 На правах рукописи

ХРОМОВА Елена Александровна

**Возраст и петрогенезис пород щелочно-  
ультраосновного карбонатитового  
Белозиминского массива  
(Восточный Саян)**

1.6.3 – петрология, вулканология

**Автореферат**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Улан-Удэ 2023

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте им. Н.Л. Добреева Сибирского отделения Российской академии наук

**Научный руководитель:**

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

**Официальные оппоненты:**

**Савко Константин Аркадьевич**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования, ФГБОУ ВО Воронежский Государственный Университет, (г. Воронеж)

**Носова Анна Андреевна**, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией петрографии имени академика А.Н. Заварицкого, ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, (г. Москва)

**Ведущая организация:**

ФГБУН Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, (г. Чита)

Защита диссертации состоится 27 сентября 2023 г в 14 часов на заседании диссертационного совета Д. 24.1.062.02 при ФГБУН Институте земной коры СО РАН по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИЗК СО РАН и на сайте: <http://earth.crust.irk.ru/images/upload/newsfull231/3901.pdf>

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах просим направлять ученому секретарю совета к.г.-м.н. Б.С. Данилову по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: boris@crust.irk.ru

Автореферат разослан «10» июля 2023 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,  
к.г.-м.н.

 Б.С. Данилов

**Актуальность исследования.** Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы, несмотря на масштабы изученности и тот факт, что они образуют только ничтожно малую часть земной коры, продолжают вызывать постоянный интерес, так как происхождение этих пород связано с частичным плавлением пород глубинной мантии Земли, обогащенных летучими веществами, P3Э и другими микроэлементами. В результате фракционной кристаллизации таких расплавов возникают различные серии щелочных пород с карбонатитами и разноплановой рудной минерализацией.

Изучение этих пород важно, как для решения фундаментальных научных, так и экономических задач. Щелочно-карбонатитовые комплексы являются уникальными объектами с многообразной и сложной минерализацией. С ними связаны месторождения P3Э, Nb, Fe, Sr, Ba, F, U, Ta, слюды и флюорита. Многие из этих полезных ископаемых являются остродефицитными как на мировом, так и российском рынках. Большой научный и практический интерес к рудоносным щелочным комплексам обусловил накопление в наши дни значительного объема информации о геологическом строении и вещественном составе этих пород, в том числе, связанных с ними гипергенных месторождений. Интерпретация такой эмпирической информации не всегда позволяет определить процессы, ответственные за высокую рудоносность щелочных расплавов и флюидов, а также механизмы концентрирования, распределения и перераспределения рудных компонентов в процессе эволюции карбонатитовых систем. Комплексные методы исследования эволюции щелочных магм (минералогические, изотопные, геохронологические, геохимические) с привлечением современных высокоточных аналитических приборов позволяют достичь глубокого понимания процессов и механизмов образования рудоносных щелочных комплексов.

Белозиминский массив является многофазной интрузией, сложенной щелочными силикатными породами (мельтейгиты, ийолиты-уртиты, нефелиновые сиениты), карбонатитами и относится к комплексному Nb-P3Э месторождению. Его изучение может быть важным в понимании вопросов карбонатитового петрогенезиса и того, какие механизмы являются ответственными за образование месторождений P3Э и Nb, связанных с карбонатитами.

**Цель** настоящего исследования заключается в геохронологическом, минералого-петрографическом и геохимическом изучении пород, слагающих массив, включая ниобиевое и редкоземельное оруденение.

Для достижения поставленной цели в ходе работы решались следующие **задачи**:

- Получение минералогических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических характеристик щелочных силикатных пород и карбонатитов;
- Определение макро- и микроэлементного состава основных породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов щелочных силикатных пород и карбонатитов;
- Определение Ar-Ar возраста карбонатитов;
- Характеристика источников вещества пород Белозиминского массива.

**Объект исследования** - щелочные силикатные породы и карбонатиты, слагающие Белозиминский массив.

**Фактический материал.** Каменный материал был предоставлен научным руководителем д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич. Исследованы образцы керна из 8 скважин, пробуренных при проведении поисково-оценочных и разведочных работ на ниобиевые руды. Проведено описание 50 шлифов. На электронном микроскопе и микрозонде проанализировано 30 аншлифов, 10 шашек и получено порядка 3000 анализов минералов. Определена редкоэлементная характеристика (LA ICP-MS) основных породообразующих и акцессорных минералов пород массива. В работе использовано 20 химических анализов макрокомпонентов и редких элементов (ICP-MS), 10 анализов радиогенных изотопов (Sr, Nd) щелочных силикатных пород и карбонатитов. Проанализированы цирконы из шести отобранных образцов карбонатитов. Датирование пород произведено Ar-Ar (1 проба) и Pb-Pb (6 проб) методами.

**Методы исследований.** Породообразующие и акцессорные минералы, их микроструктурные особенности были детально изучены посредством различных рентгеноспектральных методов: на электронных сканирующих микроскопах с энергодисперсионным спектрометром (EDS): LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300), с использованием оборудования центра коллективного пользования «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и MIRA 3 LMU

(система микроанализа INCA Energy 450 XMax-80, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск).

Часть анализов пирохлора и других минералов была проведена на электронных микрозондах в режиме волновой дисперсии (WDS): JEOL Hyperprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле, Потсдам, Германия) и JEOL JXA-8100 (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). По результатам рентгеноспектральных анализов (WDS+EDS) формулы минералов группы пирохлора были рассчитаны по кислородному методу при условии, что сумма катионов в позиции В равна 2.0 (Булах, 1987; Hogarth, 1977; Atencio et al., 2010, Christy, Atencio, 2013).

Анализ микроэлементов методом LA ICP-MS проводился в шлифах (с использованием аксессуара для лазерной абляции ESI New Wave UP193FX, соединенного с ICP-MS Agilent Technologies 7500i в Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Эрланген, Германия). Расчет концентраций микроэлементов проводился с помощью программы GLITTER созданной для LA – ICP-MS (Van Achterbergh et al., 2000). Ошибка  $1\sigma$ , основанная на подсчете статистики по сигналу и фону, составляет 10%. Воспроизводимость измерений была проверена путем повторного анализа образцов NIST SRM 610 и 612.

Измерения изотопного состава Nd и Sr, концентраций Rb, Sr, Sm и Nd проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик Саватенков В.М.) на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton.

Измерения Pb-изотопного состава выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре TRITON в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме. Средняя точность анализов составила 0.05 % ( $2\sigma$ ) для отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Ar/Ar возраст определен по флогопиту, который является типоморфным минералом кальцит-доломитовых карбонатитов. Анализ выполнен в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике (Травин и др., 2009). При расчете  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  возраста использовался метод возрастного плато (Fleck et al, 1977).

Измерение микроэлементного состава цирконов и Lu-Hf изотопов проводили на ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для LA NWR 213 (ESI), размещенных в помещении класса чистоты ИСО 7 в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г.

Екатеринбург). Описание методики измерения приведено в работе (Щапова и др., 2020).

**Научная новизна.** Впервые детально исследована эволюция состава пирохлора, который является основным концентратором Nb. Детально изучены минералы - концентраторы РЗЭ, определён редкоэлементный состав акцессорных и основных породообразующих минералов и прослежена эволюция их состава. Определен возраст образования карбонатитов Белозиминского массива, построена Pb-Pb геохрона по основным разновидностям пород. Получены Lu-Hf изотопные данные и редкоэлементный состав для цирконов из карбонатитов массива.

**Защищаемые положения.**

1. Карбонатиты Белозиминского массива сформировались 645 млн лет назад синхронно с щелочными силикатными породами.

2. Образование ряда мельтейгит–ийолит–нефелиновый сиенит Белозиминского массива связано с процессом фракционной кристаллизации, что выражено в изменении химического состава основных породообразующих минералов и состава пород.

3. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора в карбонатитах выразилась в смене раннего флюоркальциопирохлора на кенопирохлор и далее на гидропирохлор, замещающийся Fe–содержащим колумбитом. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования Nb- и Zr- минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточной карбонатитовой магме, а обогащение РЗЭ, Ва, U, Fe продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов.

