



На правах рукописи

ХРОМОВА Елена Александровна

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

25.00.04 – петрология, вулканология

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Улан-Удэ 2020

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Сибирского отделения Российской академии наук

Научный руководитель:

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

Официальные оппоненты:

Врублевский Василий Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор Кафедры динамической геологии, Геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский Государственный Университет

Изох Андрей Эмильевич, доктор геолого-минералогических наук, заведующий Лабораторией петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

Ведущая организация:

ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Защита диссертации состоится 25 февраля 2021 г. в 10.00 на заседании диссертационного совета Д 003.002.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом Институте Сибирского отделения Российской академии наук в конференц-зале по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а

Факс: (3012) 43-30-24

e-mail: burmakina@ginst.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГИН СО РАН (670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а) и на сайте института: <http://geo.stbur.ru/>

Автореферат разослан «25» декабря 2020 г.

Ученый секретарь

диссертационного совета,

к.г.-м.н



Бурмакина Г.Н.

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 глубинной мантии Земли, обогащенной летучими веществами, РЗЭ 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 редкоземельных элементов, ниобия, слюды, железа, стронция, бария, фосфора, флюорита, урана и тантала. 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 ниобий-РЗЭ месторождению. Его изучение может быть важным в понимании вопросов карбонатитового петрогенезиса и того, какие механизмы являются ответственными за образование месторождений РЗЭ 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, акцессорных и рудных минералов щелочных силикатных пород и карбонатитов;
- Определение Ar-Ar возраста карбонатитов и построение Pb/Pb изохроны по основным разновидностям пород массива;
- 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. 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 «Аналитический центр минералого-геохимических и

изотопных исследований» ГИН СО РАН (Улан-Удэ) и MIRA 3 LMU (система микроанализа INCA Energy 450 XMax-80, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Были получены карты распределения химических элементов в пироклорах. Время набора спектров для построения карт составило 40-70 минут (Геологический институт СО РАН).

Часть анализов пироклора 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 пироклора 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 1σ, 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 Rb-изотопного состава выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре TRITON в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме.

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).

Научная новизна. Впервые детально исследована эволюция состава пирохлора, который является основным концентратором ниобия. Детально изучены минералы - концентраторы РЗЭ, определён редкоэлементный состав основных породообразующих минералов и прослежена эволюция их состава. Определен возраст образования карбонатитов Белозиминского массива, построена Pb-Pb геохронология по основным разновидностям пород.

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. Эволюция этих пород выражена в изменении химического состава основных породообразующих минералов.

3. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования Nb- и Zr- минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточной карбонатитовой магме, в то время как обогащение РЗЭ, барием, ураном, железом продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора в карбонатитах Белозиминского массива, которая выразилась в смене раннего флюоркальциопирохлора на кенопирохлор и далее на гидропирохлор, замещающийся Fe–содержащим колумбитом, в силу длительного временного диапазона их формирования, отражает общую эволюцию исследуемой системы.

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 орудуенения 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) и ежегодных научных сессиях Геологического института СО РАН Улан-Удэ (2017-2019).

По теме диссертации опубликовано 10 печатных работ, из них 4 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 164 машинописных страниц, в том числе 49 рисунков, 39 таблиц. Список литературы содержит 249 наименований.

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 член 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 исследований С.В. Канакиным при выполнении аналитических работ. Автор крайне признателен У. Аппельт (Потсдам, Германия), Х. Братц (Эрланген, 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 км². Район расположен на пересечении северо-западного Урикско-Ийского грабена с субмеридиональным Таймыро-Ангарским палеорифтом (Гладкочуб и др., 2014).

Белозиминский массив характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными структурами (Фролов, 1975). Является многофазной интрузией центрального типа (рис. 1), занимающей на поверхности площадь около 18 км². Вмещающими являются породы песчано-сланцевой толщи верхнего протерозоя с пластами кварцитов и согласными дайками диабазов. Центр массива - это сложно построенный шток площадью около 10 км², выполненный карбонатитами и прослеженный бурением до глубины 1.5 км. Щелочные силикатные породы представлены мельтейгитами, ийолитами, 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 акцессорным 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, которая обусловлена наличием крупных кристаллов клинопироксена с многочисленными включениями фтороapatита, кальцита и рудных минералов (рис. 2б). Порода состоит преимущественно из субидиоморфных зерен нефелина составляющих 50-60 %, крупных таблитчатых кристаллов клинопироксена (30-40 %). Второстепенные минералы (до 5 %) - гранат, магнетит, аннит, кальцит и апатит. Среди акцессорных 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), размер зерен минералов колеблется от 0.01

до 15 мм. Основными породообразующими минералами в нефелиновых сиенитах являются калиевый полевой шпат (25-40 %), нефелин (20-40 %), клинопироксен (до 20 %). Соотношения полевого шпата и нефелина колеблются в широких пределах. Второстепенные минералы - щелочной амфибол, флогопит, кальцит, апатит (рис. 2в). К акцессорным относятся пирохлор, фторапатит, титанит, циркон, бадделейт, баритокальцит, ториапит, ильменит, рутил.

Кальцитовые карбонатиты, как правило, представлены крупнозернистыми массивными разновидностями, которые на 70 % сложены кальцитом (рис. 2г). Помимо карбоната, типоморфными минералами являются клинопироксен, амфибол, оливин, флогопит, тетраферрифлогопит, фторкальциопирохлор, фторапатит, магнетит. Акцессорные минералы - цирконолит, баотит, баритокальцит. Встречаются 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. Структура породы неравномернозернистая, изменяется от гигантозернистой до мелкозернистой, лепидогранобластовой, гипидиоморфнозернистой. Текстура массивная.

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 знаки 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). Акцессорные - гидропирохлор, фторапатит, гематит, ферриколумбит, сульфиды (пирротин, сфалерит), фторапатит, 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 ± 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}Ag (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. 3 б) 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).

