54
K	0.89	0.70	1.20	1.30	0.95	1.12	1.17	0.92
Na	0.46	0.27	1.41	1.33	1.54	1.49	1.34	1.51
Ti	1.74	1.76	1.51	1.52	1.59	1.61	1.47	1.51
Fe	0.07	0.10	0.17	0.20	0.22	0.14	0.18	0.26
Si	4.03	4.00	4.02	4.09	4.02	4.03	4.05	4.01

Таблица 5.14. Химический состав (мас. %) нунканбахита.

Продолжение таблицы 5.14.										
Al	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02		
Nb	0.08	0.06	0.11	0.08	0.06	0.08	0.17	0.04		
Mg	0.01									
Ca	0.03	0.03	0.03	0.04		0.04	0.02	0.08		
Mn	0.01	0.01								
Zr			0.16	0.15	0.07	0.09	0.12	0.07		
Sr			0.05	0.05	0.08	0.07	0.04	0.07		
F	0.58	0.78	0.36	0.26	0.41	0.37	0.28	0.49		

Примечание. 1-2 нунканбахит из дайки Мохнатые Рога, 3-8 из интрузии Нива, R-краевая зона кристалла лампрофиллита. С-центр кристалла. «—» ниже предела обнаружения. Но - не определено. *- в пересчете на концентрацию фтора.



Рис. 5.18. Нунканбахит (Noo) а ассоциации с эгирин-авгитом (Px), из агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога.



Рис. 5.19. Нунканбахит (Noo) в ортоклазе (Or) в ассоциации с лампрофиллитом (Lmp), эгиринавгитом (Px), энигматитом (Aen), астрофиллитом (Ast), калио-арфведсонитом (Amp) и фторстрофитом (Fstr) из агпаитовых сиенитов интрузии Нива. А – изображение в проходящей свете; б - в обратно-отраженных электронах.

Рутил предположительно был образован за счет изменения титансодержащих породообразующих силикатов, эту гипотезу подтверждает нахождение рутила по краям кристаллов МГЛ (рис. 5.20). Также для рутила характерны повышенные содержания ниобия – до 2.65 мас. % Nb₂O₅ (табл. 5.15).

Ильменит был обнаружен в виде реликтовых включений в лампрофиллите (табл. 5.16, рис. 5.9 в, 5.10 д).



Рис. 5.20. Рутил (Rt) в ассоциации с минералом группы лампрофиллита (Lmp) и Ва-Ті силиката (Ba-Ti-Si).

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	1.12	1.92	1.73	2.96	4.01	1.89	1.17	2.25	1.57	1.93
TiO ₂	91.9	92.78	94.47	89.13	87.26	93.04	95.49	91.44	90.05	89.58
Al ₂ O ₃	0.03	0.17	0.17	0.17	0.23	0.10		0.61	0.15	
FeO	1.95	1.48	0.83	2.21	2.6	1.53	1.36	0.94	1.31	1.69
MnO	0.06	—	—	—	0.19	—	—			
MgO	0.05		—	0.12	0.21					
CaO	0.22	0.21	—	0.28	0.33	0.15	0.10	0.21	—	—
Na ₂ O	0.22	0.28	0.62	0.42	0.54	0.31	0.3	0.42	0.53	0.37
K ₂ O	0.09		—		0.05	0.09	0.06	0.05	—	—
ZrO ₂	0.04							0.15		
Nb ₂ O ₅	2.33	2.02	2.15	2.14	2.01	2.08	2.19	2.65	2.15	2.34
Сумма	98.01	98.86	99.97	97.43	97.43	99.19	100.67	98.72	95.76	95.91
		Форму.	льные к	оэффиг	циенты,	рассчи	ганные н	a 2 O		
Si	0.02	0.03	0.02	0.04	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
Ti	0.95	0.95	0.95	0.92	0.90	0.95	0.96	0.93	0.95	0.94
Al								0.01		
Fe	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Ca					0.01			—		
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.02				0.01					
Nb	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02

Таблица 5.15. Химический состав (мас. %) рутила из дайки Мохнатые Рога

Примечание. «—» ниже предела обнаружения.

Также в агпаитовом сиените дайки Мохнатые Рога наблюдаются обособления размером 200-500 мкм с позднемагматической минеральной ассоциацией, включающей каплевидные или ксеноморфные выделения кварца (размером 5-10 мкм), рассеянные в ортоклазе и окруженные глобулами органического вещества, мелкими около 5 мкм зернами кальцита (5.16), Ca-Sr, P3Э и Mn карбоната, барита и сфалерита (рис. 5.21). В этой ассоциации были также обнаружены призматические кристаллы рутила (20-30 мкм) с повышенным содержанием Nb₂O₅, которые встречаются вместе с игольчатыми кристаллами МГЛ. Минералы позднемагматической стадии были образованы из гидротермального раствора (флюида) с высокой активностью CO₂, S и P3Э. Так, поздние кварц-карбонатные жилы хорошо известны в палеозойских карбонатитах Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965). Образование в агпаитовых ассоциациях кварца можно объяснить за счет реакции разложения силикатных фаз при низких температурах и в условиях повышения активности CO₂. Аналогичный процесс был описан в поздних парагенезисах нефелиновых сиенитов рифта Осло (Andersen and Sorensen, 1993). Формирование органического вещества может быть связано с процессом частичного восстановления углерода.



Рис. 5.21. Взаимоотношения минеральных фаз из позднемагматической ассоциации дайки Мохнатые Рога. Рх – эгирин-авгит, Or - ортоклаз, Lmp -минералы группы лампрофиллита, Brt - барит, Crb - Ca-Sr карбонат, Qz - кварц, Rt - рутил, Org - органическое вещество. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

	ильменит		кальцит	
	1	2	3	4
SiO ₂	0.03	0.06	0.06	0.04
TiO ₂	50.98	0.03	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	0.02	0.01		0.04
FeO	43.5	0.58	0.55	0.57
MnO	2.47	0.33	0.37	0.38
MgO	0.32	0.70	0.69	0.68
CaO	0.01	57.56	59.29	57.87
Na ₂ O	0.06	0.03	0.04	_
K ₂ O	0.01		0.01	0.01
Nb ₂ O ₅	0.12			
SrO		_	0.03	0.04
BaO	0.55	0.06		_
Сумма	98.08	59.36	61.07	59.64
	Формульны	ые коэффі	ициенты	
Ti	0.99	_		
Fe	0.94	0.01	0.01	0.01
Mn	0.05			0.01
Mg	0.01	0.02	0.02	0.02
Ca		0.97	0.97	0.97
Ba	0.01			

Таблица 5.16. Химический состав (мас. %) ильменита, кальцита из дайки Мохнатые Рога

Примечание. «—» ниже предела обнаружения. С – центральная, R – краевые зоны кристаллов. Формульные коэффициенты, рассчитанные на 3 О для ильменита, и на 1 катион в позиции А для кальцита.

5.8. Условия кристаллизации минеральных ассоциаций агпаитовых сиенитов

В работах по исследованию условий кристаллизации агпаитовых пород, показано, что совместная кристаллизация ассоциации энигматит-эгирин-авгит-арфведсонит возможна в условиях фугитивности кислорода соответствующих буферу QFM, при этих параметрах остается устойчив пироксен существенно эгиринового состава в области магматических температур 800-900 °C (Когарко, 1977).

Согласно экспериментальным данным, энигматит стабилен до температуры 900°С в условиях, соответствующих буферу QFM (Lindsley, 1971; Lindsley and Haggerty, 1971; Kunzmann, 1999). В эксперименте с использованием буфера NNO, температуре 750°С и давлении 500 бар энигматит полностью распался на более окисленную комбинацию акмит + титаномагнетит + кварц (Lindsley, 1971). Эти результаты свидетельствуют о том, что стабильность энигматита ограничена низкой фугитивностью кислорода.

Текстурные соотношения минералов агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога свидетельствуют о ранней кристаллизации ильменита, энигматита и эгирин-авгита, и более поздней кристаллизации арфведсонита и астрофиллита. Согласно фазовой диаграмме Feсодержащих фаз в щелочных системах (рис. 5.22; Marsh, 1975) ильменит, энигматит, акмит (эгирин) и астрофиллит могут сосуществовать в широком диапазоне температур от 600 до 1100 °С (Marsh, 1975; Lindsley, 1971; Lindsley and Haggerty, 1971; Kunzmann, 1999). Согласно этой диаграмме первыми из этой ассоциации кристаллизуются ильменит и акмит при температурах 1000-1100°С и высоких значениях фугитивности кислорода, далее, по мере снижения температуры (1000-750°С) и уменьшения фугитивности кислорода, кристаллизуется энигматит, который на завещающей стадии кристаллизации замещается астрофиллитом и кристаллизуется арфведсонит. Выделение астрофиллита, по-видимому, происходило в субсолидусных условиях при температуре ниже 600°С. Отсюда можно заключить, что кристаллизация изучаемой породы началась в поле буфера NNO при высоких значениях фугитивности кислорода и температуре >1000 с последующим уменьшением температуры и фугитивности кислорода (буфер QFM). Наиболее низкотемпературным минералом исследованных агпаитовых сиенитов является натролит, который образуется при температуре 300° С (Когарко, 1977; Barrer 1982; Пеков и др., 2004).

Рассчитанное (по формуле QFM Log f_{O_2} =-24.441.9/T+8.290(±0.167) (Myers and Eugster, 1983) значение фугитивности кислорода для агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога составляет QFM + 1.2, при температуре 600°С, и близки к буферной системе Ni–NiO.

Исследования высокощелочных магматических комплексов показали, что высокое содержание летучих компонентов в эволюционирующем в сторону увеличения щелочности

139

расплава, приводит к стабилизации богатых летучими элементами фаз и позднему замещению нефелина натролитом (Piotrowski and Edgar, 1970; Когарко, 1977). Этому процессу способствует низкая температура солидуса щелочных расплавов и очень широкий температурный интервал их кристаллизации. Кроме того, экспериментальные исследования (Когарко, 1977; Giehl et al., 2013) показывают высокую растворимость воды и фтора в щелочной магме, что свидетельствует, по всей вероятности, о постепенном переходе щелочного расплава в гидротермальный флюид. Таким образом, предполагается, что изучаемые агпаитовые сиениты были образованы на этом позднем этапе эволюции высокощелочной системы.