**Практическая значимость работы.** Полученные новые данные о составе пород и минералов могут быть важными для составления эффективных технологических схем извлечения основных рудных и попутных полезных компонентов при отработке месторождения, реконструкции процесса рудообразования, факторов оруденения и разработки поисковых критериев.

**Апробация работы и публикации.** Основные положения работы представлялись и обсуждались на: конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» в Якутске (2015), Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике в Улан-Удэ (2015, 2019), Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения северной и

центральной Азии» в Улан-Удэ (2018), XVIII Всероссийском научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» в Иркутске (2020), научной конференции «Петрология и рудоносность магматических формаций» в Новосибирске (2022) и ежегодных научных сессиях Геологического института СО РАН Улан-Удэ (2017-2019).

По теме диссертации опубликовано 12 печатных работ, из них 5 в рецензируемых российских и зарубежных журналах по списку ВАК.

**Объем и структура работы.** Диссертация состоит из 4 глав, Введения, Заключения, списка литературы и 2 приложений. Работа имеет объем в количестве 182 машинописных страниц, в том числе 53 рисунка, 43 таблицы. Список литературы содержит 282 наименования.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю, д.г.-м.н. Анне Геннадьевне Дорошкевич за всестороннюю поддержку, помощь, ценные советы, внимательное отношение и терпение.

Неоценимую помощь при оформлении работы оказал к.г.-м.н Иван Александрович Избродин.

Автор глубоко признателен чл.- корр. РАН д.г.-м.н. Евгению Викторовичу Склярову и д.г.-м.н. Андрею Александровичу Цыганкову за весьма полезное обсуждение материалов и текста работы.

Автор благодарен к.г.-м.н. В.В. Шарыгину за изучение включений в минералах и состава пирохлора, Н.Н. Егоровой за консультации при исследовании шлифов. Существенная помощь была оказана также сотрудниками ГИН СО РАН во главе с заведующим лабораторией инструментальных методов анализа к.г.-м.н. С.В. Канакиным при выполнении аналитических работ. Автор крайне признателен У. Аппельт (Потсдам, Германия), Х. Братц (Эрланен, Германия), Н.С. Карманову и Е.Н. Нигматулиной (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за проведение рентгеноспектральных и LA-ICP-MS исследований.

### **Геологическая характеристика Белозиминского массива**

Основой для описания геологического строения являются работы А.А. Фролова с соавторами (Фролов и др., 1999, 2003, 2005). Белозиминский массив входит в состав Зиминского рудного района, который находится в Восточном Саяне и занимает площадь около

1000 км<sup>2</sup>, расположен в краевой юго-западной части Сибирской платформы.

Белозиминский массив характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными структурами (Фролов, 1975). Является многофазной интрузией центрального типа (рис. 1), занимающей на поверхности площадь около 18 км<sup>2</sup>. Вмещающими являются раннепротерозойские породы, слагающие образования Урикско-Ийского грабена (Гладкочуб и др. 2002, 2014). Центр массива - это сложно построенный шток площадью около 10 км<sup>2</sup>, выполненный карбонатитами и прослеженный бурением до глубины 1.5 км. Щелочные силикатные породы представлены мельтейгитами, ийолит-уртитамии, нефелиновыми сиенитами, они образуют полукольцевое тело, обрамляющее карбонатитовый шток по периферии.

Мельтейгиты представляют собой меланократовые, серо-зеленые крупно- и среднезернистые породы. Структура в основном гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая, обусловленная наличием многочисленных включений апатита, магнетита, перовскита. Текстура массивная (рис. 2а), редко полосчатая, обусловленная линейной ориентировкой темноцветных и лейкократовых минералов. Мельтейгиты сложены клинопироксеном (60-80 %), нефелином (5-40 %), перовскитом (5-15 %) и магнетитом (5-10 %). Второстепенные минералы представлены флогопитом, амфиболом, апатитом, титанитом, гранатом, ильменитом. К аксессуарным относятся кальцит, рутил, бадделейт, сульфиды, кассит. Вторичные - минералы групп канкринита, либнерита и хлорита.

Породы ийолит-уртитового ряда представляют собой массивные, средне- и крупнозернистые породы серого цвета с гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилитовой структурой. Состоят преимущественно из субидиоморфных зерен нефелина (50-60 %), крупных таблитчатых кристаллов клинопироксена (30-40 %), с многочисленными включениями фторапатита, кальцита и рудных минералов (рис. 2б). Второстепенные минералы (до 5 %) - гранат, магнетит, аннит, кальцит и апатит. Среди аксессуарных распространены перовскит, бадделейт, ильменит, титанит, рутил, пирит, сфалерит, халькопирит. Вторичные минералы представлены группами канкринита, либнерита, хлорита, мусковита.

Нефелиновые сиениты светло-серые, темно-серые и розоватые разновидности. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура



такситовая (неоднородная). Основными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (25-40 %), нефелин (20-40 %), клинопироксен (до 20 %). Второстепенные минералы - щелочной амфибол, флогопит, кальцит, апатит (рис. 2в). К аксессуарным относятся пирохлор, титанит, циркон, баделлеит, баритокальцит, торанит, ильменит, рутил.

Кальцитовые карбонатиты, как правило, представлены крупнозернистыми массивными разновидностями, которые на 70 % сложены кальцитом (рис. 2г). Типоморфными минералами являются клинопироксен, амфибол, оливин, флогопит, тетраферрифлогопит, фторкальциопирохлор, фторапатит, магнетит. Аксессуарные минералы - цирконолит, баотит, баритокальцит, циркон, барит, торит, Nb-рутил, стронцианит, сульфиды (пирротин, пирит, сфалерит), сростки фторкарбонатов РЗЭ (бастнезит-Се, синхизит-Се), анкилит-Се, монацит-Се, минералы группы бурбанкита, норсетит.

Кальцит-доломитовые карбонатиты характеризуются наличием в минеральном составе до 30 % доломита. Структура крупнозернистая, идиоморфнозернистая, гетерогранобластовая. Текстура массивная (рис. 2д). Клинопироксен и слюда распространены широко. Изометричные крупные (до 5 мм) зерна кальцита и доломита содержат включения стронцианита, анкилита-(Се) и минералов группы бурбанкита, единичные зерна бетафита, пирохлора и фторапатита. Из сульфидов преимущественно встречаются пирит и халькопирит.

Основными минералами анкеритовых карбонатитов являются анкерит и доломит. Второстепенные минералы представлены кальцитом, баритом, монацитом, фторкарбонатами редких земель (бастнезит-Се, синхизит-Се, паризит-Се). Аксессуарные - гидропирохлор, фторапатит, гематит, ферриколумбит, сульфиды (пирротин, сфалерит), торит. Структура породы неравномернозернистая, от мелко- до гигантозернистой, гранобластовая (рис. 2е). Текстура массивная, пятнистая.

### **Возраст пород Белозиминского массива**

Изначально возраст пород Белозиминского массива по геологическим данным считался среднепалеозойским (Фролов и др., 2003). Результаты К-Аг датирования по флогопиту из кальцитовых карбонатитов составил  $543 \pm 3$  млн лет (Багдасаров, Вороновский, 1980). Возраст нефелиновых сиенитов (U-Pb метод по циркону) равен

643±3 млн лет (Ярмолюк и др., 2005), а ийолитов (U–Pb метод по гранату) - 645±6 млн лет (Salnikova et al., 2019).

Определение возраста Ag–Ag методом по флогопиту из кальцит-доломитовых карбонатитов соответствует 645±6 млн лет и может быть принят за время формирования карбонатитов (Doroshkevich et al., 2016). Спектры возрастного плато соответствуют 60 % освобожденного  $^{39}\text{Ar}$  (рис. 3а). Полученная общая изохрона по  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  значениям для основных разновидностей пород массива (мельтейгиты, ийолиты, щелочные сиениты, кальцит-доломитовые и анкеритовые карбонатиты) (рис. 3б) отвечает возрасту 631±11 млн лет и ложится в интервал значений возрастов, определённых для пород массива другими методами (Ярмолюк и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019).