Важность результата полученных исследований заключается в том, что образование Белозиминского массива, наряду с другими щелочными карбонатитовыми массивами, которые расположены по краю Сибирского кратона и характеризуются близкими типами редкометальных месторождений (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян), ложатся в интервал 730-600 млн лет (рис. 4). Считается, что этот эпизод в истории Земли сопровождался деятельностью суперплюма, вызвавшего распад лавразийской части Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана (Ярмолюк и др., 2001, 2005; Ножкин и др., 2008; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Гордиенко, 2019).

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, по сравнению с таковым из других типов пород массива, обогащен цирконием (900-700 ppm) и обеднен

ванадием (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_{CN} 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 циркония в нем не превышает 500 ppm, количество ванадия достигает 340 ppm. В клинопироксене из ийолитов сумма РЗЭ достигает 25 ppm, La/Yb_{CN} отношение равно 6-14 (рис. 6а).

Состав клинопироксена из щелочных сиенитов отличается от состава минерала мельтейгитов и ийолитов более высоким содержанием эгиринового минала (рис. 5а). Стоит отметить, что минерал обогащен ванадием (до 1700 ppm) и цирконием (до 4700 ppm) по сравнению с клинопироксеном из мельтейгитов и ийолитов. Концентрация РЗЭ 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 натрием. Количество ванадия и циркония достигают 800 и 985 ppm, соответственно. Концентрация РЗЭ в минерале из карбонатитов 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 кальция и магния уменьшаются, а натрия увеличиваются.

Характерной особенностью минерала является обогащенность цирконием, что типично для других щелочных комплексов (Когарко, 2015; Korobeynikov and Laaioki, 1994). Увеличение концентрации

циркония 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 цирконий-содержащих минералов (пирохлор, цирконолит) и собственно циркониевых минералов - бадделеита и циркона. Необходимо отметить, что бадделеит, 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 натрия 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 биотиту 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 ниобия. 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_{CN} отношение достигает 64 (рис. 6б). **Титанит** в нефелиновых сиенитах характеризуется повышенными концентрациями (ppm): ванадия (490), стронция (800), циркония (4100) и ниобия (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). В спектрах РЗЭ **циркона** из нефелиновых сиенитов, нормированных к хондриту, наблюдается слабая положительная аномалия церия (Ce/Ce* от 5.5 до 10), что наряду с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 6б), является типичной особенностью циркона из пород щелочных карбонатитовых комплексов (Belousova et al., 2002).

Карбонаты встречаются во всех разновидностях пород массива. Состав кальцита из мельтейгитов и ийолитов характеризуется содержанием стронция, которое достигает 1000 ppm. В кальците из кальцитовых карбонатитов (4600-5700 ppm) наблюдается несколько более низкое содержание стронция по сравнению с минералом из кальцит-доломитовых карбонатитов (до 7400 ppm). Содержание этого элемента 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 фтора (рис. 7), достигая максимума в анкеритовых карбонатитах (до 5 мас. %). Схожее поведение фтора 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 фтора 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 щелочами (Na) и летучими компонентами (Cl, H_2O), в том числе, фтор. В фторапатите из карбонатитов наблюдается максимальное содержание РЗЭ, в среднем 5000-6000 ppm, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и средним La/Yb_{CN} отношением равным 40 (рис. 6г).

По классификации (Atencio et al., 2010), **пирохлоры** из щелочных сиенитов относится к уранпирохлорам. Ритмично-зональные кристаллы из кальцитовых карбонатитов по химическому составу к фторкальциопирохлорам $(\text{Ca,Na})_2(\text{Nb,Ti})_2\text{O}_6\text{F}$ (рис. 8а). Пятнисто-секториальные зерна из кальцит-доломитовых карбонатитов относятся к кенопирохлорам $(\square, \text{Ca,Na,Sr,Ce})_2(\text{Nb,Ti})_2\text{O}_6\text{F}$, (рис. 8б), а из анкеритовых карбонатитов - к гидропирохлору $(\text{H}_2\text{O}, \square)_2\text{Nb}_2(\text{O,OH})_6(\text{H}_2\text{O})$ и характеризуется более неоднородным строением, чем более 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_2O_5 (до 1 мас. %) и относительно равными содержаниями TiO_2 (до 6 мас. %) по сравнению с кенопироклорами из кальцит-доломитовых карбонатитов. В гидропироклоре из анкеритовых карбонатитов общее содержание TiO_2 значительно больше (до 10–15 мас. %), при не высоком содержании Ta (рис. 9б), по сравнению с минералом из более ранних карбонатитов.

Изучение минералов группы пироклора из карбонатитов массива подтверждает факт многостадийности процессов их образования. Первичные фторкальциопироклоеры из кальцитовых карбонатитов, имеющие зональное строение, характеризуется довольно выдержанным химическим составом, а их формула близка к теоретической $CaNaNb_2O_6F$. Во фторкальциопироклорах и кенопироклорах позиция Y частично или полностью заполнена атомами F, что может свидетельствовать о высокой активности фтора в среде минералообразования. В кальцит-доломитовых и анкеритовых карбонатитах минералы группы пироклора подверглись частичной гидратации за счет метасоматических/гидротермальных процессов.