Рис. 5.22. Фазовая диаграмма устойчивости энигматита в зависимости от f_{O_2} и T (при давлении 1 бар) (Marsh, 1975). Буферы HM - гематит-магнетит, NNO - никель-никель-кислород, QFM - фаялит-магнетит-кварц, MW - магнетит-вюстит, IW - железо-вюстит. Заштрихованная область – границы поля кристаллизации трахитов и фонолитов. Оранжевая стрелка – направление кристаллизации минералов агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные научные результаты:

 Впервые изученные автором агпаитовые сиениты дайки Мохнатые Рога характеризуются высоким коэффициентом агпаитности (Ка ~ 1.23) и содержат значительные концентрации Ti, Fe, Sr, Ba, Zr, Nb и P3Э.

2. Составы агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога на диаграмме отношения Na₂O+K₂O к SiO₂ попадают в поле конечных продуктов дифференциации ультраосновных лампрофиров Кольской щелочно-карбонатитовой провинции.

3. Отсутствие европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ и обогащение стронцием указывает на характер дифференциации родоначального расплава без выделения плагиоклаза что свидетельствует о том, что источником агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога была магма значительно недосыщенная кремнеземом, с широким полем кристаллизации мелилита, а не плагиоклаза.

4. Замещение нефелина натролитом на поздней стадии кристаллизации агпаитовых сиенитов, свидетельствует о том, что они были сформированы на позднем этапе эволюции щелочного расплава и, возможно являются примером постепенного перехода из щелочного расплава в гидротермальный флюид.

5. Полученный методом К–Аг датирования возраст агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога составил 368 ± 9 млн лет, что совпадает с возрастом палеозойского щелочного магматизма на территории Кольской щелочно-карбонатитовой провинции.

6. Изотопный состав породы (Rb – Sr и Sm – Nd системы) указывает на мантийный источник агпаитовых сиенитов, который аналогичен составам агпаитовых сиенитов интрузии Нива, Хибинского и Ловозерского щелочных массивов, а также близок к мантийному резервуару FOZO, что говорит о связи с глубинным мантийным плюмом.

7. Установлены особенности ЭВОЛЮЦИИ химического состава минералов группы лампрофиллита. лампрофиллитом, которые представлены: фторлампрофиллитом, баритолампрофиллитом, и фторбаритолампрофиллитом. Показано, что ранние генерации характеризуются широкими вариациями отношения Ba/Sr и высоким содержанием фтора. В более поздней генерации увеличивается содержание бария и понижается содержание фтора, на фоне уменьшения содержания натрия растет концентрация калия.

8. В ходе детального исследования химического состава и кристаллической структуры минералов группы лампрофиллита автором был установлен и описан новый минерал фторбаритолампрофиллит с общей формулой (Ba,Sr,K)₂[(Na,Fe²⁺)₃TiF₂][Ti₂(Si₂O₇)₂O₂], который был утвержден комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации

Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA), регистрационный номер IMA № 2016-089.

9. Установлены особенности эволюции химического состава Ті-обогащенного эгиринавгита, который характеризуется высокими содержаниями титана и циркония. Главное направление эволюции состава пироксенов заключается в увеличении эгириновой (Na,Fe³⁺) составляющей и уменьшении диопсидового (Ca,Mg) и геденбергитового (Ca,Fe²⁺) компонентов.

Показано, что минералы супергруппы апатита являются минералами концентраторами
РЗЭ в агпаитовых сиенитах дайки Мохнатые Рога.

11. Единственным другим известным магматическим телом, с близким минеральным и химическим составом является интрузия агпаитовых сиенитов Нива.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- АО «Мурманская ГРЭ» Мурманская геологоразведочная экспедиция
- а_{*H2O*} активность воды
- Ка коэффициент агпаитности
- Kalk –модуль щелочности
- КЩКП Кольская щелочно-карбонатитовая провинция
- МГЛ минералы группы лампрофиллита
- МГА минералы супергруппы амфибола
- МГС минералы группы содалита
- РЗЭ редкоземельные элементы
- Aen энигматит
- Атр амфибол
- Ast астрофиллит
- Ва-Ті-Sі Ва-Ті силикат
- ВЕ валовый состав Земли
- Brt барит
- Crb карбонат
- СNMNC IMA комиссия по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной
- минералогической ассоциации
- DMM деплетированная мантия
- EM-1 мантийный источник, обогащенный неодимом
- ЕМ-2 мантийный источник, обогащенный радиогенным стронцием
- Fblmp фторбаритолампрофиллит
- Flmp фторлампрофиллит
- Fpr феррипорофиллит
- Fstr фторстрофит
- *f*_{O2} фугитивность кислорода
- FOZO источник, связанный с мантийными плюмами
- HFSE высокозарядные элементы
- НМ буфер гематит-магнетит
- НІМU обогащенная U+Th/Pb мантия
- IMА Международная минералогическая ассоциация
- Ilm-ильменит
- IW буфер железо-вюстит

- LILЕ крупноионные литофильные элементы
- Lmp минерал группы лампрофиллита
- MW буфер магнетит-вюстит
- NNO буфер никель-никель-кислород
- Ntr натролит
- Noo нунканбахит
- QFM буфер кварц-фаялит-магнетит
- µт микрометр
- Or ортоклаз
- Org органическое вещество
- Рх эгирин-авгит
- Qz кварц
- REE редкоземельные элементы
- µт микрометр
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азарова Ю.В. Генезис и типохимизм минералов ряда лампрофиллитбаритолампрофиллит из комплекса Луяврит-малиньитов Хибинского массива // Новые данные о минералах. 2004. Т. 39. С. 66.

2. Акименко М.И., Когарко Л.Н., Сорохтина Н.В., Кононкова Н.Н., Мамонтов В.П. Новое проявление щелочного магматизма на Кольском полуострове, агпаитовая дайка в Кандалакшском районе // Доклады академии наук. 2014. Т. 458. № 2. С. 193-197.

3. Акименко М.И., Аксенов С.М., Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. Расцветаева Р.К., Розенберг К.А. Химический состав минералов группы лампрофиллита и кристаллическая структура фтористого аналога баритолампрофиллита из агпаитовой дайки // Кристаллография. 2015. Т. 60. № 6. С. 887-896.

4. Арзамасцев А.А., Ву Ф.Я. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.

5. Арзамасцев А.А., Арзамасцев А.А., Федоров Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита / СПб.: Наука. 2009. 383 с.

6. Арзамасцев А.А., Чащин В.В., Арзамасцева Л.В. Интрузия Нива – новое проявление агпаитового магматизма в Кольской щелочной провинции // ДАН. 1999. Т. 365. № 5. С. 653-656.

 Арзамасцева Л.В., Пахомовский Я.А. Минеральные ассоциации пород агпаитовой интрузии Нива (Кольский Полуостров) как индикаторы условий ее образования. ЗВМО. 1999. Т. 128. 6. С. 1-16.

8. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцев Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о земле. 2001. Т. З. № 1. С. 1-35.

Арзамасцев А.А. Уникальные палеозойские интрузии Кольского полуострова / Ред. Φ.Π.
 Митрофанов; [IGCP IUGS UNESCO]. Апатиты: Б. и. 1994. 79 с.

10. Арзамасцев А.А. Эволюция палеозойского щелочного магматизма северо-восточной части Балтийского щита / Автореферат на соиск. ст. доктора наук. 04.00.08 СПб. 1998. 30 с.

11. Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в Северо-Восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 324-336.

12. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. Т. 3. № 26. С. 5-11. 13. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE / М:. ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006. С. 158-171.

Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. Т. 44. № 3.
С. 309–321.

15. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / СПб.: Наука. 2004. 172 с.

16. Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Петрология и геохимия даек щелочноультраосновных пород и кимберлитов / Ред. Бородин Л.С. М.: Наука. 1976. 249 с.

17. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов / Ред. Марфунин А.С. М.: Наука. 1988. 215 с.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива / Ред. Соловьев
 С.П. Л.: Наука. 1972. 296 с.

19. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив: (Породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис) / М.: Изд-во Акад. наук СССР. 1959. 623 с.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива / Ред. Горбунов Г.И. М.: Наука.
 1975. 256 с.

21. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива / Ред. Щербина В.В. М.: Наука. 1966. 398 с.

22. Герасимовский В.И. Геохимия Илимауссакского щелочного массива / М.: Наука. 1969. 171с.

23. Гоголь О.В., Деленицин А.А. Новые Rb-Sr данные для Кольской щелочной провинции // Материалы X конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. Апатиты: КНЦ РАН. 1999. С. 43–47.

24. Зайцев В.А., Когарко Л.Н. Составы минералов группы лампрофиллита из щелочных массивов мира // Геохимия. 2002. № 4. С. 355–364.

25. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Арманд А.Л., Мехеичев А.С., Петерсилье И.А. Хибинский щелочной массив / Л.: Недра. 1972. 176 с.

26. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор / Апатиты: Минералы Лапландии. 2002. 326 с.

27. Капустин Ю.Л. О новых находках бариевого ламрофиллита и химической формуле лампрофиллита // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210. № 4. С. 921-924.

28. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм / М.: Наука. 1977. 294 с.

29. Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах / М.: Наука. 1988. 120 с.

 Когарко Л.Н. Геохимические модели супергигантских апатитовых и редкометальных месторождении, связанных с щелочным магматизмом // Сб. Основные направления геохимии.
 М.: Наука. 1995. С. 111-128.

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

32. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фазовые равновесия в системе нефелин-виллиомит // Геохимия. 1970. Т. 2. С. 162-168.

33. Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Доклады академии наук. 2001. Т. 237. № 5. С. 677-679.

34. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива / Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры и др. - Новосибирск: Изд-во СО РАН: Науч.-изд. центр ОИГГМ. 1996. 221 с.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий // Доклады академии наук СССР. 1959. Т. 128 (2).
 С. 383–386.

36. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В. и др. Минералогия Хибинского массива / Отв. ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука. 1978. в 2-х томах. 586 с.

 Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / М.: Недра. 1965.
 770 с.

38. Кухаренко А.А., Ильинский А.Г., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П. Металлогенитические особенности Балтийского щита / Л.: Недра. 1971. 277 с.

39. Мамонтов В.П., Мысов С.В., Татарская О.Н., и др. Поиски месторождений платины, золота, меди, никеля и сопутствующих компонентов на Южно-Ковдорской площади в 2007-2013 г.г. / Отчет о результатах работ по объекту. Апатиты. 2013. 542 с.

40. Мамонтов В.П., Мысов С.В., Дремина М.Ф., и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на платину, золото, медь, никель и сопутствующие компоненты на Южно-Ковдорской площади / Апатиты. 2009. 658 с.

41. Москалева В.Н., Орлова М.П. Закономерности размещения и эволюции щелочногомагматизма на территории Балтийского щита / Ред. А.Д. Щеглова В сб. Региональная геология и металлогения СПб.: ВСЕГЕИ. 1994. С. 21-29. 42. Ловская Е.В. Алюмосиликатные цеолиты щелочных интрузивных комплексов: химикогенетический анализ и экспериментальное моделирование природных ионообменных преобразований: диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.05. М. 2011. 177 с.

43. Пеков И.В., Турчкова А.Г., Ловская Е.В., Чуканов Н.В. Цеолиты щелочных массивов / М.: Экост. 2004. 168 с.

44. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы / Ред. Когарко Л.Н. М.: Творческое объединение Земля. 2001. 464 с.

45. Петровский М.Н. Ультращелочные эвдиалитовые фонолиты Контоозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров): геология, минералогия и геохимия // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. 26 с.

46. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Отв. ред. Шарпенок Л.П. СПб.: ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.

47. Расцветаева Р.К. Структурная минералогия группы эвдиалита. Обзор // Кристаллография.2007. Т. 52. С. 50–67.

48. Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Симакин С.Г., Сергеев С.А. Геохимические особенности и возраст бадделиита из карбонатитов протерозойского щелочногоультраосновного массива Тикшеозеро (Северная Карелия) // Доклады академии наук. 2015. Т. 464. № 4. 474 с.

49. Рухлов А.С. Дайки и трубки взрыва Кандалакшского грабена: Кольская щелочная провинция; модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии: диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.08 / СПб. 1999. 283 с.

50. Саватенков В.М., Пушкарев Ю.Д., Сергеев А.В., Сулимов Р.Б. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 449-454.

51. Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Грознова М.В., Костицин Ю.А., Рощина И.А., Гредина И.В. Геохимия и возраст пород комплекса щелочных метасоматитов массива Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров // Геохимия. 2012. № 12. С. 1083–1097.

52. Филина М.И., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. Эволюция пироксенов в высокощелочных магматических системах на примере дайкового комплекса агпаитовых сиенитов и интрузии Нива (Кольский полуостров) // Геохимия. 2017. № 7. С. 653-659.

53. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород / М.: Наука. 1990. 200 с.

54. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.

55. Чуканов Н.В., Моисеев М.М., Пеков И.В., Лазебник К.А., Расцветаева Р.К., Заякина Н.В., Феррарис Дж., Ивальди Г. Набалампрофиллит Ва(Na,Ba) {Na3Ti[Ti2O2Si4O14](OH,F)2} – новый слоистый титаносиликат группы лампрофиллита из щелочно-ультраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // Записки РМО. 2004. Т. 133. № 1. С. 59-72.

56. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Дриц В.А., Горшков А.И., Ермилова Л.П., Гойло Э.А., Рудницкая Е.С. О феррипирофиллите и родственных ему фазах // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. 1979. № 2. С. 5-20.

57. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива / М.: Земля. 1999. 326 с.

 Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П., Коноплева Н.Г., Корчак Ю.А. Пироксены Хибинского щелочного массива (Кольской полуостров, Россия) // Записки РМО. 2008. Т. 2. С. 96–113.

59. Abbott M.J. Aenigmatite from the Groundmass of a Peralkaline Trachyte // American Mineralogist. 1967. V. 52. Iss. 11-12. P. 1895-1901.

60. Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V. The crystal structure of emmerichite Ba2(Na,Mg)3Fe3+Ti2(Si2O7)2O2F2, a new lamprophyllite-group mineral // Z. Kristallogr. 2014. V. 229. Iss. 1. P. 1–7.

61. Andersen T., Friis H. The transition from agpaitic to hyperagpaitic magmatic crystallization in the Ilimaussaq alkaline complex, South Greenland // J. Petrol., 2015. V. 56. P. 1343–1364.

62. Andersen T., Sorensen H. Crystallization and metasomatism of nepheline syenite xenoliths in quartz-bearing intrusive rocks in the Permian Oslo rift, SE Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift. Oslo. 1993. V. 73. P. 250-266.

63. Andersen T., Sørensen H. Stability of naujakasite in hyperagpaitic melts, and the petrology of naujakasite lujavrite in the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // Mineral. Mag. 2005. V. 69.
P. 125–136.

64. Andersen T., Erambert M., Larsen A.O., Selbekk R.S. Petrology of nepheline syenite pegmatites in the Oslo Rift, Norway: zirconium silicate mineral assemblages as indicators of alkalinity and volatile fugacity in mildly agaitic magma // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 2303–2325.

65. Andersen T., Carr P., Erambert M. Late-magmatic mineral assemblages with siderite and zirconian pyroxene and amphibole in the anorogenic Mt Gibraltar microsyenite, New south Wales, Australia, and their petrological implications // Lithos. 2012a. V. 151. P. 46–56.

 Andersen T., Elburg M., Erambert M. Petrology of combeite- and götzenitebearing nephelinite at Nyiragongo, Virunga Volcanic Province in the East African Rift / T. Andersen // Lithos. 2012b. V. 152. P. 105–121. 67. Andersen T., Elburg M., Erambert M. The miaskitic-to-agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaite) from the Pilanesberg Complex, South Africa // Chem. Geol. 2016. V. 455. P. 166-181.

68. Amelin Yu.V., Zaitsev A., 1997. Precise U–Th–Pb chronology of carbonatites and phoscorites: problems related to extreme elemental fractionation and possible solutions using multimineral approach // GAC/MAC Annual Meeting Ottawa, Abstracts. 1997. V. l. Iss. A2. P. 176-228.

69. Arzamastsev A.A. Belyatskiy B.V., Arzamastseva L.V. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2000. V. 51. P. 27–46 pp.
70. Arzamastsev A.A., Bea F., Arzamastseva L.V., & Montero P. Proterozoic Gremyakha-Vyrmes Polyphase Massif, Kola Peninsula: An example of mixing basic and alkaline mantle melts // Petrology.

2006. V. 14. Iss. 4. P. 361-389.

71. Atanasova P. Marks M.A.W., Heining T., Krause J., Gutzmer J., Markls G. Distinguishing magmatic and metamorphic processes in peralkaline rocks of the Norra Kärr complex (Southern Sweden) using textural and compositional variations of clinopyroxene and eudialyte-group minerals // Journal of Petrology. 2017. V. 58. Iss. 2. P. 361–384.

72. Bailey J.C. Gwozdz R., Rose-Hansen J., Sørensen H. Geochemical overview of the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // Geol. Greenl. Surv. Bull. 2001. V. 190. P. 35–53.

73. Bailey D.K. Mantle metasomatism - perspective and prospect. / In Fitton J. G. Fitton, M. A. W. Marks, G. Markl Earth-Science Reviews 173 (2017) 229–258 pp., B. G. J. Upton (Eds.), Alkaline Igneous Rocks // Geological Society of London Special Publication. 1987. V. 30. P. 1–13.

74. Barrer R.M. Hydrothermal Chemistry of Zeolites / London and New York: Academic Press.1982. 360 p.

 Beard A.D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula) // Lithos. 1996. V.
 39. P. 93–119.

 Blaxland A.B., Curtis L.W. Chronology of Red Wine Alkaline Province, Central Labrador // Can. J. Earth Sci. 1977. V. 14. Iss. 8. P. 1940–1946.

77. Borst A., Friis M.H., Andersen T., Nielsen T.F.D., Waight T.E., Smit M.A. Zirconosilicates in the kakortokites of the Ilímaussaq complex, South Greenland: implications for fluid evolution and high-field-strength and rare-earth element mineralization in agpaitic systems // Mineral. Mag., 2016. V. 80. P. 5–30.

78. Breemen O. van, Currie K.L. Geology and U-Pb geochronology of the Kipawa Syenite Complex
- a thrust related alkaline pluton - and adjacent rocks in the Grenville Province of western Quebec // Canadian Journal of Earth Sciences. 2004. V. 41. Iss. 4. P. 431–455.

79. Brotzu P., Gomes C.B., Melluso L., Morbidelli L., Morra V., Ruberti E. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southeastem Brazil // Lithos. 1997. V. 40. P. 133–156.

80. Bureau H. Métrich N. An experimental study of bromine behaviour in watersaturated silicic melts. Geochim // Cosmochim. 2003. V. Acta 67. P. 1689–1697.

81. Burnham C.W. The importance of volatile constituents / In: Yoder, H.S. (Ed.). The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives. Princeton: Princeton University Press. 1979. P. 439–482.

82. Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H. Primary, agpaitic and deutric stages in the evolution of accessory Sr, REE, Ba and Nb-mineralization in nepheline-syenite pegmatites at pegmatite peak, Bearpaw Mts, Montana // Mineral Petrol. 1999. V. 67. P. 85–110.

83. Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H. The mineralogy of Ba- and Zr-rich alkaline pegmatites from Gordon Butte, Crazy mountains (Montana, USA): comparisons between potassic and sodic agpaitic pegmatites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 93–114.

84. Chakhmouradian A.R. Mitchell R.H., Burns P.C. Marianoite, a new member of the cuspidine group from the Prairie Lake silicocarbonatite, Ontario // Can. Mineral. 2008. V. 46. P. 1023–1032.

85. Chukanov N.V., Pekov I.V., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Zadov A.E., Van K.V., Blass G., Schüller W., Ternes B. Lileyite, Ba₂(Na,Fe,Ca)₃MgTi₂(Si₂O₇)₂O₂F₂, a new lamprophyllite group mineral from the Eifel volcanic area, Germany // Eur. J. Mineral. 2012. V. 24. Iss. 1. P. 181–188.

86. Coulson I., Goodenough K.M., Pearce N.J.G., Leng M.J. Carbonatites and lamprophyres of the Gardar Provnce - a 'window' to the sub-Gardar mantle? // Mineral. Mag. 2003. V. 67. P. 855–872.

87. Daly J.S., Balagansky V.V. Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.

88. Davies G.R., Macdonald R. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basaltcomendite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints // J. Petrol., 1987. V. 28. P. 1009–1031.

89. Dawson J.B. Peralkaline nephelinite-natrocarbonatite relationships at Ol Doinyo Lengai, Tanzania // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 2077–2094.

 Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province // Lithos. 2005. V. 85. P. 48–75.

91. Dunworth E.A. The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: open-system disequilibrium /
PhD thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada. 1997. 488 pp.

92. Dunworth E.A., Bell K. The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 377–405.

93. Dyulgerov M., Oberti R., Platevoet B., Kadiyski M., Rusanov V. Potassic-magnesioarfvedsonite, KNa₂(MgFe₂₊Fe₃₊)₅Si₈O₂₂(OH)₂: mineral description and crystal chemistry // Mineralogical Magazine. 2019. V. 83 Iss. 3. P. 465-472.

94. Eby G.N., Wooley A.R., Din V., Platt G. Geochemistry and Petrogenesis of nepheline syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1405–1424.

95. Eby G.N. Sr and Pb isotopes, U and Th chemistry of the alkaline Monteregian and White Mountain igneous provinces, eastern North America // Geochim. Cosmochim, 1985. V. 49. P. 1143–1153.

96. Elburg M.A., Cawthorn R.G. Source and evolution of the alkaline Pilanesberg Complex, South Africa // Chem. Geol. 2016. V. 455. Iss. 2. P. 148-165.

97. Enrich G.E.R., Azzone R.G., Ruberti E., Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar Region / In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. Sao Paulo: Edusp/Fapesp. 2005. P. 419–442.

98. Enrich G.E.R., Ruberti E., Azzone R.G., Gomes C.B. Eudialyte-group minerals from the Monte de Trigo alkaline suite, Brazil: composition and petrological implications // Braz. J. Geol., 2016. V. 46. P. 411–426.

99. Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Miner Petrol. 2010. V. 98.P. 55-76.

100. Ernst W.G. Synthesis, stability relations, and occurrences of riebeckite and riebeckitearfvedsonite solid solutions // J. Geol. 1962. V. 70. P. 689–736.

101. Estrade G., Béziat D., Salvi S., Tiepolo M., Paquette J.L., Rakotovao S. Unusual evolution of silica-under- and -overdaturated alkaline rocks in the Cenozoic Ambohimirahavavy complex (Madagascar): mineralogical and geochemical evidence // Lithos. 2014. V. 206. P. 361–383.

102. Ferguson A.K. The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. V. 60. P. 247–253.

103. Filina M.I., Aksenov C.M., Sorokhtina N.V., Chukanov N.V., Kononkova N.N., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Kogarko L.N., Chervonnyi A.D., Rastsvetaeva R.K. The new mineral fluorbarytolamprophyllite, $(Ba,Sr,K)_2[(Na,Fe^{2+})_3TiF_2][Ti_2(Si_2O_7)_2O_2]$ and chemical evolution of lamprophyllite-group minerals in agpaitic syenites of the Kola Peninsula // Mineral. Petrol. 2019. V. 113. P. 533–553.

104. Filina M.I., Kogarko L.N., Nielsen T.F. D. Mineralogical, geochemical, and isotopic data of a new special agpaitic dyke, enriched in high field strength elements (Eastern Part of Baltic Shield, Russia)
// Lithos. 2022. V. 428-429. Iss. 7. P. 106828.

105. Fitton J.G., Upton B.G.J. Alkaline Igneous Rocks / Geol. Soc. Lond.: Spec. Publ. 1987. V. 30.573 p.

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

107. Foley S. Vein-pluss-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // Lithos. 1992. V. 28. P. 435–453.

108. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol.2008. V. 49. P. 1955–1969.

109. Frost B.R., Frost C.D. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol. 2010. V. 52. P. 39–53.

110. Giehl C., Marks M.A.W., Nowak M. Phase relations and liquid lines of descent of an iron-rich peralkaline phonolitic melt: an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 165. P. 283–304.

111. Giehl C., Marks M.A.W., Nowak M. An experimental study on the influence of fluorine and chlorine on phase relations in peralkaline phonolitic melts // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 167. Iss. 977. P. 1-21.

112. Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. Long-term memory of subduction processes in the lithospheric mantle: evidence from the geochemistry of basic dykes in the Gardar Province of south Greenland // J. Geol. Soc. Lond., 2002. V. 159. P. 705–714.

113. Goodenough K.M., Schilling J., Jonsson E., Kalvig P., Charles N., Tuduri J., Deady E.A., Sadeghi M., Schiellerup H., Müller A., Bertrand G., Arvanitidis N., Eliopoulos D.G., Shaw R.A., Thrane K., Keulen N. Europe's rare earth element resource potential: an overview of REE metallogenetic provinces and their geodynamic setting // Ore Geol. Rev. 2016. V. 72. P. 838–856.

Goodenough K.M., Deady E.A., Beard C.D., Broom-Fendley S., Elliott H.A.L., Van den Berg
 F., Öztürk H. Carbonatites and Alkaline Igneous Rocks in Post-Collisional Settings: Storehouses of Rare
 Earth Elements // Journal of Earth Science. 2021. V. 32. P. 1332–1358.

115. Halenius U., Hatert F., Pasero M., Mills S. J. IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) Newsletter 35 // Eur. J. Mineral. 2017. 29. P. 149–152.

116. Harris C. Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic anorogenic complexes of Damaraland, northwest Namibia: evidence for crustal contamination and its effects on silica // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 122. P. 308–321.

117. Hart S.R. and Staudigel H. Isotopic characterization and identification of recycled component // NATO ASI, Series C: Mathematical and Physical Sciences. 1989. V. 258. P. 15-28.

118. Hart S. R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and Entrainment: Isotopic Evidence // Science, new Series. 1992. V. 26. Iss. 5056. P. 517-520.

119. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. Iss. 3. P. 273-296.

120. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., WelchM.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

121. Hawthorne F.C. The crystal chemistry of the amphiboles: V. The structure and chemistry of arfvedsonite // Canadian Mineralogist. 1976. V. 14. P. 346–356.

122. Hettmann K., Wenzel T., Marks M.A.W., Markl G. The sulfur speciation in Sbearing minerals: new constraints by a combination of electron microprobe analysis and DFT calculations with special reference to sodalite-group minerals // Am. Mineral. 2012. V. 97. P. 1653–1661.

123. Hogarth D.D. Fluoro-potassic-magnesio-arfvedsonite, KNa₂Mg₅Si₈O₂₂F₂, from the Outaouais region, Québec, Canada // The Canadian Mineralogist. 2006. V. 44. P. 289.

124. Hogarth D.D. Mineralogy of leucite-bearing dykes from Napoleon Bay, Baffin Island: multistage proterozoic lamproites // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35, P. 53–78.

 Ivanikov V.V., Rukhlov A.S., Bell K. Magmatic evolution of the Melilitite-carbonatitenephelinite dyke series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia) // J. Petrol. 1998.
 V. 39. P. 2043–2059.

126. Johnsen O., Nielsen T.F.D., Ronsbo J.G. Lamprophyllite and barytolamprophyllitefrom the Tertiary Gardiner complex, East Greenland // Neues Jahrbuch für mineralogie. 1994. V. 7. P. 328–336.
127. Johnsen O., Ferraris G., Gault R.A., Grice J., Kampf A.R, Pekov I.V. The nomenclature of eudialyte-group minerals // The Can. Mineral. 2003. V. 41. P. 785-794.

128. Karvinen S., Heinonen A., Beier1 C. and Jöns N. The composition of apatite in the Archean Siilinjärvi glimmerite-carbonatite complex in eastern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2024. V. 96. P. 5–34.

129. Kaur G., Mitchell R.H. Mineralogy of the P2-West «Kimberlite», Wajrakarur kimberlite field, Andhra Pradesh, India: kimberlite or lamproite // Mineral Mag. 2013. V. 77. Iss. 8. P. 3175–3196.

130. Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V., Vetrin V.R., Ionov D.A., Carswell D.A. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane // Lithos. 1995. V. 36. P. 157–184.

131. Kogarko L.N., Romanchev B.P. Phase equilibria in alkaline melts // International Geology Review. 1983. V. 25. Iss. 5. P. 534–546.

132. Kogarko L.N. Ore-forming potential of alkaline magmas // Lithos. 1990. V. 26. Iss. 1–2. P. 167–
175.

 Kogarko L.N., Nielsen T.F.D. Chemical Composition and Petrogenetic Implications of Eudialyte-Group Mineral in the Peralkaline Lovozero Complex, Kola Peninsula, Russia // Minerals.
 V. 10. Iss. 11. P. 1036.