Образование Белозиминского массива, наряду с другими щелочными карбонатитовыми массивами, которые расположены по краю Сибирского кратона, и характеризуются близкими типами редкометалльных месторождений (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян), ложатся в интервал 660–630 млн лет (рис. 4). В.В. Ярмолюк с соавторами (2005, 2014) связывает их формирование с заключительным этапом распада лавразийской части суперконтинента Родинии.

### **Особенности химического состава минералов из пород комплекса**

**Клинопироксен** входит в состав всех разновидностей пород массива, за исключением анкеритовых карбонатитов.

В мельтейгитах клинопироксен относится к диопсид-геденбергиту (рис. 5а), диопсидовый минал преобладает над геденбергитовым и эгириновым: 66–68 мол. %; 16–19 мол. %; до 5,5 мол. %, соответственно. Минерал содержит 900–700 ppm Zr в среднем и обеднен V (до 280 ppm). Суммарное содержание РЗЭ в клинопироксене из мельтейгитов достигает 42 ppm, что является максимальным в минерале из всех разновидностей пород массива. Клинопироксен из мельтейгитов имеет пологую конфигурацию спектров РЗЭ, нормированных к хондриту, с La/Yb<sub>CHN</sub> отношением, не превышающим 2,5 и незначительным прогибом в пределах тяжелых лантаноидов (рис. 6а).

Минерал из ийолит-уртитов характеризуется более высокими и варьирующими содержаниями эгиринового и геденбергитового миналов, чем клинопироксен из мельтейгитов (рис. 5а). Содержание Zr

в нем не превышает 500 ppm, V достигает 340 ppm. В клинопироксене из ийолитов сумма P3Э достигает 25 ppm, La/Yb<sub>CN</sub> отношение равно 6-14 (рис. 6а).

Состав клинопироксена из щелочных сиенитов отличается от состава минерала мельтейгитов и ийолитов более высоким содержанием эгиринового минерала (рис. 5а). Стоит отметить, что минерал обогащен V (до 1700 ppm) и Zr (до 4700 ppm) по сравнению с клинопироксеном из мельтейгитов и ийолитов. Концентрация P3Э в минерале равны 18-28 ppm, графики распределения, нормированные к хондриту, схожи с таковыми для клинопироксена из ийолитов (рис. 6а).

В кальцитовых карбонатах клинопироксены имеют подобный щелочным сиенитам состав, при этом минерал обрастает каймой чистого эгирина (рис. 5а). Можно полагать, что формирование каймы эгирина в карбонатах происходило на поздней стадии из расплава или флюида, который был обогащен Na. Количество V и Zr достигают 800 и 985 ppm, соответственно. Концентрация P3Э колеблется на уровне 27-35 ppm, графики распределения, нормированные к хондриту, схожи с таковыми для клинопироксена из ийолитов и щелочных сиенитов (рис. 6а).

Наблюдаемый переход между конечными членами твердого раствора диопсид - геденбергит – эгирин связан с тенденцией, при которой содержания Ca и Mg уменьшаются, а Na увеличиваются.

Характерной особенностью минерала является обогащенность Zr, что типично для других щелочных комплексов (Когарко, 2015; Korobeynikov and Laaioki, 1994). Увеличение концентрации Zr от ранних к поздним породам можно объяснить повышением щелочности клинопироксена (Mann et al., 2006; Wu et al., 2016; Andersen et al., 2016), несмотря на присутствие других Zr-содержащих минералов (пироксид, цирконолит) и собственно циркониевых минералов - бадделейта и циркона. Необходимо отметить, что бадделейт, который обнаружен в мельтейгитах и ийолитах, в более поздних щелочных сиенитах обрастает каймой циркона, что может свидетельствовать в пользу повышения активности кремния в остаточном расплаве (Harlov et al., 2015).

**Амфибол** из мельтейгитов и ийолитов соответствует ферропаргаситу, роговой обманке и магнезиогастингситу. Амфибол из щелочных сиенитов представлен магнезиальной роговой обманкой и

рихтеритом, тогда как в карбонатитах соответствует натрово-кальциевому рихтериту. Наблюдается довольно четкое изменение состава амфибола от ранних пород комплекса к поздним, от кальциевых в мельтейгитах и ийолитах, до натриевых - в щелочных сиенитах и карбонатитах, что также подтверждает увеличение роли Na в процессе эволюции исследуемой системы.

**Слюда**, наряду с клинопироксеном, является типоморфным минералом и присутствует во всех породах комплекса. Состав слюд свидетельствует о генетической общности пород массива. В щелочных силикатных породах минерал эволюционирует от высокомагнезиального флогопита в мельтейгитах к тетраферрианиту в щелочных сиенитах (рис. 5б), что типично для образования пород в результате процессов фракционной кристаллизации (Brod et al., 2001). Тренд изменения состава слюды от кальцитовых карбонатитов к анкеритовым с конечной кристаллизацией тетраферрифлогопита отличается от тренда для ассоциирующих щелочных силикатных пород. Схожие тренды эволюции состава слюды отмечаются при метасоматических процессах, и связаны с повышением щелочности среды и потенциала кислорода (Багдасаров и др., 1985; Brod et al., 2001). Метасоматическое образование тетраферрифлогопита подтверждается текстурами замещения флогопита в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, а также его формированием в поздних анкеритовых карбонатитах.

**Перовскит** является весьма распространенным минералом в мельтейгитах. Минерал имеет неоднородное внутреннее строение, связанное с вариациями содержания РЗЭ и Nb. Его наличие является важной особенностью и указывает на изначально низкую активность кремния. В более поздних ийолитах перовскит встречается в виде единичных зерен, появляется титанит. Иногда минерал обрастает тонкой каймой граната, что, вероятнее всего, связано с повышением активности кремния и/или фугитивности кислорода в кристаллизующемся расплаве (Marks et al., 2008). Кроме того, появление реакционных оторочек титанита по периферии крупных зерен магнетита объясняется результатом реакции с окружающими Са- и Si-содержащими минералами (Lloyd et al., 1987). Суммарное содержание РЗЭ в среднем составляет 10000 ppm, при этом легкие лантаноиды преобладают над тяжёлыми, а La/Yb<sub>CN</sub> отношение достигает 64 (рис. 6б). **Титанит** в нефелиновых сиенитах

характеризуется повышенными концентрациями (ppm): V (490), Sr (800), Zr (4100) и Nb (9600), а суммарное содержание РЗЭ составляет 1200 ppm. На графике нормированных к хондриту значений РЗЭ в минерале наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, с  $La/Yb_{CN}$  отношением до 20 (рис. 6б).

Количество РЗЭ в **цирконе** из кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов варьирует в пределах 675 - 860 ppm. Распределение РЗЭ имеет дифференцированный спектр от легких к тяжелым лантаноидам. Отмечается положительная Се аномалия ( $Se/Se^*$  1-5). Для циркона из нефелиновых сиенитов наблюдается схожий спектр распределения РЗЭ (рис. 6б), а сумма лантаноидов достигает 1600 ppm, при этом наблюдается положительная Се аномалия ( $Se/Se^*$  от 5.5 до 10) (Хромова и др., 2018). Подобные спектры распределения РЗЭ является типичным для цирконов из пород щелочных карбонатитовых комплексов (Blichert-Toft, 1996; Belousova et al., 2002).

**Карбонаты** встречаются во всех разновидностях пород массива. Состав кальцита из мельтейгитов и ийолитов характеризуется содержанием Sr до 1000 ppm. В минерале из кальцитовых карбонатитов наблюдается несколько более низкое содержание Sr (4600-5700 ppm) по сравнению с таковым из кальцит-доломитовых карбонатитов (до 7400 ppm). Содержание Sr в доломите значительно ниже (1500-3000 ppm).