При частичной гидратации и, возможно, изменении физических параметров, ритмично-зональный фторкальциопироклор преобразовывался в пятнистый кенопироклор, а затем в гидропироклор. 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, H_2O , 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 пироклором и гидротермальным флюидом могут происходить при относительно низкой активности Ca и Na. Кроме того, замещение пироклора 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 содержаний с одной стороны UO_2 (до 16 мас. %) и изредка ThO_2 (до 3 мас. %) при понижении CaO и Na_2O от фторкальциопироклора до

гидропироклора (рис. 10а). Но есть единичные случаи, когда высокие количества UO_2 (до 20 мас. %) были зафиксированы и в зональных пироклорах из кальцитовых карбонатитов (Хромова и др., 2015). Содержания кремния и железа, бария, стронция, свинца, в основном, увеличиваются от раннего фторкальциопироклора к позднему гидропироклору (рис. 10б). Содержание F в гидропироклоре ожидаемо более низкое и приближается к нулевым значениям (рис. 10в) по сравнению с фторкальциопироклором и кенопироклором, что, по-видимому, указывает либо на изоморфизм $F \rightarrow OH$ в позиции Y, либо на первые признаки его замещения. Содержание РЗЭ в уранпироклоре из щелочных сиенитов значительно ниже, чем в пироклорах из более поздних карбонатитов, график нормированных к хондриту значений схож с кривой для минералов из карбонатитов (рис. 10г). В ритмично-зональных пироклорах наблюдается наименьшее содержание суммы РЗЭ. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми во всех разновидностях. Наблюдается положительная аномалия церия (рис. 10г).

Фторкарбонаты РЗЭ и монацит-(Ce) распространены в анкеритовых карбонатитах. Во всех минералах легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми, с $La/Lu_{(N)}$ отношением 1500-40000 в бастнезите-(Ce), 15000-36000 в монаците-(Ce), 40000-80000 в синхизите-(Ce).

Для пород комплекса характерно изобилие редкоземельных минералов. Впервые на Белозиминском массиве обнаружен карбонат бария, норсетит. В его составе доминирует оксид бария до 60 мас. % и магния до 12 мас. %. Цирконолит и баотит наиболее распространены в кальцит-доломитовых и кальцитовых карбонатитах. Для колумбита характерно высокое содержание $FeO_{общ}$ (12-17 мас. %). Стронцианит характеризуется повышенным содержанием BaO (до 11 мас. %). Для бурбанкита из кальцитовых и анкеритовых карбонатитов также характерно повышенные содержания BaO (до 5 мас. %), а содержания Na_2O достигают 12 мас. %. В фторапатитах и пироклорах были обнаружены включения акцессорных минералов, таких как анкилит, кальциобурбанкит.

Петрохимические и геохимические особенности пород массива

Состав основных петрогенных и некоторых редких компонентов мельтейгитов, ийолитов, 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 кремнезема среди щелочных силикатных пород комплекса. Сумма Na_2O и K_2O варьирует в широких пределах, достигает 8 мас. %. Отношение натрия к калию колеблется от 0,5 до 2,5. Щелочность пород значительно варьирует при относительно стабильной кремнекислотности. Коэффициент апаитности мельтейгитов меньше единицы.

Магнезиальность мельтейгитов ($\text{Mg\#} = 50\text{--}60$) является наиболее высокой среди щелочных силикатных пород комплекса и отражает их наименьшую степень 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 $\text{La/Yb}_{(\text{CN})} = 50$, $\text{Gd/Yb} = \text{до } 7$), а европиевая 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).

Для ийолитов характерно содержание кремнекислотности 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. %. Натрий преобладает над калием, в среднем $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2$. С повышением количества кремнекислотности до 42 мас. % увеличивается значение коэффициента апаитности (Ka), последний варьирует в пределах 0.55–0.85. Относительно мельтейгитов, отчетливо прослеживается увеличение содержания алюминия и уменьшение содержания таких элементов как Fe, Mg, Ti, Ca и P (рис 12). Магнезиальность пород ($\text{Mg\#} = 25\text{--}45$).

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 $\text{La/Yb}_{(\text{CN})}$ и $\text{Gd/Yb}_{(\text{CN})}$ 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 высокие (до 88).

Щелочные сиениты характеризуются широкими вариациями кремнекислотности и обогащены глиноземом по сравнению с мельтейгитами и ийолитами. Содержание суммы Na_2O и K_2O варьирует от 11 до 16 мас. %, при практически равном содержании натрия и калия, отношение элементов в среднем равно 1. Коэффициент алкаитности (до 0,83) наиболее высокий из всех разновидностей щелочных силикатных пород. Щелочные сиениты характеризуются более низкой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 10\text{-}35$), низким содержанием Ca, P, Sr, Ti и наибольшим K, Ba по сравнению с мельтейгитами и ийолитами. Для них характерно более низкое содержание суммы РЗЭ (в среднем 100 ppm), по сравнению с другими разновидностями щелочных силикатных пород комплекса (рис. 11а). При этом конфигурация графиков содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, для нефелиновых сиенитов несколько отличается от таковой для мельтейгитов и ийолитов. Это выражено в резком преобладании легких РЗЭ над тяжелыми ($\text{La/Yb}_{(\text{CN})} = 25\text{-}120$, $\text{Gd/Yb} = \text{до } 2,5$) и незначительным прогибом в области тяжелых лантаноидов. Аномалия европия отсутствует (рис. 11а).

Исходя из химического состава щелочных пород, составляющих Белозиминский массив, наблюдается рост концентраций Al, Ca, Si, Ba, Rb и уменьшение содержания таких элементов как Fe, Mg, Ti, P, Nb и РЗЭ. Общая щелочность возрастает от мельтейгитов к щелочным сиенитам, ведущая роль принадлежит натрию. 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. Ранняя кристаллизация перовскита в мельтейгитах Белозиминского массива привела к обеднению остаточного расплава РЗЭ и Nb и кристаллизации РЗЭ-деплетированных ийолитов и нефелиновых сиенитов. Апатит также может быть важной фазой в контроле РЗЭ, поскольку его количество в мельтейгитах достигает 3 %, а имеющиеся экспериментальные данные по коэффициентам распределения РЗЭ между минералом и силикатным расплавом выше единицы (Prowatke, Klemme, 2006; Watson, Green, 1981). Понижение количества РЗЭ в щелочных сиенитах дополнительно может быть обусловлено ранней кристаллизацией в мельтейгитах и ийолитах кумулюсного клинопироксена и таких РЗЭ-содержащих минералов как гранат и кальцит. Рассмотренные особенности кристаллизации расплавов Белозиминского массива схематически изображены на рисунке 13а, б.