134. Kogarko L.N., Nielsen T.F.D. Compositional Variation of Eudialyte-Group Minerals from the Lovozero and Ilímaussaq Complexes and on the Origin of Peralkaline Systems // Minerals. 2021. V. 11. Iss. 6. P. 548.

135. Kogarko L.N., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites Part 2: Former USSR / Dordrecht: Springer Science +Business Media. 1995. 226 p.

136. Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 1-24.

137. Kogarko L.N., Williams C.T., Wooley A.R. Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Mag. 2006. V. 70.
P. 347–359.

138. Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // Minerology and Petrology. 2010. V. 98. P. 197-208.

Kogarko L.N. Role of Volatiles / Ed. Sørensen H. In book: The Alkaline Rocks. London: John Wiley & Sons. 1974. P. 474–487.

140. Köhler J., Schönenberger J., Upton B., Markl G. Halogen and trace-element geochemistry in the Gardar Province, South Greenland: subduction-related metasomatism and fluid exsolution from alkalic melts // Lithos. 2009. V. 113. P. 731–747.

141. Kolotov V.P. Zhilkina A.V. Khludneva A.O. iPlasmaProQuad: A Computer System Based on a Relational DBMS for Processing and Monitoring the Results of Routine Analysis by the ICP-MS Method / In book: Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry, and Planetary Sciences. 2022. P 555-562.

142. Kopylova M.G., Nosova A.A., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedeva N.M., Volkova G.D., Pereseckaya E.V. Magmatic diversification of dykes is controlled by adjacent alkaline carbonatitic massifs // EGU General Assembly 2021. P. EGU21-3313.

143. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina und Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225–242.

144. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H., The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // Lithos. 1993.
V. 30. P. 33–44.

145. Krivovichev S.V., Armbruster T., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. Crystal structures of lamprophyllite-2M and lamprophyllite-2O from the Lovozero alkaline massif, Kola peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2003. V. 15. P. 711–718.

146. Krumrei T.V., Pernicka E., Kaliwoda M., Markl G. Volatiles in a peralkaline system: abiogenic hydrocarbons and F-Cl-Br systematics in the naujaite of the Ilímaussaq intrusion, South Greenland // Lithos. 2007. V. 95. P. 298–314.

147. Kunzmann T. The aenigmatite-rhönite mineral group // European Journal of Mineralogy. 1999.V. 11. Iss. 4. P. 743-756.

148. Labeznik K.A., Zayakina H.B., Paukevich H.S. Without strontium lamprophyllite - a new member of the lamprophyllite group // Reports of the Academy of Sciences. 1998. V. 361. P. 799–802.
149. Ladenburger S., Marks M.A.W., Upton B.G.J., Hill P., Wenzel T., Markl G. Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igenous rocks of the Gardar Province, south Greenland // Am. Mineral. 2016. V. 101. P. 612–626.

150. Larsen L.M. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland // Journal of Petrology. 1976. V. 17. P. 258–290.

151. Larsen L.M. Aenigmatites from the Ilímaussaq intrusion, south Greenland: chemistry and petrological implications // Lithos. 1977. V. 10. P. 257–270.

152. Larsen L.M., Sorensen H. The Ilímaussaq intrusion-progressive crystallization and formation of layering in an agpaitic magma // Alkaline Igneous Rocks. Geological Society of London Special Publication, 1987. V 30. P. 473–488.

153. Le Maitre R.W. A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks / Oxford: Blackwell. 2002. 3rd ed. 236 P.

154. Liferovich R.P., Mitchell J.G. Apatite-group minerals from nepheline syenite, Pilansberg alkaline complex, South Africa // Mineral. Mag. 2006. V. 70. P. 463–484.

155. Lindsley D.H. Synthesis and preliminary results on the stability of aenigmatite (Na₂Fe₅TiSi₆O₂₀)
// Carnegie Inst. Wash., Yearb. 1971. V. 69. P. 188-190.

156. Lindsley D.H., Haggerty S.E. Phase relations of Fe–Ti oxides and aenigmatite; oxygen fugacity of the pegmatoid zones // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1971. V. 69. P. 278–284.

Lustrino M., Cucciniello C., Melluso L., Tassinari C.C.G., dè Gennaro R., Serracino M.
 Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks in the NW sector of the Gharyan volcanic field, Libya // Lithos.
 2012. V. 155. P. 218–235.

158. Mann U., Marks M.A.W., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: the Katzenbuckel volcano, Southwest Germany // Lithos. 2006. V. 91. P. 262–285.

159. Markl G., Marks M.A.W., Frost B.R. On the controls of oxygen fugacity in the generation and crystallization of peralkaline rocks // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 1831–1847.

Marks M.A.W., Markl G. The Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland / Eds. Charlier B., Namur O., Latypov R., Tegner C. Layered Intrusions. Springer Geology, Dordrecht. 2015. P. 649–691.
Marks M.A.W., Markl G. A global review an agpaitic rocks // Earth-Science Reviews. 2017. V. 173. P. 229–258.

Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilímaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // J. Petrol. 2001. V. 42.P. 1947–1969.

163. Marks M., Markl G., Ilímaussaq 'en miniature': closed-system fractionation in an agpaitic dyke rock from the Gardar province, south Greenland // Mineral. Mag. 2003. V. 67. P. 893–919.

164. Marks M., Vennemann T.W., Siebel W., Markl G. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite- alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 1247–1280.

165. Marks M.A.W., Schilling J., Coulson I.M., Wenzel T., Markl G. The alkaline-peralkaline Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source // J. Petrol. 2008a. V. 49. P. 1097–1131.

166. Marks M., Coulson I.M., Schilling J., Jacob D.E., Schmitt A.K., Markl G. The effect of titanite and other HFSE-rich mineral (Ti-bearing andradite, zircon, eudialyte) fractionation on the geochemical evolution of silicate melts // Chem. Geol., 2008b. V. 257. P. 153–172.

Marks M.A.W., Hettmann K., Schilling J., Frost B.R., Markl G. The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks: critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 439–455.

168. Marsh J.S. Aenigmatite stability in silica-undersaturated rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1975.V. 50. P. 135–144.

169. Mason B., Martin P.M. Minor and trace element distribution in melilite and pyroxene from the Allende meteorite // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. V. 22. P. 141–144.

170. Mazdab F.K. The diversity and occurrence of potassium-dominant amphiboles // Can. Mineral.2003. V. 41. P. 1329-1344.

171. McKenzie D.P., O'Nions R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // Nature. 1983. V. 301.P. 229–231.

172. Melluso L., Morra V., Guarino V., dè Gennaro R., Franciosi L., Grifa C. The crystallization of shoshonitic to peralkaline trachyphonolitic magmas in a H_2O –Cl–Frich environment at Ischia (Italy), with implications for the feeder system of the Campania Plain volcanoes // Lithos. 2014. V. 210–211. P. 242–259.

173. Melluso L., Cucciniello C., Le Roex A.P., Morra V. The geochemistry of primitive volcanic rocks of the Ankaratra volcanic complex, and source enrichment processes in the genesis of the Cenozoic magmatism in Madagascar // Geochim. Cosmochim. 2016. V. 185. P. 435–452.

174. Melluso L., Guarino V., Lustrino M., Morra V., dè Gennaro R. The REE- and HFSE-bearing phases in the Itatiaia alkaline complex (Brazil), and geochemical evolution of feldspar-rich felsic melts // Mineral. Mag. 2017. V. 81. P. 217–250.

175. Merlino S., Perchiazzi N. Modular mineralogy in the cuspidine group of mineral // Can. Mineral.1988. V. 26. P. 933–943.

176. Metrich N., Rutherford M.J. Experimental study of chlorine behaviour in hydrous silicic melts // Geochim. Cosmochim. 1992. V. 56. P. 607–616.

177. Mingram B.A., Trumbull R.B., Littman S., Gerstenberger H. Petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components // Lithos. 2000. V. 54 P. 1–22.

178. Mitchell R.H., Liferovich R.P. Subsolidus deuteric/hydrothermal alteration of eudialyte in lujavrite from the Pilansberg alkaline complex, south Africa // Lithos. 2006. V. 91. P. 353–372.

179. Mitchell R.H. Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential / Canada: Mineral. Ass. 1996. 312 p.

180. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Y., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolayeva S.B., Fedotov Z.A. Geology of Kola Peninsula / Ed. Mitrofanov F.P. Apatity: Kola Science Center RAS. 1995. 145 p.

181. Möller V., Williams-Jones A.E. Petrogenesis of the Nechalacho layered suite, Canada: magmatic evolution of a REE–Nb-rich nepheline syenite intrusion // J. Petrol. 2016. V. 57. P. 229–276.

182. Myers J., Eugster H.P. The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500K // Contr. Mineral. and Petrol. 1983. V. 82. P. 75–90.

183. Nemec D. The amphiboles of potassium-rich dyke rocks of the southeastern border of the Bohemian Massif // The Canadian Mineralogist. 1988. V. 26. Iss. 1. P. 89-95.

184. Neumann E.R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E.A., Obst K., Timmermann M.J., Kirstein L. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review // Geological Society London Special Publications. 2004. V. 223. Iss. 1. P. 11-40.

Nicholls J., Carmichael I.S.E. Peralkaline acid liquids: a petrological study // Contrib. Mineral.
 Petrol. 1969. V. 20. P. 268–294.

186. Nielsen T.F.D. The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkaline syenites: an example from the Tertiary ultramafic alkaline Gardiner complex, East Greenland // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 69. P. 235–244.

187. Nielsen T.F.D. The petrology of a melilitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dike system, in the Gardiner complex, East Greenland // Lithos. 1980. V. 13. Iss. 2. P. 181–197.

188. Nielsen T.F.D. Tertiary alkaline magmatism in East Greenland: a review // Geological Society London Special Publications. 1987. V. 1. P. 489–515.

189. Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedeva N.M., Volkova G.D., Peresetskaya E.V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. V. 3. P. 398–399.