Суммарное содержание РЗЭ в кальците из мельтейгитов 20-47 ppm, при этом легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми во всех разновидностях пород, с  $La/Yb_{CN}$  отношением 16-58 (рис. 6в). Минерал из кальцитовых карбонатитов характеризуется более высоким содержанием РЗЭ (в среднем 900 ppm) по сравнению с кальцитом из ийолитов и мельтейгитов,  $La/Yb_{CN}$  отношения равны 7-39. Доломит и анкерит характеризуются более низким уровнем РЗЭ по сравнению с кальцитом из карбонатитов, но имеют схожую с последним конфигурацию графиков, с  $La/Yb_{CN}$  отношением в среднем 8-24 (рис. 6в).

**Апатит**, присутствующий во всех разновидностях пород комплекса, характеризуется постепенным увеличением содержания F (рис. 7), достигая максимума в анкеритовых карбонатитах (до 5 мас. %). Схожее поведение F отмечается в некоторых щелочных карбонатитовых комплексах Кольского полуострова и северной

Карелии, вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Римская-Корсакова и др., 1979; Зайцев, 2010; Brassinnes et al., 2005; Mangler et al., 2014). Обычно такое поведение F интерпретируется процессом фракционной кристаллизации и свидетельствует о повышении концентрации летучих в процессе эволюции расплавов. Подтверждением являются проведенные исследования включений в оливине из кальцитовых карбонатитов Белозиминского массива (Sharygin, Doroshkevich, 2017). Доказано, что многофазные включения в оливине отражают некоторые эволюционные особенности пород на поздних стадиях их формирования. В основном это обогащение Na и летучими компонентами (Cl, H<sub>2</sub>O), в том числе, F. В фторапатите из карбонатитов наблюдается максимальное содержание PЗЭ, в среднем 5000-6000 ppm, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и средним La/Yb<sub>СН</sub> отношением равным 40 (рис. 6г).

По классификации (Atencio et al., 2010), **пирохлоры** из щелочных сиенитов относятся к уранпирохлорам. Ритмично-зональные кристаллы из кальцитовых карбонатитов по химическому составу к фторкальциопирохлорам (Ca,Na)<sub>2</sub>(Nb,Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F (рис. 8а). Пятнисто-секториальные зерна из кальцит-доломитовых карбонатитов относятся к кенопирохлорам (□,Ca,Na,Sr,Ce)<sub>2</sub>(Nb,Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F, (рис. 8б), а из анкеритовых карбонатитов - к гидропирохлорам (H<sub>2</sub>O,□)<sub>2</sub>Nb<sub>2</sub>(O,OH)<sub>6</sub>(H<sub>2</sub>O) и характеризуются более неоднородным строением, чем ранние пирохлоры (Хромова и др., 2017) (рис. 8в).

Отмечается прямая взаимосвязь между содержанием Ca, Na и суммарным количеством катионов (включая вакансии) в позиции А. Ca преобладает над Na в пирохлорах из всех трех типов карбонатитов с понижением содержания Na и Ca в минерале (рис. 9а) от кальцитовых к кальцит-доломитовым и анкеритовым (Хромова и др., 2017). По соотношению главных катионов в позиции В, фторкальциопирохлор из кальцитовых карбонатитов характеризуется низкими количествами Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 1 мас. %) и относительно равными содержаниями TiO<sub>2</sub> (до 6 мас. %) по сравнению с кенопирохлорами из кальцит-доломитовых карбонатитов. В гидропирохлоре из анкеритовых карбонатитов общее содержание TiO<sub>2</sub> значительно больше (до 10–15 мас. %), при не высоком содержании Ta (рис. 9б), по сравнению с минералом из более ранних карбонатитов.

Изучение минералов группы пирохлора из карбонатитов массива подтверждает факт многостадийности процессов их

образования. Первичные фторкальциопирохлоры из кальцитовых карбонатитов, имеющие зональное строение, характеризуются довольно выдержанным химическим составом, а их формула близка к теоретической  $\text{CaNaNb}_2\text{O}_6\text{F}$ . Во фторкальциопирохлорах и кенопирохлорах позиция Y частично или полностью заполнена атомами F, что может свидетельствовать о высокой активности F в среде минералообразования. В кальцит-доломитовых и анкеритовых карбонатитах минералы группы пирохлора подверглись частичной гидратации за счет метасоматических/гидротермальных процессов.

При частичной гидратации и, возможно, изменении физических параметров, ритмично-зональный фторкальциопирохлор преобразовывался в пятнистый кенопирохлор, а затем в гидропирохлор. Под воздействием гидротермальных процессов по минералу развивался Fe-содержащий колумбит и происходило изменение в его химическом составе с широкими ионно-обменными реакциями в позиции А. Эти реакции сопровождались вовлечением Ba, Si, Fe,  $\text{H}_2\text{O}$ , возможно U и Sr, в состав минерала, и одновременным выносом Na, Ca и F, и, как правило, частичной потерей Nb в позиции В. Согласно исследованиям (Nasraoui, Bilal, 2000), обменные реакции между пирохлором и гидротермальным флюидом могут происходить при относительно низкой активности Ca и Na. Кроме того, замещение пирохлора колумбитом должно происходить в кислой среде, чтобы облегчить удаление Na, Ca, F и привнос Fe (Nasraoui, Bilal, 2000). Это подтверждается минеральными парагенезисами анкеритовых карбонатитов (анкерит + доломит + фторкарбонаты PЗЭ + Fe-содержащий колумбит + барит) (Doroshkevich et al., 2016; Хромова и др., 2017).

В позиции А отмечается общий тренд обратной зависимости содержания с одной стороны  $\text{UO}_2$  (до 16 мас. %) и изредка  $\text{ThO}_2$  (до 3 мас. %) при понижении CaO и  $\text{Na}_2\text{O}$  от фторкальциопирохлора до гидропирохлора (рис. 10а). Но есть единичные случаи, когда высокие количества  $\text{UO}_2$  (до 20 мас. %) были зафиксированы и в зональных пирохлорах из кальцитовых карбонатитов (Хромова и др., 2015). Содержания Si, Fe, Ba, Sr, Pb, в основном, увеличиваются от раннего фторкальциопирохлора к позднему гидропирохлору (рис. 10б). Содержание F в гидропирохлоре ожидаемо более низкое (рис. 10в) по сравнению с фторкальциопирохлором и кенопирохлором, что, по-видимому, указывает либо на изоморфизм  $\text{F} \rightarrow \text{OH}$  в позиции Y, либо

на первые признаки его замещения. Содержание РЗЭ в уранпирохлоре из щелочных сиенитов значительно ниже, чем в пирохлорах из более поздних карбонатитов, график нормированных к хондриту значений схож с кривой для минералов из карбонатитов (рис. 10г). В ритмично-зональных пирохлорах наблюдается наименьшее содержание суммы РЗЭ. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми во всех разновидностях. Наблюдается положительная аномалия Се (рис. 10г).

**Фторкарбонаты РЗЭ и монацит-(Се)** распространены в анкеритовых карбонатитах. Во всех минералах легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми, с La/Lu<sub>(N)</sub> отношением 1500-40000 в бастнезите-(Се), 15000-36000 в монаците-(Се), 40000-80000 в синхизите-(Се).

Для пород комплекса характерно изобилие редкоэлементных минералов. Впервые на Белозиминском массиве обнаружен норсетит. В его составе доминируют оксиды Ва до 60 мас. % и Mg до 12 мас. %. Цирконолит и баотит наиболее распространены в кальцит-доломитовых и кальцитовых карбонатитах. Для колумбита характерно высокое содержание FeO<sub>общ</sub> (12-17 мас. %). Стронцианит характеризуется повышенным содержанием ВаО (до 11 мас. %). Для бурбанкита из кальцитовых и анкеритовых карбонатитов также характерно повышенные содержания ВаО (до 5 мас. %), а содержания Na<sub>2</sub>O достигают 12 мас. %. В фторапатитах и пирохлорах были обнаружены включения акцессорных минералов, таких как анкилит, кальциобурбанкит.