Подобное поведение РЗЭ с понижением их количества к поздним сиенитам отмечается во многих щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексах, например: Олдоинью-Ленгаи (Dawson et al., 1995), массивы Кольской щелочной провинции (Арзамасцев, Арзамасцева, 2013), породы провинции Маймеча-Котуй (Егоров, 1991 и другие).

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

Карбонатиты характеризуются более высокой концентрацией РЗЭ (1200-52000 ppm) по сравнению с щелочными силикатными породами. В спектре редкоземельных элементов не наблюдается европиевой аномалии. Легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми. La/Yb отношение в среднем: 20-25 (кальцитовые), 25-50 (кальцит-доломитовые), 50-200 (анкеритовые карбонатиты). Максимальное содержание РЗЭ отмечено в анкеритовых карбонатитах, где РЗЭ концентрируются в синхизите-Се, бастнезите-Се и монаците-Се. В кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах РЗЭ 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 карбонатах - 13, в анкеритовых карбонатах достигает более высоких значений (до 100).

Как видно из диаграммы нормированных к примитивной мантии микроэлементов в карбонатах Белозиминского массива (рис. 14б), концентрации Ba, U, Nb, Ta, Zr, Hf в различных типах карбонатов варьируют. Высокие значения Nb-Ta и Zr-Hf отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатах 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 РЗЭ, барием, ураном, железом продолжилось с формированием позднестадийных карбонатов.

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 0.51196-0,51296. Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породах Белозиминского массива, рассчитанные на 645 млн лет от 3,14 до 4,97. Отрицательная корреляция между значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ и первичными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопными отношениями в породах комплекса указывает на их общий умеренно деплетированный мантийный источник (Владыкин и др., 2005; Никифоров, Лыхин 2007, 2008; Хромова и др., 2020).

Таким образом, результаты проведенного исследования и полученные Sr-Nd изотопные данные для пород Белозиминского массива показывают, что их источники отвечают резервуару с умеренно деплетированными изотопными характеристиками. 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 магомобразования.

Высокое содержание несовместимых элементов в породах массива Белая Зима (Sr и Nb, La/Sm отношение), присутствие карбонатов 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 Белозиминского массива указывает на то, что первичные расплавы были сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания рублидия, калия и свинца по сравнению с РЗЭ и высоkozардными элементами позволяют полагать, что в первичных расплавах элементы буферировались флогопитом в процессе плавления.

Заключение

В ходе проведенных исследований получены следующие результаты:

1. Карбонатиты Белозиминского массива были сформированы 645 млн лет назад синхронно с щелочными силикатными породами.
2. Состав основных породообразующих и второстепенных минералов отражают процессы формирования щелочных силикатных пород Белозиминского массива способом фракционной кристаллизации. Изменение химического состава клинопироксена который эволюционирует от диопсида до эгирина; слюды от флогопита до биотита с конечной кристаллизацией тетраферрифлогопита; увеличение содержание фтора от фторapatита из ранних мельтейгитов до максимального в минерале из анкеритовых карбонатитов; кайма титанита и граната по перовскиту свидетельствуют о высокой активности кремния, щелочей, и возрастающей фугитивности кислорода. Поведение основных петрогенных и редких элементов также свидетельствуют в пользу процесса фракционной кристаллизации. При этом ранняя кристаллизация перовскита привела к обеднению РЗЭ ийолитов и нефелиновых сиенитов.
3. В процессе кристаллизации от кальцитовых к кальцит-доломитовым и анкеритовым карбонатитам содержание РЗЭ увеличивается. Сумма РЗЭ достигает максимального значения в анкеритовых карбонатитах, где они концентрируются в фторкарбонатах РЗЭ (бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), синхизит-(Ce), и монацит-(Ce).
4. Кальцитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты, по сравнению с анкеритовыми, являются разновидностями с богатой ниобий-

редкоземельной минерализацией и оруденением, которая представлена кенопирокслом, фторкальциопирокслом, гидропирокслом.

5. Гидропирокслом замещающийся Fe-содержащимся колумбитом характеризует позднюю стадию эволюции карбонатитовой системы с обогащением барием, стронцием, РЗЭ.

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

3. 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.

4. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Избродин И.А., Особенности эволюции состава группы пирокслом 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

5. **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.

Тезисы совещаний и конференций:

1. **Хромова Е.А.**, Дорошкевич А. Г., Избродин И. А Эволюция состава пирохлора в породах карбонатитового комплекса Белая Зима // Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. – 2015. – С.136–138.
2. Складов 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. **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.
4. **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.
5. **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

Подписано в печать_____Формат 60*84/16.

Печать цифровая. Бумага офсетная.

Объем 1,4 печ. л. Тираж 120 экземпляров. Заказ №__

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

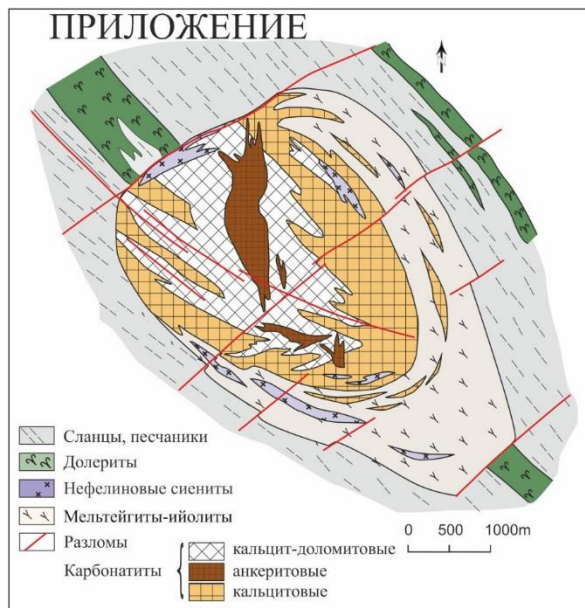


Рис. 1. Схема геологического строения Белозиминского массива по данным Фролова и др. (2003).