190. Oberti R., Boiocchi M., Hawthorne F.C., Robinson P. Crystal structure and crystal chemistry of fluoro-potassic-magnesio-arfvedsonite from Monte Metocha, Xixano region, Mozambique, and discussion of the holotype from Quebec, Canada // Mineralogical Magazine. 2010. V. 74. Iss. 6. P. 951-960.

191. O'Reilly S.Y., Griffin T.G. Mantle metasomatism. In: Harlov, D.E., Austrheim, H. Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes. Lecture Notes in Earth Sciences / Berlin: Heidelberg: Springer Verlag, 2013. P. 471–534.

192. Parat F., Holtz F., Streck M.J. Sulfur-bearing magmatic accessory minerals // Rev. Mineral.Geochem. 2011. V. 73. P. 285–314.

193. Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J. White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // Eur. J. Mineral. 2010. V. 22. P. 163-179.

194. Paslick C., Halliday A., James D., Dawson J.B. Enrichment of the continental lithosphere by OIB melts: isotopic evidence from the volcanic province of northern Tanzania. Earth Planet // Sci. Lett. 1995.
V. 130. P. 109–126.

195. Pekov I.V., Chukanov N.V., Lebedeva Yu.S., Pushcharovsky D.Yu., Ferraris G., Gula A., Zadov A.E., Novakova A.A., Petersen O.V. Potassicarfvedsonite, $KNa_2Fe^{2+}_4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$, a K-dominant sodic amphibole of the arfvedsonite series from agaitic pegmatites – Mineral data and type of disorder in the A site // Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte. 2004. Iss. 12. P. 555–574.

196. Peng T.C., Chang C.H. New varieties of lamprophyllite–barytolamprophyllite and orthorhombic lamprophyllite // Scientia Sinica. 1965. V. 14. Iss. 12. P. 1827–1840.

197. Peng Z., Zhang J., Shu J. The crystal structure of barytolamprophyllite // Kexue Tongbao. 1984.V. 29. P. 237–241.

198. Pfaff K., Wenzel T., Schilling J., Marks M.A.W., Markl G. A fast and easy-to use approach to cation site assignment for eudialyte-group minerals // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. 2010. V. 187. P. 69–81.

199. Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F., Concomitant separation of strontium and samarium– neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // Anal. Chim. Acta. 1994. V. 298. P. 209–217.

200. Piotrowski J.M., Edgar A.D. Melting relations of undersaturated alkaline rocks from South Greenland: Compared to those of Africa and Canada / Medd. Grønland. 1970. 181 p.

201. Platz T., Foley S.F., André L. Low-pressure fractionation of the Nyiragongo volcanic rocks, Virunga Province, D.R. Congo // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. V. 136. P. 269–295.

202. Powell M. The crystallisation history of the Igdlerfigssalik nepheline syenite intrusion, Greenland // Lithos. 1978. V. 11. P. 99–120.

203. Rae D.A., Coulson I.M., Chambers A.D. Metasomatism in the North Qoroq centre, South Greenland; apatite chemistry and rare-earth element transport // Mineral. Mag. 1996. V. 60. P. 207–220.
204. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite related minerals // Eur. J. Mineral. 2016. V. 28. P. 915–930.

205. Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. ¹⁴³Nd-¹⁴⁴Nd, a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31, P. 269–278.

206. Rock N.M.S. Lamprophyres / Glasgow, New York: Blackie, Van Nostrand Reinhold. 1991. 285 p.

207. Rojas G.E.E., Ruberti E., Azzone R.G., Gomes C.de B. Eudialyte-group minerals from the Monte de Trigo alkaline suite, Brazil: Composition and petrological implications // Brazilian Journal of Geology. V. 46. Iss. 3. P. 411-426.

208. 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.

209. Ryabchikov I.D., Kogarko L.N. Magnetite compositions and oxygen fugacity of the Khibina magmatic system // Lithos. 2006. V. 91. P. 35–45.

210. Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Chakhmouradian A.R., Glebovitsky V.A., Reguir E.P., The U– Pb System in Schorlomite from Calcite-Amphobole-Pyroxene Pegmatite of the Afrikanda Complex (Kola Peninsula) // Dokl. Earth Sci. 2018. V. 478. Iss. 2. P. 148–151.

211. Salvi S., Williams-Jones A.E. Zirconosilicate phase relations in the Strange Lake (Lac Brisson) pluton, Quebec-Labrador, Canada // Am. Mineral. 1995. V. 80. P. 1031–1040.

212. Scaillet B., Macdonald R. Fluorite stability in silicic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2004.V. 147. P. 319–329.

213. Schilling J., Wu F.Y., McCammon C., Wenzel T., Marks M.A.W., Pfaff K., Jacob D.E., Markl G. The compositional variability of eudialyte-group minerals // Mineral. Mag. 2011a. V. 75. P. 87–115.
214. Schilling J., Marks M.A.W., Wenzel T., Vennemann T., Horváth L., Tarassoff P., Jacob D.E., Markl G. The magmatic to hydrothermal evolution of the intrusive Mont Saint-Hilaire complex: insights

into the late-stage evolution of peralkaline rocks // J. Petrol. 2011b. V. 52. P. 2147-2185.

215. Schilling J., Frost B.R., Marks M.A.W., Wenzel T., Markl G. Fe-Ti oxide-silicate (QUIIF-type) equilibria in feldspathoid-bearing systems // Am. Mineral. 2011c. V. 96. P. 100–110.

216. Schmitt A.K., Emmermann R., Trumbull R.B., Bühn B., Henjes-Kunst F. Petrogenesis and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Brandberg complex, Namibia: evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1207–1239.

217. Schönenberger J., G. Markl. The magmatic and fluid evolution of the Motzfeldt intrusion in South Greenland: insights into the formation of Agpaitic and Miaskitic rocks // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 1549–1577.

218. Schudel G., Lai V., Gordon K., Weis D. Trace-Element Characterization of USGS Reference Materials by HR-ICP-MS and Q-ICP-MS // Chemical Geology. 2015. V. 410. P. 223-236.

219. Sharygin V.V., Krivdik S.G., Pospelova L.N., Dubina A.V. Zn-kupletskite and hendricksite in the agpaitic phonolites of the Oktyabrskii Massif, Azov region, Ukraine // Doklady Earth Sciences. 2009.
V. 425. Iss. 2. P. 499-504.

220. Signorelli S., Carroll M.R. Solubility and fluid-melt partitioning of Cl in hydrous phonolitic melts // Geochim. Cosmochim. 2000. V. 64. P. 2851–2862.

221. Signorelli S., Carroll M.R. Experimental study of Cl solubility in hydrous alkaline melts: constraints on the theoretical maximum amount of Cl in trachytic and phonolitic melts // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 209–218.

222. Smith M., Moore K., Kavecsánszki D., Finch A., Kynicky J., Wall F. From mantle to critical zone: a review of large and giant sized deposits of the rare earth elements // Geosci. Front. 2016. V. 7. P. 315–334.

223. Sokolova E., Cámara F. From structure topology to chemical composition. III. Titanium silicates: The crystal chemistry of barytolamprophyllite // Can Min. 2008. V. 46. P. 403–412.

224. Sokolova E., Cámara F. The seidozerite supergroup of TS block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A // Mineral. Mag. 2017. V. 81. Iss. 6. P. 1457–1484.

225. Sood M.K., Edgar A.D. Melting relations of undersaturated alkaline rocks / Medd. Grønland. 1970. V. 181. Iss. 12. 41 p.

226. Sorensen H., Bailey J.C., Rose-Hansen J. The emplacement and crystallization of the U–Th– REErich agpaitic and hyperagpaitic lujavrites at Kvanefjeld, Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // Bull. Geol. Soc. Den. 2011. V. 59. P. 69–92.

227. Sorensen H. The Alkaline Rocks / London: John Wiley & Sons. 1974. – 622 p.

228. Sorensen H. The agpaitic rocks – an overview // Mineral. Mag. 1997. V. 61. P. 485–498.

229. Sorensen H., Larsen L.M. The hyper-agpaitic stage in the evolution of thellímaussaq alkaline complex, South Greenland // Geol. Greenl. Surv. Bull. 2001. V. 190. P. 83–94.

230. Sorensen H. Agpaitic nepheline syenites: a potential source of rare elements // Appl. Geochem.1992. V. 7. P. 417–427.

231. Späth A., Le Roex A.P., Opiyo-Akech N. Plume-litosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism-the Chyulu hills volcanic province, Southern Kenya // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 765–787.

232. Steiger R.H., Jager E. Subcomission on geochronology: convention on the use of decayconstants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.

233. Stephenson D. Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, South Greenland // Lithos. 1972. V. 5. P. 187–201.

234. Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Arzamastseva A.A., Kotova, A.B., Grozdev V.Yu., Calcium garnets as a source of information about the age alkaline–ultamafic intrusions Kola magmatic province // Petrology. 2020. V. 28. Iss. 1. P. 72–84.

235. Stormer J.C., Carmichael I. Villiaumite and the occurrence of fluoride minerals in igneous rocks// Am. Mineral. 1970. V. 55. P. 126–134.

236. Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. Geochem // Geophys. 2005. V. 6. Iss. 5. P. 1–20.

237. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society of London, Special Publications. 1989. V.
42. P. 313–345.

238. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., et al. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 279-281.

239. Ulbrich H.H., Vlach S.R.F., Demaiffe D. Structure and origin of the Pocos de Caldas alkaline massif, SE Brazil. In book: Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian platform / Ed.
P. Comin-Chiaramonti and C.B. Gomes. Sao Paulo: Editora da Universidade de Sao Paulo: Fapesp. 2005. P. 367–418.

240. Upton B.G.J., Emeleus C.H. Mid-Proterozoic alkaline magmatism in southern Greenland: the Gardar province // Geological Society of London Special Publication. 1987. V. 30. P. 449–471.

241. Upton B.G.J., Thomas J.E. The Tugtutôq younger giant dyke complex, South Greenland: fractional crystallisation of transitional olivine basalt magma // J. Petrol. 1980. V. 21. P. 167–198.