### **Петрохимические и геохимические особенности пород массива**

Состав основных петрогенных и некоторых редких компонентов мельтейгитов, ийолит-уртитов, щелочных сиенитов и карбонатитов, исследовался в работах (Гайдукова, Здорик, 1962; Пожарицкая, 1962; Березина, 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Сомина, 1975; Панина, Подгорных, 1975, 1979; Андреева и др., 2004, 2007, 2014). В результате исследований (Doroshkevich et al., 2017; Хромова и др., 2018, 2020) получены новые данные по широкому кругу редких элементов для всех типов магматических пород массива.

Мельтейгиты характеризуются минимальным содержанием SiO<sub>2</sub> среди щелочных силикатных пород комплекса. Сумма Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O варьирует в широких пределах, достигая 8 мас. %. Отношение Na<sub>2</sub>O к K<sub>2</sub>O колеблется от 0,5 до 2,5. Щелочность пород значительно



варьирует при относительно стабильной кремнекислотности. Коэффициент агпаитности мельтейгитов меньше единицы.

Магнезиальность мельтейгитов ( $Mg\# = 50-60$ ) свидетельствует в пользу наименьшей степени дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород комплекса. Кроме того, породы характеризуются наиболее высокими содержаниями Ti, Ca и низкими Al и щелочей по сравнению с ийолитами и щелочными сиенитами (рис. 12). Содержание Nb и других редких элементов в мельтейгитах выше, чем в щелочных сиенитах. Суммарные концентрации РЗЭ в среднем в пределах 700 ppm. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (среднее  $La/Yb_{(CN)} = 50$ ,  $Gd/Yb = \text{до } 7$ ), а Eu аномалия отсутствует (рис. 11а) (Хромова и др., 2018). На графиках содержаний редких элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются отрицательные аномалии Pb и Ti и значительные вариации высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) (рис. 11б). Отношения Ce/Pb – высокие (140-230).

В ийолитах содержание  $SiO_2$  варьирует от 35 до 42 мас. %, при более высокой общей щелочности пород по сравнению с мельтейгитами, сумма  $Na_2O$  и  $K_2O$  в отдельных пробах достигает 16 мас. %. Na преобладает над K, в среднем  $Na_2O/K_2O=2$ . С повышением  $SiO_2$  до 42 мас. % увеличивается значение коэффициента агпаитности (Ka), последний варьирует в пределах 0.55-0.85. Относительно мельтейгитов, отчетливо прослеживается увеличение содержания Al и уменьшение Fe, Mg, Ti, Ca и P (рис 12). Магнезиальность пород ( $Mg\# = 25-45$ ).

Сумма РЗЭ достигает 200 ppm (в среднем - 130 ppm). На графике, нормированных к хондриту, содержаний РЗЭ в ийолитах наблюдается несколько отличное от мельтейгитов поведение (рис. 11а), с соотношением  $La/Yb_{(CN)}$  и  $Gd/Yb_{(CN)}$  в пределах 5. Вариации и уровень концентраций редких элементов в ийолитах схож с таковым в мельтейгитах (рис. 11б). На графике, нормированных к примитивной мантии, содержаний редких элементов наблюдаются отрицательные аномалии Pb и Ti. Значения Ce/Pb - до 88.

Щелочные сиениты характеризуются широкими вариациями  $SiO_2$  и обогащены Al по сравнению с мельтейгитами и ийолитам. Содержание суммы  $Na_2O$  и  $K_2O$  варьирует от 11 до 16 мас. %, при практически равном содержании Na и K, отношение элементов в среднем равно 1. Коэффициент агпаитности (до 0,83) наиболее

высокий из всех разновидностей щелочных силикатных пород. Щелочные сиениты характеризуются более низкой магниальностью ( $Mg\# = 10-35$ ), низким содержанием Ca, P, Sr, Ti и наибольшим K, Ba по сравнению с мельтейгитами и ийолитами. Для них характерно более низкое содержание суммы PЗЭ (в среднем 100 ppm), по сравнению с другими разновидностями щелочных силикатных пород комплекса (рис. 11а). При этом конфигурация графиков содержаний PЗЭ, нормированных к хондриту, для нефелиновых сиенитов несколько отличается от таковой для мельтейгитов и ийолитов. Это выражено в резком преобладании легких PЗЭ над тяжелыми ( $La/Yb_{(CN)} - 25-120$ ,  $Gd/Yb = \text{до } 2,5$ ) и незначительным прогибом в области тяжелых лантаноидов. Аномалия Eu отсутствует (рис. 11а).

Согласно классификационной диаграмме (Woolley, Kempe, 1989), кальцитовые карбонатиты относятся к кальциокарбонатитам, кальцит-доломитовые карбонатиты по своему составу варьируют от кальциокарбонатитов до феррокарбонатитов, а анкеритовые - от магнизио- до феррокарбонатитов.

Карбонатиты характеризуются более высокой концентрацией PЗЭ (1200-52000 ppm) по сравнению с щелочными силикатными породами. В спектре PЗЭ не наблюдается Eu аномалии. Легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми (рис. 14б).  $La/Yb$  отношение в среднем: 20-25 (кальцитовые), 25-50 (кальцит-доломитовые), 50-200 (анкеритовые карбонатиты). Максимальное содержание PЗЭ отмечено в анкеритовых карбонатитах, где PЗЭ концентрируются в синхизите-Се, бастнезите-Се и монаците-Се. В кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах PЗЭ концентрируются в пирохлоре, аксессуарных анкилите и бурбанките, в апатите, цирконолите, кальците, в меньшей степени в клинопироксене (Doroshkevich et al., 2017; Хромова и др., 2018, 2020), (рис. 14а). Sr всегда преобладает над Ba,  $Sr/Ba$  отношение в кальцитовых карбонатитах - 13, в анкеритовых карбонатитах достигает более высоких значений (до 100).

Как видно из диаграммы нормированных к примитивной мантии микроэлементов в карбонатитах (рис. 14б), концентрации Ba, U, Nb, Ta, Zr, Hf в различных типах карбонатитов варьируют. Высокие значения Nb-Ta и Zr-Hf отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах по сравнению с анкеритовыми разностями. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования

Nb- и Zr- минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточном расплаве, в то время как обогащение PЗЭ, Ba, U, Fe продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов.

На основании изучения расплавных включений в минералах из кальцитовых карбонатитов и ийолитов были получены данные о составе первичных расплавов и температурах их кристаллизации (Панина, Подгорных, 1975, 1979; Андреева и др., 2004, 2007; Андреева, 2014; Шарыгин и др., 2016). Доказано, что кальцитовые карбонатиты образовались при температурах около 1000°C. Более широкий интервал по температурам гомогенизации включений в силикатах и апатите (990-1260°C) приводится для других типов карбонатитов массива, а для анкеритовых карбонатитов >730°C (Панина, Подгорных, 1975, 1979). Согласно изотопным термометрам температуры образования кальцитовых и анкеритовых карбонатитов равны 800°C и 570-430°C, соответственно (Doroshkevich et al., 2016).

Исходя из химического состава щелочных силикатных пород, слагающих Белозиминский массив, наблюдается рост концентраций Al, Si, Ba, Rb и уменьшение содержания таких элементов как Ca, Fe, Mg, Ti, P, Nb и PЗЭ. Общая щелочность возрастает от мельтейгитов к щелочным сиенитам, ведущая роль принадлежит Na (рис. 12). Эти факты так же были доказаны на основании изучения расплавных включений в минералах щелочных ультраосновных пород массива (Андреева и др., 2004, 2007). Состав родоначальной магмы соответствует недосыщенному кремнекислотой высококальциевому меланефелиниту(?), обогащенному щелочами, редкими и летучими компонентами (Андреева и др., 2004, 2007).