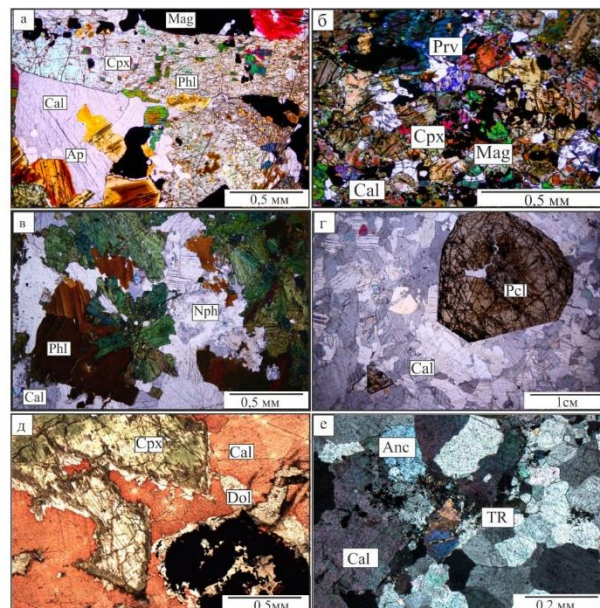


Рис. 2. Микрофотографии текстур и соотношений минералов в мельтейгитах (а), ийолитах (б), щелочных сиенитах (в), кальцитовых- (г), кальцит-доломитовых (д) и анкеритовых (е) карбонатах Белозиминского массива.

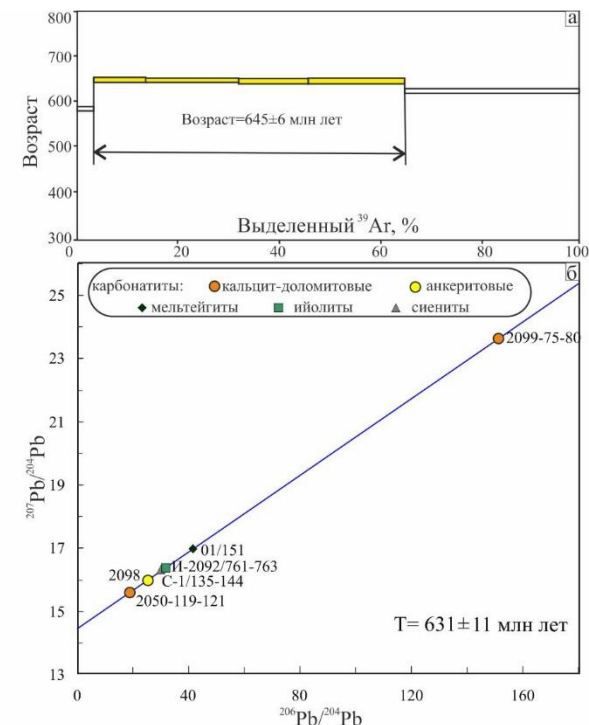


Рис. 3. а) возраст флюорита из анкеритовых карбонатов (образец 2096), б) диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород Белозиминского массива

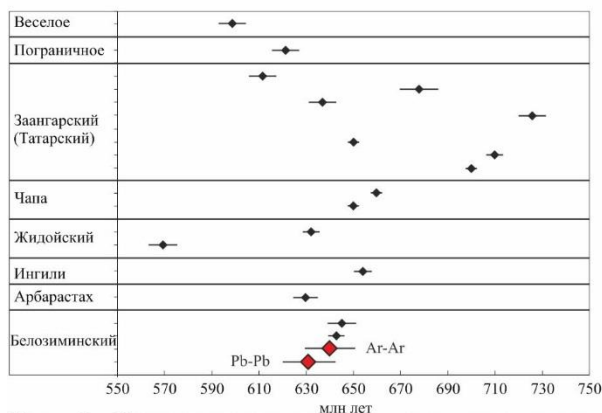


Рис. 4. Диаграмма возрастов для щелочных карбонатитовых массивов, расположенных по краю Сибирского кратона (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян). Составлена с использованием данных: Рипп и др., 2009, Врублевский и др., 2011, Ярмолюк и др., 2005, Doroshkevich et al., 2016, Salnikova et al., 2019, Геологическая карта масштаба 1:1000000, Morikyo et al., 2000, Рассказов и др., 2007, Верниковская и др., 2007, Собаченко и др., 1986, Хромова и др., 2020.

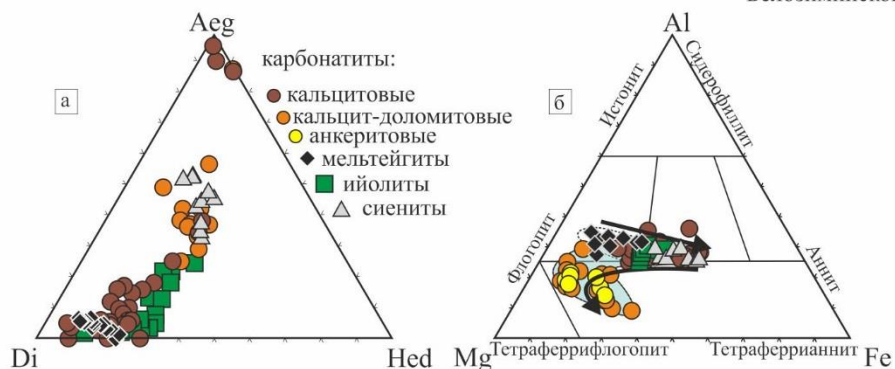


Рис. 5. Состав клинопироксена (а) и слюд (б) из пород Белозиминского массива.

Aeg – эгирин, Di – диопсид, Hed – геденбергит.