242. Upton B.G.J., Stephenson D., Martin A.R. The Tugtutôq older giant dyke complex: mineralogy and geochemistry of an alkali gabbro-augite-syenite-foyaite association in the Gardar Province of South Greenland // Mineral. Mag. 1985. V. 49. P. 624–642.

243. Upton B.G.J., Emeleus C.H., Heaman L.M., Goodenough K.M., Finch A. Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting // Lithos. 2003. V. 68. P. 43–65.

244. Upton B.G.J. Gardar mantle xenoliths; Igdlutalik, South Greenland // Rapp. Grønl. Geol. Unders.1990. V. 150. P. 37–43.

245. Ussing N.V. Geology of the country around Julianehaab, Greenland // Medd. Grønland. 1912.V. 38. P. 426.

246. Uvarova Y.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., Liferovich R.P., Mitchell R.H. The crystal chemistry of shcherbakovite from the Khibina massif, Kola Peninsula, Russia // Can. Mineral. 2003. V. 41. P. 1193-1201.

247. Uvarova Y.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., Liferoich R.P., Mitchell R.H., Pekov I.V., Zadov A.E. Noonkanbahite, BaKNaTi2(Si4O12)O2, a new mineral species: Description and crystal structure // Mineral. Mag. 2010. 74(3). p.441-450.

248. Vartiainen H., Paarma H. Geological characteristics of the Sokli carbonatite complex, Finland // Econ. Geol. 1979. V. 74. Iss. 5. P. 1296–1306.

249. Verhulst A., Balaganskaya E., Kirnarsky Y., Demaiffe D. Petrological and geochemical (trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia) // Lithos. 2000. V. 51. P. 1–25.

250. Vladykin N.V., Sotnikova I.A. Petrology, geochemistry and source characteristics of the Burpala alkaline massif, North Baikal // Geoscience frontiers. 2017. Iss. 4. P. 711-719.

251. Wallace G.M., Whalen J.B., Martin R.F. Agpaitic and miaskitic nepheline syenites of the McGerrigle Plutonic Complex, Gaspé, Quebec: an unusual petrological association // Can. Mineral. 1990. V. 28. P. 251–266.

252. Wang L., Marks M.A., Wenzel T., Markl G. Halogen-Bearing Minerals From the Tamazeght Complex (Morocco): Constraints On Halogen Distribution and Evolution In Alkaline To Peralkaline Magmatic Systems // The Canadian Mineralogist. 2016. V. 54. Iss. 6. P. 1347-1368.

253. Webster J.D., Halloway J.R. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1990. V. 246. P. 21–34.

254. Webster J.D. Partitioning of F between H₂O and CO₂ fluids and topaz rhyolite melt // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 424–438.

255. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // Nature. 1982. V. 296. P. 821–825.

256. Wu F.Y., Yang Y.H., Mitchell R.H., Bellatreccia F., Li Q.L., Zhao Z.F. I situ U-Pb and Nd–Hf– (Sr) isotopic investigations of zirconolite and calzirtite // Chem. Geol. 2010. V. 277, 1, P. 178–195.

257. Wu B., Wang R.C., Yang J.H., Wu F.Y., Zhang W.L., Gu X.P., Zhang A.C. Wadeite (K₂ZrSi₃O₉), an alkali-zirconosilicate from the Saima agpaitic rocks in northeastern China: its origin and response to multi-stage activities of alkaline fluids // Lithos. 2015. V. 224. P. 126–142.

258. Zahoransky T., Friis H., Marks M.A.W. Luminescence and tenebrescence of natural sodalites: a chemical and structural study // Phys. Chem. Miner. 2016. V. 43. P. 459–480.

259. Zaitsev A., 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.

260. Zaitsev A.N., Marks M.A.W., Wenzel T., Spratt J., Sharygin V.V., Strekopytov S., Markl G. Mineralogy, geochemistry and petrology of the phonolitic to nephelinitic Sadiman volcano, Crater Highlands, Tanzania // Lithos. 2012. V. 152. P. 66–83.

261. Zartman R.E., Kogarko L.N. Lead isotopic evidence for interaction between plume and lower crust during emplacement of peralkaline Lovozero rocks and related rare-metal deposits, East Fennoscandia, Kola Peninsula, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2017. V. 172. – 5. P. 1–14.

262. Zhang C., Holtz F., Ma C., Wolff P.E., Li X. Tracing the evolution and distribution of F and Cl in plutonic systems from volatile-bearing minerals: a case study from the Liujiawa pluton (Dabie orogen, China) // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 859–879.

263. Zhirov D.V. Geodynamic Reconstruction of the Palaeozoic Kola Alkaline Large Igneous Province // Alkaline Magmatism of the Earth Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits XXXII International Conference. Apatity. 2015. V. 1. P. 148-150.

264. Zhu C., Sverjensky D.A. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids // Geochim. Cosmochim. Acta.1991. V. 55. P. 1837–1858.

265. Zindler A., Hart S.R., Frei F.A., Jakobson J.P. Nd and Sr isotope ratios and rare-earth element abundances in Reykjanes Peninsula basalts - evidence for mantle herogeneity beneath Iceland // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 45. P. 249–262.

266. Zirner A., Marks M.A.W., Wenzel T., Jacob D.E., Markl G. Rare earth elements in apatite as a monitor of magmatic and metasomatic processes: the Ilímaussaq complex South Greenland // Lithos. 2015. V. 228–229. P. 12–72.





Рис. П1. Диплом от Российского минералогического общества за утановление и описание нового минерала.

N⁰	Зона кристалла	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O5	ZrO_2	Cr2O3	Сумма
1	С	51.4	1.87	0.86	12.96	0.41	9.3	18.3	3.33	0.02	но	но	но	98.46
2	С	52.34	1.7	0.79	13.47	0.44	9.05	17.99	3.74	0	НО	но	но	99.51
3	Ι	52.27	1.96	0.78	15.24	0.52	7.75	16.13	4.94	0.01	но	но	но	99.59
4	R	53.04	2.51	0.55	17.99	0.56	5.35	11.93	7.11	0.03	но	но	но	99.05
5	С	52.33	1.65	0.98	15.21	0.53	7.62	15.39	4.71	0.21	но	но	но	98.64
6	R	52.32	2.21	0.52	17.97	0.4	6.07	12.64	6.67	0.02	но	но	но	98.82
7	R	51.41	2.31	0.76	15.51	0.42	7.5	15	5.42	0.02	но	но	но	98.36
8	С	52.11	1.68	0.55	14.49	0.56	8.16	16.8	4.45	0.01	НО	но	но	98.79
9	С	51.87	1.52	0.68	13.56	0.43	9.37	18.36	3.38	0.02	НО	но	но	99.19
10	С	52.69	1.53	0.7	14.08	0.51	9.12	18.01	3.8	0	но	но	но	100.45
11	R	52.27	2.53	0.62	18.23	0.54	5.49	11.55	7.51	0.02	НО	но	но	98.76
12	R	52.02	1.76	0.73	15.8	0.41	7.52	15.74	5	0.1	но	но	но	99.08
13	R	52.18	1.58	0.51	16.25	0.49	7.03	15.13	5.3	0.03	но	но	но	98.49
14		52.48	1.78	0.61	17.57	0.56	6.4	14.05	6.13	0.01	НО	но	но	99.58
15		51.7	2.09	0.84	15.68	0.45	6.55	14.04	5.66	0.03	но	но	но	97.04
16		50.81	2.03	0.86	14.00	0.53	8.87	17.43	3.9	0.06	НО	но	но	98.51
17		50.51	1.73	0.92	14.11	0.53	8.45	16.97	3.71	0.28	но	но	но	97.2
18		50.9	2.33	0.91	14.11	0.49	8.57	17.27	3.88	0.04	но	но	но	98.51
19		51.97	3.33	0.56	19.95	0.37	4.24	8.41	9.14	0.02	НО	но	но	97.99
20		52.97	5.49	0.73	20.88	0.31	2.84	4.9	11.5	0.03	но	но	но	99.65
21		52.48	1.99	0.64	15.21	0.5	8.3	15.78	5.08	0.05	но	но	но	100.03
22	С	50.65	2.06	1.22	13.47	0.43	9.14	17.49	3.82	0.02	0.02	0.22	0.07	98.61
23	R	51.01	3.08	0.76	17.94	0.42	6.07	11.49	7.39	0.03	0.31	0.34	0.04	98.88
24	С	51.6	1.4	0.94	13.27	0.48	9.62	17.93	3.42	_	0.19	0.12		98.97
25	R	51.06	3.39	0.65	18.69	0.35	5.09	9.9	8.08	0.02	0.33	0.39	0.01	97.96

Таблица П.1. Химический состав (мас. %) Ті-обогащенного эгирин-авгита из дайки Мохнатые Рога и интрузии Нива