Согласно исследованиям плавления системы нефелин-диопсид-титанит (Veksler, Tepteleev, 1990), после кристаллизации оливина, меланефелинитовый расплав будет эволюционировать в сторону диопсид-перовскитовой котектики. Можно предположить, что ранняя кристаллизация перовскита привела к обеднению остаточного расплава PЗЭ и Nb и кристаллизации PЗЭ-деплетированных ийолитов и нефелиновых сиенитов. Апатит также может быть важной фазой в контроле PЗЭ, поскольку его количество в мельтейгитах достигает 3 %, а имеющиеся экспериментальные данные по коэффициентам распределения PЗЭ между минералом и силикатным расплавом выше единицы (Prowatke, Klemme, 2006; Watson, Green, 1981). Понижение

количества РЗЭ в нефелиновых сиенитах дополнительно может быть обусловлено ранней кристаллизацией кумулузного клинопироксена и таких РЗЭ-содержащих минералов как гранат и кальцит, а также «флотацией» нефелина. Рассмотренные особенности кристаллизации расплавов массива схематически изображены на рисунке 13а, б. Подобное поведение РЗЭ с понижением их количества к поздним нефелиновым сиенитам отмечается во многих щелочных карбонатитовых комплексах (н-р, Олдоиньио-Ленгаи (Dawson et al., 1995), массивы Кольской щелочной провинции (Арзамасцев, Арзамасцева, 2013), породы провинции Маймеча-Котуй (Егоров, 1991 и другие).

Другим возможным объяснением такого поведения редких элементов может быть отделение карбонатитового расплава на стадии кристаллизации ийолитов, с распределением РЗЭ и редких элементов в карбонатитовый расплав. Фракционная кристаллизация оливина и клинопироксена может приводить к формированию остаточного расплава, способного продуцировать несмешивающиеся силикатную и карбонатную жидкости (н-р: Kjarsgaard, 1998, Ryabchikov, Kogarko, 2016). Вполне возможно, что такой же механизм работал на Белозиминском массиве, хотя текстурных доказательств жидкостной несмесимости не было отмечено. С другой стороны, в пользу силикатно-карбонатной несмесимости свидетельствуют результаты изучения расплавных включений в минералах ийолитов и кальцитовых карбонатитов Белозиминского массива (Андреева и др., 2007). При этом, процесс несмесимости может отражаться не только на геохимии кристаллизующихся пород, но и на геохимии минералов. Яркими примерами являются дайки лампроитов Рябинового массива на Алданском щите (Чайка, Изох, 2019) и лапрофиров чуйского комплекса Горного Алтая (Васюкова, 2017), в минералах (апатит, флогопит) которых, в результате процесса силикатно-карбонатной ликвации, происходило падение содержаний F, Ba, Sr. Геохимические особенности состава минералов пород массива не демонстрируют подобной четко проявленной зависимости, которую сложно ожидать в плутонических комплексах, по сравнению с субвулканическими дайковыми образованиями.

В любом случае, отделенный карбонатитовый расплав массива продуцировал ранние кальцитовые, затем доломитовые и анкеритовые карбонатиты. Химический состав и текстуры ниобиевых и

редкоземельных минералов предполагают их комплексную историю. Наиболее высокие концентрации Nb и Zr отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, а анкеритовые экстремально обогащены РЗЭ. Высокие содержания Nb-Ta и Zr-Hf в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах по сравнению с анкеритовыми разностями, объясняются ранней кристаллизацией пироклора и цирконолита. Анкеритовые карбонатиты характеризуются самым высоким содержанием РЗЭ, что отразилось на их минеральном составе с присутствием фторкарбонатов РЗЭ и монацита-Ce. В меньшей степени РЗЭ концентрируются в анкерите и доломите. Такой порядок образования минералов был отмечен во многих карбонатитовых комплексах мира и связан с процессом фракционной кристаллизации карбонатитовой магмы.

### **Sr-Nd изотопная характеристика пород**

В большинстве разновидностей пород первичные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения колеблются в достаточно узком интервале 0.702672-0.703125. Первичные  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношения в породах варьируют в более широком интервале 0.512225-0.512672, с рассчитанными значениями  $\varepsilon\text{Nd}(645 \text{ Ma})$  - от 3,14 до 4,97. Отрицательная корреляция между значениями  $\varepsilon\text{Nd}(T)$  и первичными  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопными отношениями в породах комплекса указывает на их общий изотопно умеренно деплетированный мантийный источник (Владыкин и др., 2005; Никифоров, Лыхин 2007, 2008; Хромова и др., 2020). Исследователи (Когарко, 2006; Meen et al., 1989) считают, что обогащение щелочных магм редкими элементами и деплетированный характер в отношении радиогенных изотопов определяется метасоматическим привнесом с высокой скоростью подачи вещества в зону магнообразования.

Высокое содержание несовместимых элементов в породах массива (Sr и Nb, La/Sm отношение), присутствие карбонатитов свидетельствуют в пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Андреева с соавторами (Андреева и др., 2007) на основании изучения стекол расплавных включений в минералах из ийолитов Белозиминского массива, также, пришли к выводу о карбонатном составе метасоматического мантийного компонента.

Высокое Gd/Yb отношение в породах указывает на то, что первичные расплавы были сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания Rb, K и Pb по сравнению с РЗЭ и высокозарядными элементами позволяют полагать, что в первичных расплавах элементы буферировались флогопитом в процессе плавления.

### **Lu-Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов**

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  для циркона всех разновидностей карбонатитов близки и колеблются в интервале 0.0005-0.0045.  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ( $t$ ) варьируют от 0.2825 до 0.2830, со значениями  $\epsilon\text{Hf}$  (645 Ma) равными 6,9-16,9 для кальцитовых карбонатитов и 3,5-8,2 - для кальцит-доломитовых карбонатитов. Положительные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  характерны для производных деплетированной мантии (Griffin et al., 2000) и свидетельствуют в пользу того, что первичные расплавы для пород, слагающих массив, формировались из гетерогенного изотопно умеренно деплетированного мантийного источника (Хромова и др., 2022).

### **Заключение**

В ходе проведенных исследований получены следующие результаты:

Карбонатиты Белозиминского массива были сформированы 645 млн лет назад синхронно с щелочными силикатными породами из изотопно умеренно деплетированного мантийного источника.

Поведение основных петрогенных и редких элементов в породах Белозиминского массива и состав основных пороодообразующих, второстепенных и акцессорных минералов в них отражают процесс длительной эволюции. Ранняя кристаллизация перовскита, являющегося одним из основных концентраторов РЗЭ и Nb, и отделение карбонатитового расплава привели к обеднению этими элементами остаточного расплава, из которого кристаллизовались ийолиты и нефелиновые сиениты. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования Nb- и Zr-минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточном карбонатитовом расплаве, в то время как обогащение РЗЭ, Ba, U, Fe продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов. В процессе эволюции карбонатитового расплава также происходило обогащение Na и летучими компонентами (F и H<sub>2</sub>O).

## Основные публикации по теме диссертации.

### Статьи в рецензируемых журналах:

1. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., **Khromova E.A.**, Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 26. – P.81–96.
2. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemd R., **Khromova E.A.**, Izbrodin I.A. Trace–element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // *Lithos*. – 2017. – Vol. 284–285. – P.91–108.
3. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Избродин И.А., Особенности эволюции состава группы пироклора в карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян) // *Записки Российского минералогического общества*. – 2017. – Т. 146. – № 1. – С.84–102.  
Англоязычный вариант: **Khromova E.A.**, Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Izbrodin I.A. Compositional Evolution of Pyrochlore–Group Minerals in Carbonatites of the Belaya Zima Pluton, Eastern Sayan // *Geology of Ore Deposit*. – 2017. – № 8. – P.752–764
4. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Геохимическая и Sr–Nd–Pb характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // *Геосферные исследования*. – 2020. – № 1. – С.33–55.
5. Савельева В.Б., Базарова Е.П., **Хромова Е.А.** Минералы стронция и бария в щелочных породах Большетагинского ийолит-сиенит карбонатитового массива (юго-западная окраина Сибирского кратона) // *Записки Российского минералогического общества*. – 2023. – Т. – №1. – С. 78-101.