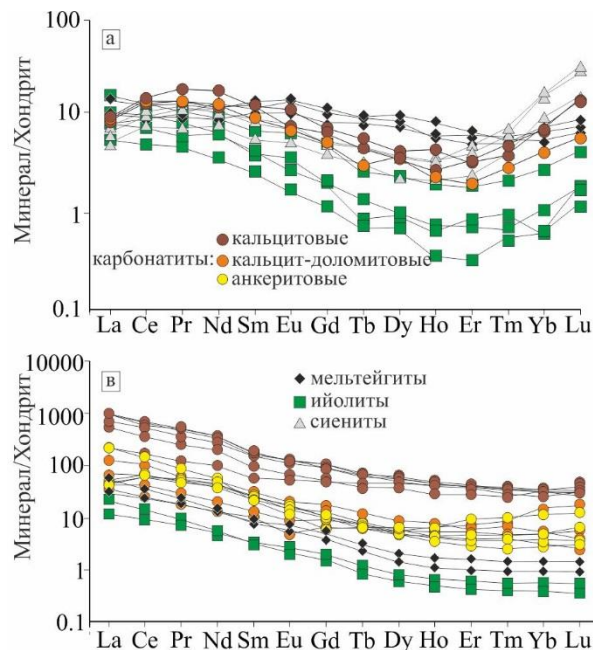


Рис. 6. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в а) клинопироксене, б) перовските, титаните, цирконе, (пунктирной линией обозначена кривая для цирконов по (Belousova et al., 2002), в) карбонатах, г) фторапатите из пород Белозиминского массива.

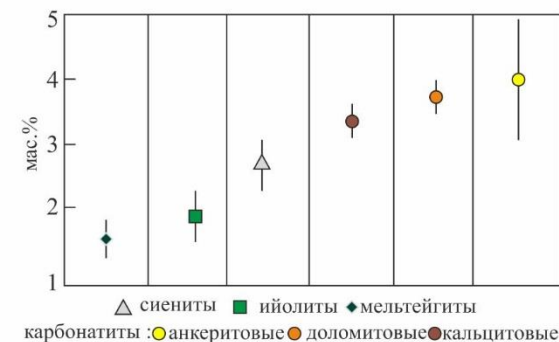
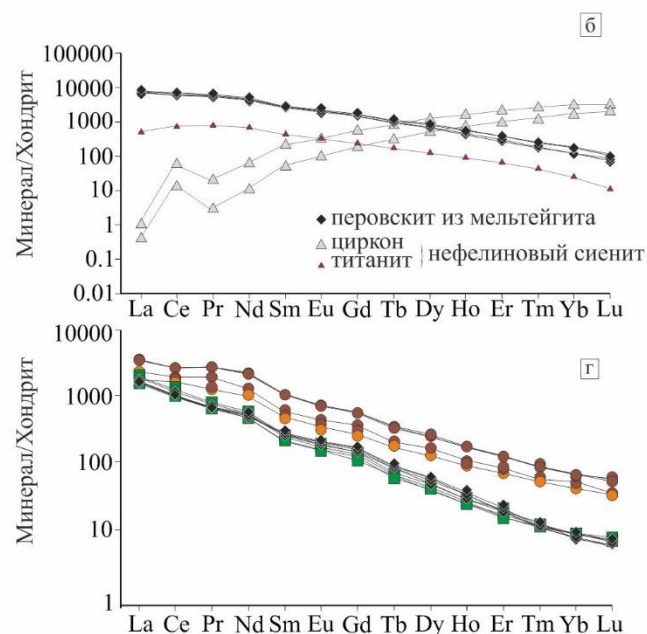


Рис. 7. Содержание F (среднее) в апатитах из пород Белозиминского массива.

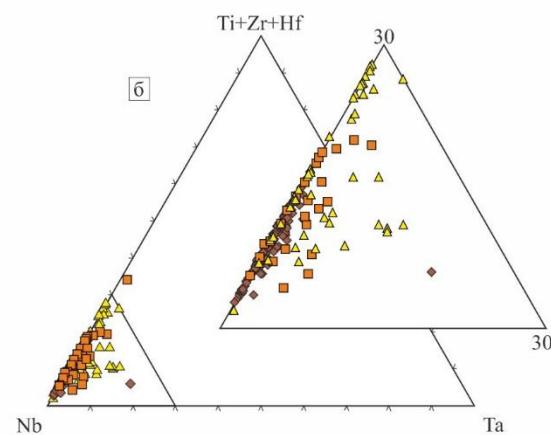
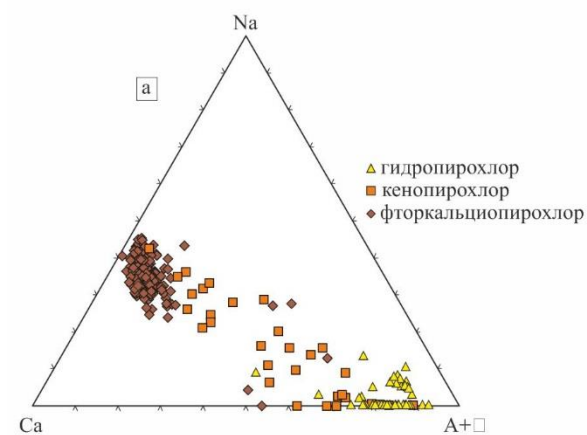


Рис. 9. а-б. Тройные диаграммы составов минералов группы пироклора в карбонатитах Белозиминского массива. А+□ – остальные элементы и вакансии в позиции А.