Про	одолжение	Продолжение таблицы П.1.														
26	С	50.98	5.85	0.98	17.76	0.32	4.53	8.1	9.04	0.01	0.57	0.23	0.04	98.41		
27	R	52.18	0.39	0.57	27.17	0.1	1.04	1.32	12.53	0.12	0.03	0.01	0.01	95.47		
28	R	51.62	6.37	0.67	20.11	0.27	2.74	4.46	10.93	0.1	0.36	0.39	0.08	98.1		
29	С	50.93	4.16	0.93	16.18	0.42	6.48	12.33	6.63	0.02	0.26	0.2	0.04	98.58		
30	R	51.19	4.86	0.89	17.01	0.36	5.24	9.9	7.89	0.04	0.57	0.33	0.05	98.33		
31	С	50.28	2.09	1.31	14	0.57	8.47	16.39	4.22	0.02	0.27	0.21	0.04	97.87		
32	R	51.02	5.36	0.84	17.93	0.44	4.63	8.55	8.89	0.05	0.63	0.2	0.09	98.63		
33	С	50.45	5.35	0.76	18.17	0.38	4.56	8.42	8.47	_	0.46	0.31	0.04	97.37		
34	R	51.6	6	0.59	22.06	0.29	1.51	2.22	11.86	0.09	0.31	0.2		96.73		
35	С	50.89	2.11	0.89	13.77	0.42	8.92	17.25	3.94	0.01	0.18	0.11	0.08	98.57		
36	R	50.48	4.84	0.72	19.7	0.32	3.6	6.11	9.89		0.33	0.31	0.01	96.31		
37	С	50.4	1.83	1.1	13.52	0.45	9.11	17.29	3.68	0.01	0.15	0.14		97.68		
38	R	49.19	4.85	0.74	15.94	0.5	5.72	11.04	6.87	0.09	0.33	0.22	0.03	95.52		
39	С	50.67	4.01	0.68	18.13	0.5	4.85	9.85	7.81	0.01	0.52	0.9	0.01	97.94		
40	R	51.06	5.61	0.88	18.1	0.41	4.39	7.86	8.99	0.01	0.65	0.24	0.03	98.23		
41	С	50.86	3.49	0.73	17.09	0.53	5.86	11.5	7.09	0.02	0.33	0.56		98.06		
42	R	51.28	3.14	0.71	16.86	0.59	6.11	11.89	6.73	0.01	0.32	0.77	0.03	98.44		

Примечание. Анализы 1-21 Ті-обогащенный эгирин-авгит из дайки Мохнатые Рога,

22-42 Ті-обогащенный эгирин-авгит из интрузии Нива. Н.о. – не определяли. «—» – ниже предела обнаружения.

Таблица П2. Химический состав (мас. %) минералов группы лампрофиллита из дайки Мохнатые Рога

№	Зона кристалла	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO	ZrO_2	Nb ₂ O ₅	Ta_2O_5	ThO ₂	UO_2	F	Сумма	O=F	Сумма
1	R	29.29	26.78	0.22	4.01	0.54	1.36	0.80	10.05	1.44	9.00	8.71	0.27	0.65			0.25	2.45	95.82	1.03	94.79
2		29.46	27.99	0.18	4.37	0.71	0.96	0.82	9.83	2.12	11.42	8.71	0.41	0.78	0.04		0.32	2.91	101.03	1.23	99.80
3	С	29.90	28.75	0.15	4.70	0.80	1.09	1.06	10.43	1.72	7.67	9.60	0.15	0.14	0.16	0.09	0.25	2.22	98.88	0.93	97.95
4	С	30.61	28.49	0.18	4.72	0.66	1.26	0.99	10.84	1.42	7.07	11.98	0.04	0.12	0.11	0.05	0.27	2.59	101.40	1.09	100.31
5	R	30.06	27.59	0.18	4.23	0.61	1.32	0.77	10.46	1.58	10.13	10.62	0.32	0.79	0.21	0.08	0.18	1.36	100.49	0.57	99.92
6		30.50	29.14	0.18	4.67	0.74	1.17	1.02	10.36	1.68	8.64	10.88	0.06	0.12	0.06		0.13	2.41	101.76	1.01	100.75
7		29.91	28.42	0.25	4.58	0.70	0.80	0.87	10.05	2.24	12.82	8.12	0.30	0.29		0.01	0.32	2.52	102.20	1.06	101.14
8	R	29.62	26.94	0.48	5.26	0.39	0.55	0.73	9.05	3.06	16.08	4.62	0.04	0.85		0.02	0.56	1.68	99.93	0.71	99.22
9	R	30.50	29.29	0.21	5.64	0.92	0.53	0.90	7.43	3.36	12.19	5.73	0.12	0.40		0.01	0.66	2.31	100.19	0.97	99.22
10	R	29.94	28.52	0.45	5.38	0.78	0.65	0.78	7.57	3.02	13.96	5.62	0.06	0.13	0.05	0.01	0.57	2.00	99.48	0.84	98.64
11	С	32.29	25.82	0.38	9.27	0.92	0.95	0.75	8.56	2.40	10.57	6.61	0.05	0.13			0.41	1.87	100.98	0.79	100.19
12	С	29.46	27.47	0.22	4.82	0.79	0.64	0.91	9.74	2.57	14.62	6.70	0.14	0.36	0.10	0.05	0.95	2.28	101.82	0.96	100.86
13		29.50	28.93	0.17	5.33	0.84	0.55	0.93	9.25	2.76	12.30	6.64		0.28				1.97	99.45	0.83	98.62
14	С	29.84	27.12	0.20	5.26	0.94	1.12	1.01	9.65	1.92	10.98	8.50	_	0.12	0.11	0.26	_	2.53	99.56	1.07	98.49
15	С	29.71	27.34	0.22	5.00	0.81	0.98	0.95	9.46	2.00	11.71	8.58	0.12	0.08				1.83	98.79	0.77	98.02
16	Ι	29.96	27.17	0.17	5.08	0.78	1.30	1.01	9.92	1.62	9.76	10.49	0.14	0.12				2.30	99.82	0.97	98.85
17	Ι	29.64	27.87	0.20	4.65	0.80	1.00	1.02	9.63	1.88	10.85	9.21	0.05					2.06	98.86	0.87	97.99
18	R	29.63	27.12	0.17	4.80	0.71	1.12	0.92	9.56	1.70	10.52	10.10	0.04	0.13				2.18	98.70	0.92	97.78
19	R	30.09	28.81	0.16	4.75	0.74	1.00	1.10	10.06	1.77	7.25	10.29	0.05	0.11	0.00	0.05	_	2.29	98.52	0.96	97.56
20	Ι	29.81	28.21	0.16	4.12	0.72	1.19	0.86	10.32	1.41	8.36	12.02	0.10	0.11	0.03			2.38	99.80	1.00	98.80
21	R	29.71	27.57	0.19	4.14	0.67	1.31	0.85	9.99	1.45	8.23	12.08	0.16	0.02	0.25			2.21	98.83	0.93	97.90
22	R	30.25	28.19	0.19	4.54	0.71	1.25	1.05	10.29	1.43	7.16	11.87	0.05	0.03	0.02			2.29	99.32	0.96	98.36
23	R	29.54	26.83	0.19	4.19	0.72	1.23	0.98	9.93	1.36	7.14	11.23	0.27	0.23	0.18			2.14	96.16	0.90	95.26
24	R	29.89	27.21	0.17	4.03	0.64	0.91	0.81	10.01	1.79	11.09	9.70	0.31	1.01	0.01	0.08		2.21	99.87	0.93	98.94
25	R	29.86	27.29	0.16	3.84	0.71	0.96	0.79	10.04	1.82	9.30	9.92	0.50	0.83	0.18	0.04	0.00	2.59	98.83	1.09	97.74

Пр	одолжени	Продолжение таблицы 112.																		
26	С	28.99	27.42	0.20	3.46	0.88	0.76	0.91	9.48	2.11	14.65	7.71	0.10	0.23	0.17		 2.21	99.28	0.93	98.35
27	С	29.28	27.69	0.20	4.21	0.86	0.89	0.83	9.54	2.22	12.33	8.52	0.18	0.40	0.17		 2.22	99.54	0.93	98.61
28	Ι	29.86	28.69	0.16	4.79	0.82	0.81	1.01	9.95	2.25	8.96	8.92		0.21		—	 2.19	98.62	0.92	97.70
29	Ι	29.86	27.75	0.14	4.53	1.13	0.64	1.15	9.72	2.36	11.35	9.03	0.11	0.19	0.07	0.08	 2.27	100.38	0.96	99.42
30	Ι	29.42	27.57	0.18	4.44	0.73	1.11	0.88	9.88	1.69	10.79	9.60	0.17	0.59	0.20	_	 2.33	99.58	0.98	98.60
31	R	29.75	27.55	0.15	3.88	0.71	1.11	0.92	10.01	1.61	9.94	10.78	0.32	0.60		0.02	 1.93	99.28	0.81	98.47
32	R	29.31	27.16	0.20	4.08	0.67	1.34	0.80	9.94	1.51	11.35	11.04	0.31	0.58	0.04	0.12	 2.56	101.01	1.08	99.93
33	R	29.68	27.16	0.22	5.04	0.82	1.31	1.04	9.66	1.63	9.94	10.74	0.10	0.15		0.07	 2.45	100.01	1.03	98.98
34	R	29.51	27.71	0.19	4.94	0.89	1.24	1.02	9.53	1.72	9.95	9.83	0.05	0.24	0.02	—	 2.66	99.50	1.12	98.38
35	С	29.80	27.04	0.21	4.93	0.83	1.63	1.01	9.65	1.35	9.94	11.30	0.19	0.18	0.05	—	 1.89	100.00	0.80	99.20
36	С	29.86	28.62	0.13	4.23	0.76	1.23	1.06	10.31	1.40	6.83	11.72	0.05	0.13	0.16		 2.11	98.60	0.89	97.71
37	С	29.64	27.35	0.19	4.91	0.81	1.33	1.00	9.52	1.71	10.12	9.96	0.02	0.09		0.12	 2.57	99.34	1.08	98.26
38	С	29.85	27.29	0.17	5.15	0.81	1.43	1.19	9.70	1.65	9.11	10.04		0.07	0.24	0.25	 2.44	99.39	1.03	98.36
39	С	29.71	28.00	0.18	3.73	0.67	1.23	0.67	9.66	1.66	10.26	9.42	0.19	0.79	0.03	0.01	 2.25	98.46	0.95	97.51
40	С	29.83	27.84	0.20	3.81	0.64	1.34	0.68	9.81	1.61	10.91	9.16	0.17	0.39			 2.51	98.90	1.06	97.84
41		28.64	27.44	0.20	5.23	0.75	1.26	1.09	9.20	1.73	8.03	10.84	0.05	0.18		0.14	 1.88	96.66	0.79	95.87

Примечание. Зоны кристалла: С – центральная, R – краевая, I – промежуточная. нпо- ниже предела обнаружения. «—» – ниже предела

обнаружения. *- в пересчете на концентрацию фтора.