### Тезисы совещаний и конференций:

1. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А. Г., Избродин И. А. Эволюция состава пироклора в породах карбонатитового комплекса Белая Зима // *Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции*. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. – 2015. – С.136–138.
2. Склярёв Е.В., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., **Хромова Е.А.** Метасоматическая природа оруденения Катугинского редкометального месторождения: про и контра // *Материалы*

конференции Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск: Издательский дом СВФУ. – 2015. – С.446–448.

3. Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., **Хромова Е.А.** Nb–Fe–минералы группы цирконолита в кальцитовых карбонатах Белозиминского массива (Восточный Саян) // Минералогия. – 2016. – № 4. – С.3–18.

4. **Хромова Е. А.**, Дорошкевич А. Г., Избродин И. А. Распределение редкоземельных элементов в минералах из пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Улан-Удэ: Изд-во БГУ. – 2018. – С.367–370.

5. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Характеристика источников вещества для пород карбонатитового комплекса Белая Зима // Материалы V Всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. – 2019. – С.93–95.

6. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Минералогическая и геохимическая характеристики ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2020. – Выпуск 18. С.383–385.

7. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Редкоэлементный и Lu–Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов массива Белая Зима (Восточный Саян) // Материалы научной конференции «Петрология и рудоносность магматических формаций». Новосибирск: ИГМ СО РАН имени В.С. Соболева. – 2022. – С.206 – 209.



Подписано в печать\_\_\_\_\_ Формат 60\*84/16.

Печать цифровая. Бумага офсетная.

Объем 1,1 печ. л. Тираж 115 экземпляров. Заказ №\_\_

Отпечатано в типографии Изд-ва Федерального государственного  
Бюджетного учреждения науки БНЦ СО РАН  
670047 г. Улан-Удэ ул. Сахьяновой, 6.

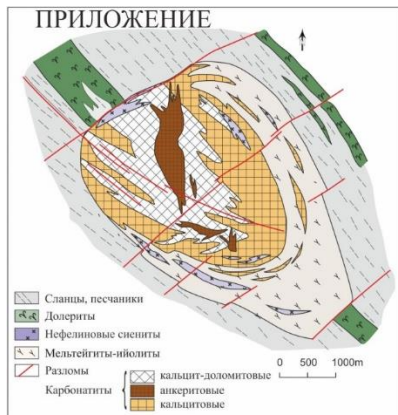


Рис. 1. Схема геологического строения Белозиминского массива по данным Фролова и др. (2003).

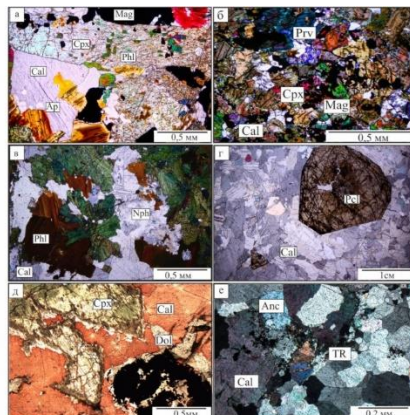


Рис. 2. Микрофотографии текстур и соотношений минералов в мельтейтах (а), ийолитах (б), щелочных сенитах (в), кальцитовых- (г), кальцит-доломитовых (д) и анкеритовых (е) карбонатах Белозиминского массива.

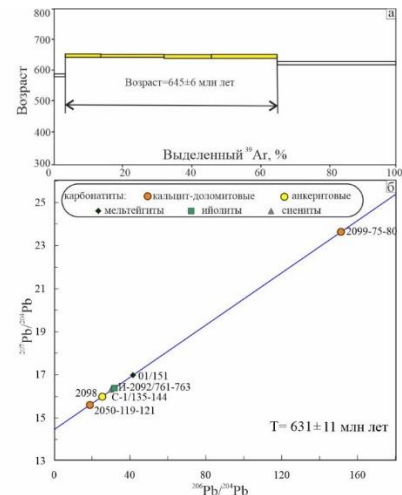


Рис. 3. а) возраст флогопита из анкеритовых карбонатов (образец 2096), б) диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{201}\text{Pb}$  для пород Белозиминского массива

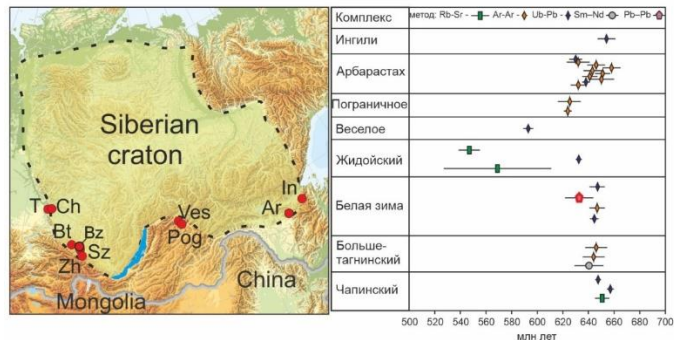


Рис. 4. Результаты геохронологического исследования для щелочных карбонатитовых массивов, расположенных по краю Сибирского кратона (Алдан-Становой пгт, Енисейский край, Восточный Саян). Использованы данные исследователей: Собаченко и др., 1986; Ярмолок и др., 2005; Рипп и др., 2007, 2009; Врублевский и др., 2011; Расказов и др., 2007; Верниковская и др., 2007; Хромова и др., 2020; Прокопьев и др., 2022; Савельева и др., 2022; Шарыгин и др., 2022; Геологическая карта масштаба 1:1000000; Morikyo et al., 2000; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Salmikova et al., 2019.

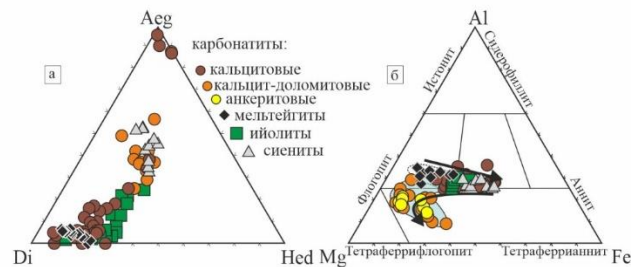


Рис. 5. Состав клинопироксена (а) и слюд (б) из пород Белозиминского массива. Аег – эгирин, Di – диопсид, Hed – геденбергит.

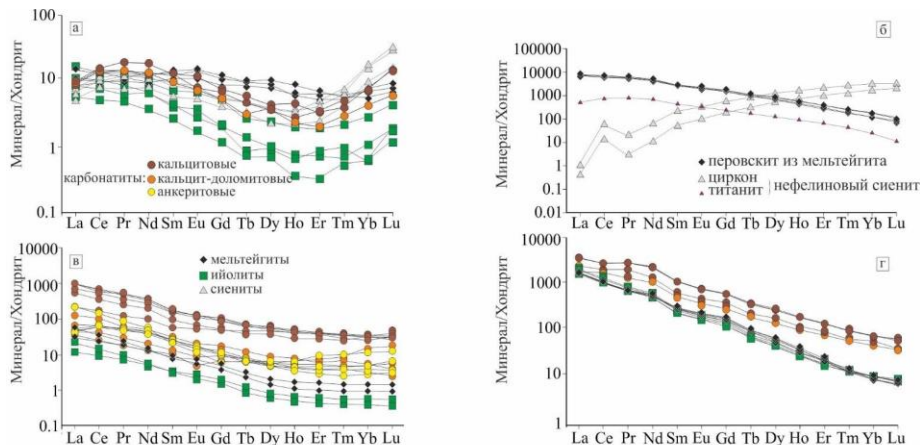


Рис. 6. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний P3Э в а) клинопироксене, б) перовските, титаните, цирконе, (пунктирной линией обозначена кривая для цирконов по (Belousova et al., 2002), в) карбонатах, г) фторапатите из пород Белозиминского массива.