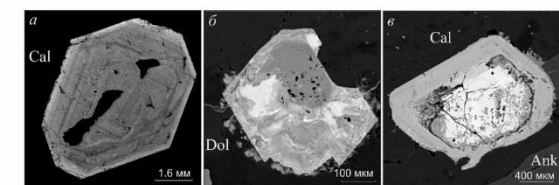


Рис. 8. Зональность и секториальность в кристаллах пироклора из карбонатитов Белозиминского массива. а – ритмичная зональность в кристалле из кальцитового карбонатита; б – пятнистая зональность–секториальность в кристалле из кальцит-доломитового карбонатита; в – измененный кристалл из анкеритового карбонатита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

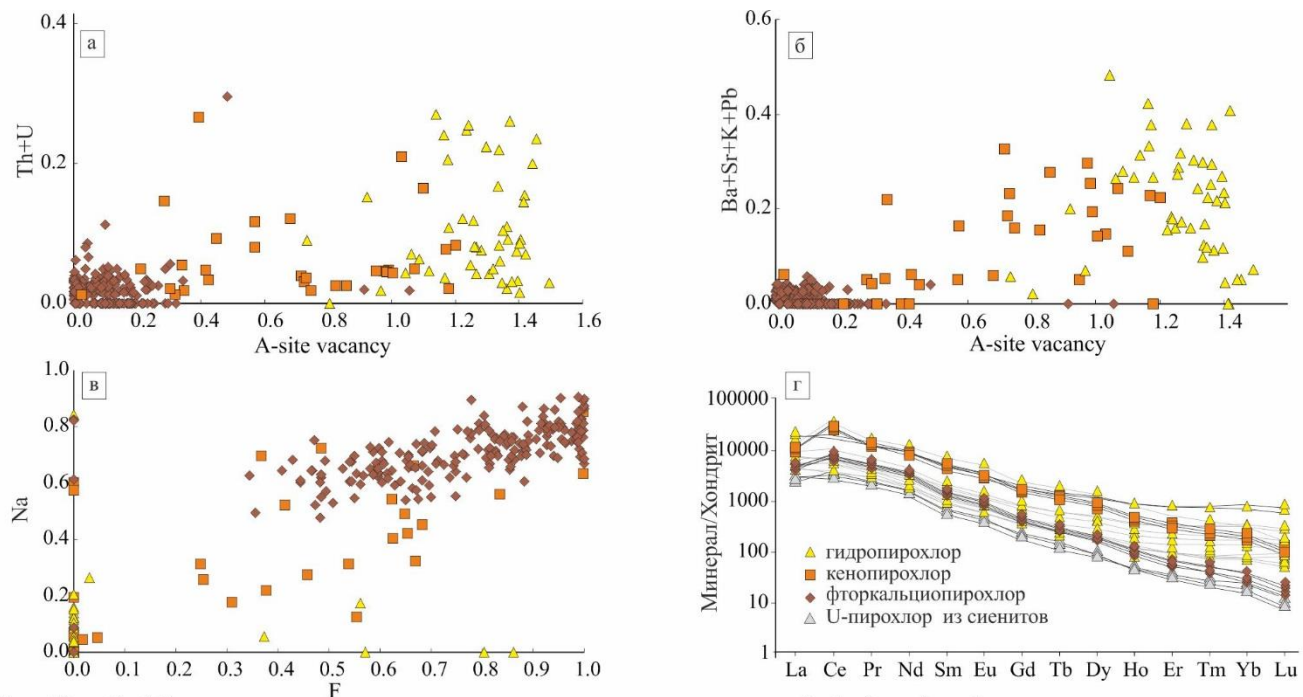


Рис. 10. а, б, в) Бинарные диаграммы составов минералов группы пироксера (в ф.е.) и г) график нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в пироксерах из карбонатов Белозиминского массива.

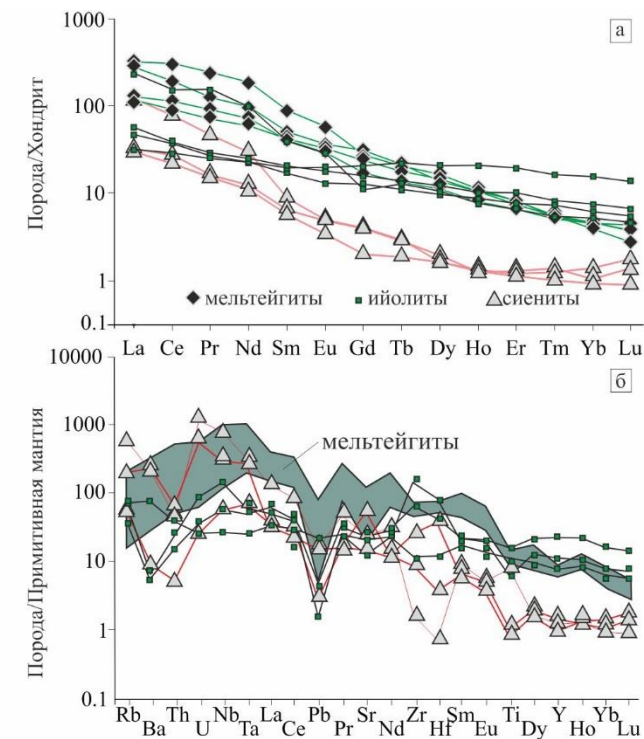
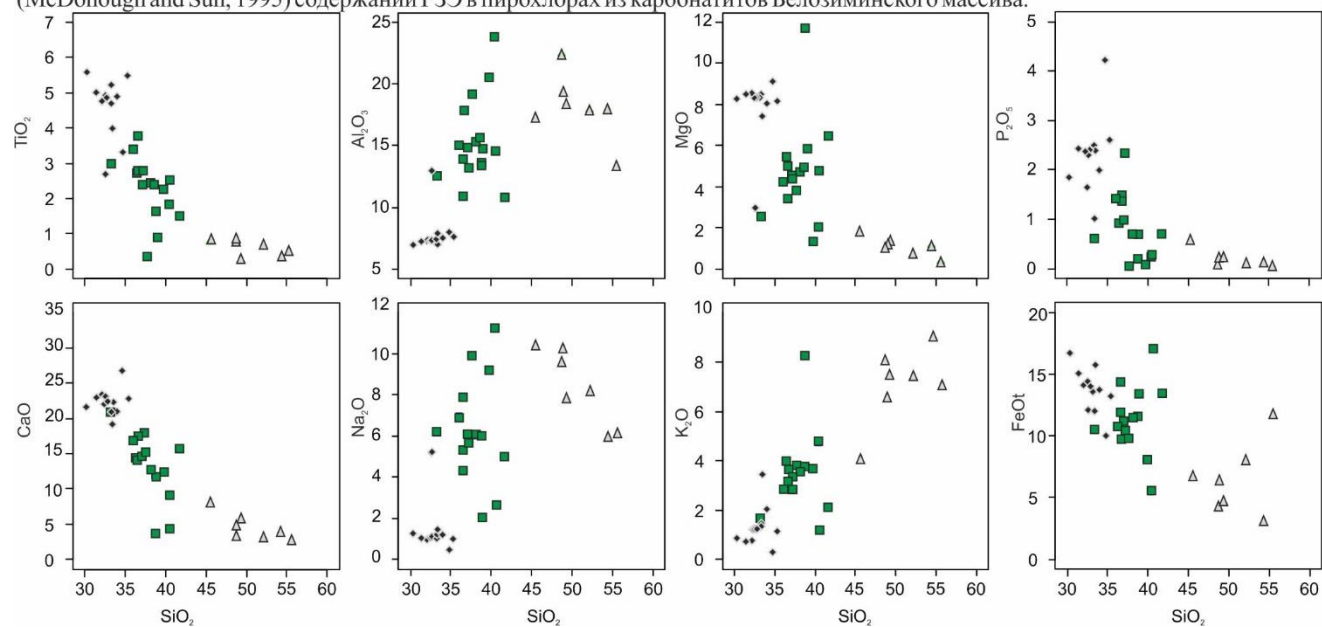