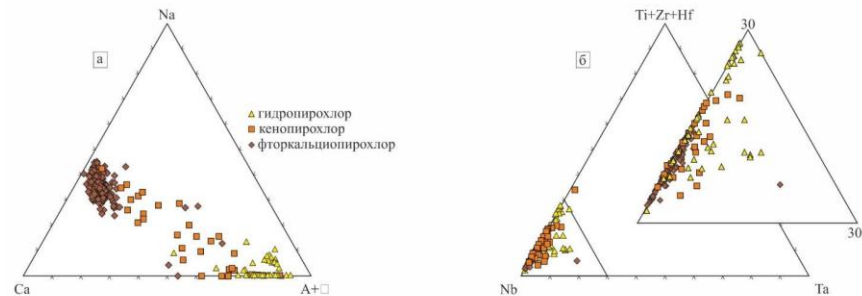


Рис. 9. а-б. Тройные диаграммы составов минералов группы пироклора в карбонатах Белозиминского массива. А+□ – остальные элементы и вакансия в позиции А.

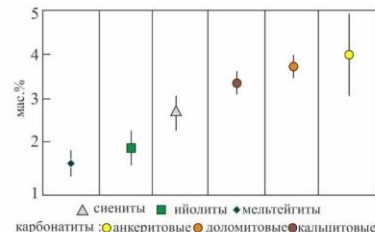


Рис. 7. Содержание F (среднее) в апатитах из пород Белозиминского массива.

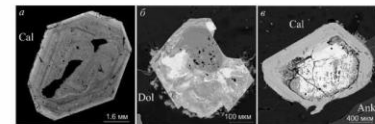


Рис. 8. Зональность и секториальность в кристаллах пироклора из карбонатов Белозиминского массива. а – ритмичная зональность в кристалле из кальцитового карбоната; б – пятнистая зональность–секториальность в кристалле из кальцит-доломитового карбоната; в - измененный кристалл из анкеритового карбоната (по минералу развивается кайма кolumбита). Изображения в обратно-рассеянных электронах.

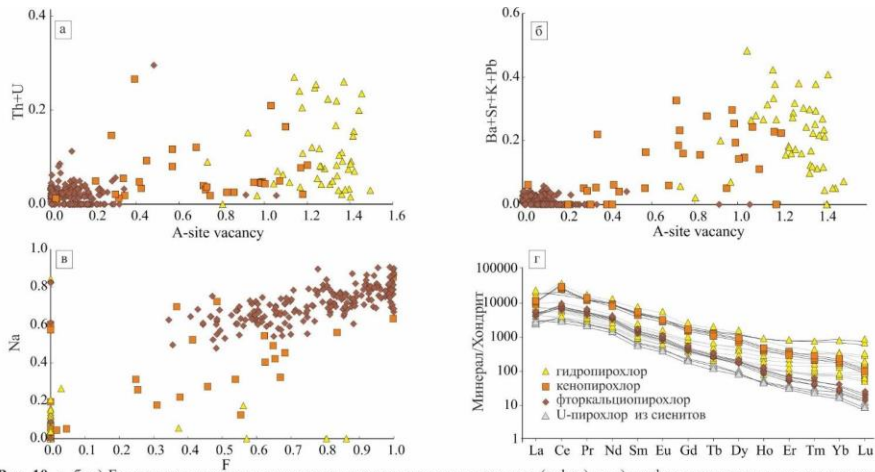


Рис. 10. а, б, в) Бинарные диаграммы составов минералов группы пирролора (в ф.е.) и г) график нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в пирролорах из карбонатитов Белозиминского массива.

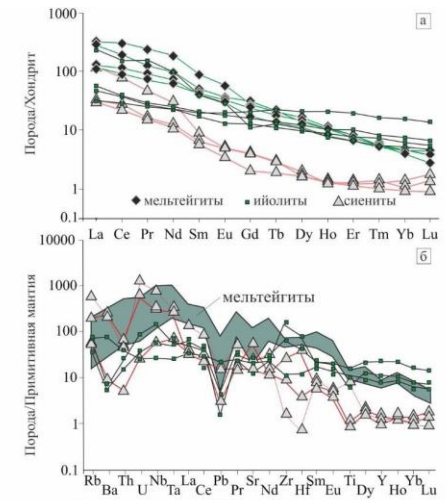
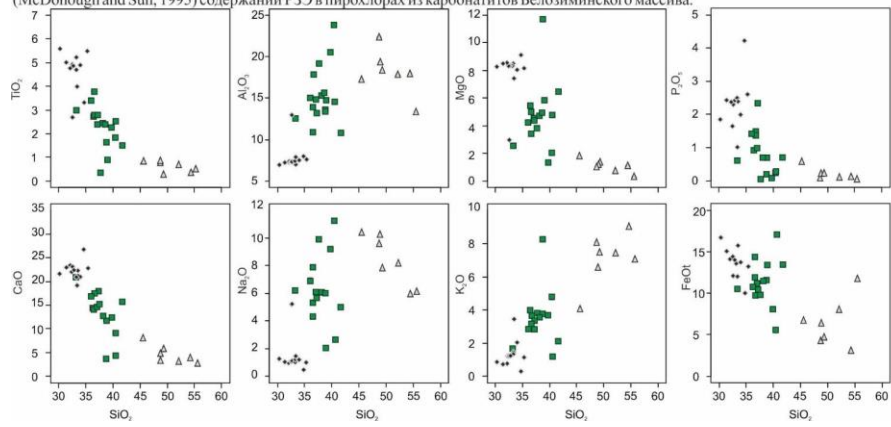
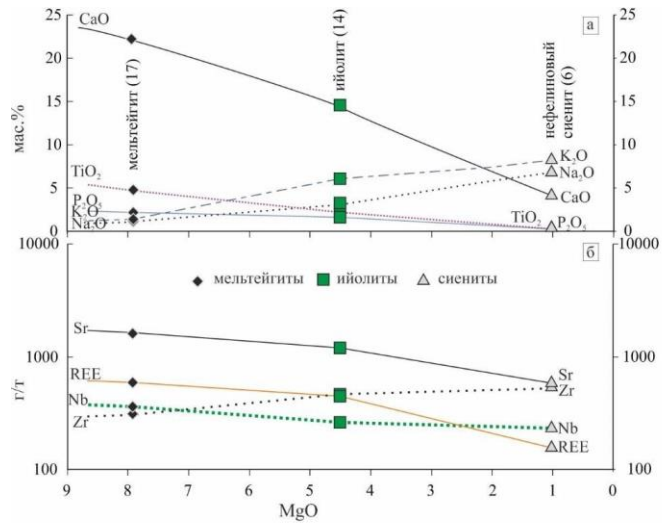
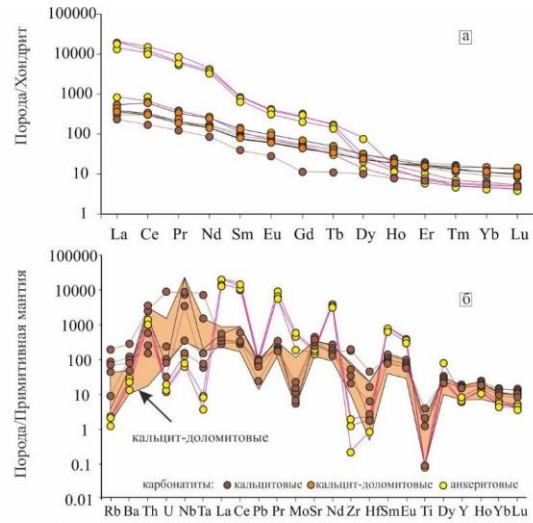


Рис. 11. а) Содержание РЗЭ и б) редких элементов в щелочных силикатных породах Белозиминского массива, нормированные к хондриту по (McDonough and Sun, 1995) и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Рис. 12. Соотношение основных петрогенных компонентов и Mg# к SiO<sub>2</sub> (мас. %) в щелочных силикатных породах Белозиминского массива.



**Рис. 13.** Изменение содержаний некоторых основных компонентов и элементов примесей в щелочных силикатных породах Белозиминского массива. В скобках указано количество анализов.



**Рис. 14.** а) Содержание РЗЭ и б) редких элементов в карбонатах Белозиминского массива, нормированные хондриту (McDonough, Sun, 1995) и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).