Рис. 11. а) Содержание РЗЭ и б) редких элементов в щелочных силикатных породах Белозиминского массива, нормированные к хондриту по (McDonough and Sun, 1995) и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Рис. 12. Соотношение основных петрогенных компонентов и Mg# к SiO₂ (мас. %) в щелочных силикатных породах Белозиминского массива.

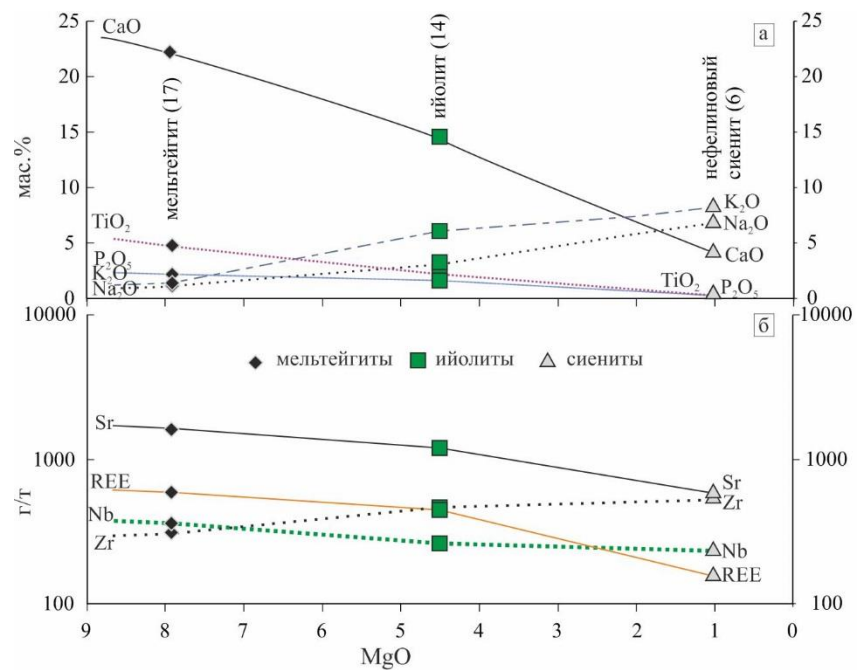


Рис. 13. Изменение содержаний некоторых основных компонентов и элементов примесей в щелочных силикатных породах Белозиминского массива. В скобках указано количество анализов.

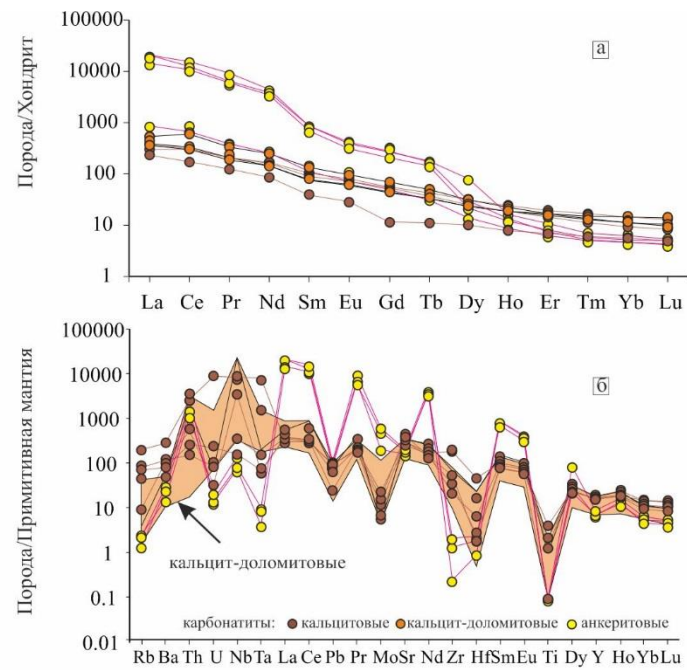


Рис. 14. а) Содержание РЗЭ и б) редких элементов в карбонатах Белозиминского массива, нормированные хондриту (McDonough, Sun, 1995) и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).