

**MINERALOGY AND ZIRCON AGE OF CARBONATITES
OF THE SREDNYAYA ZIMA COMPLEX (EASTERN SAYAN)**

I.R. Prokopyev ^{1,2}, **A.G. Doroshkevich** ^{1,3}, **M.D. Varchenko**^{1,2}, **D.V. Semenova** ¹,
I.A. Izbrodin ¹, **M.N. Kruk**¹

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

³ Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

ABSTRACT. The Srednyaya Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex is located in the Eastern Sayan and is a part of the area of manifestation of Neoproterozoic rare-metal alkaline-carbonatite magmatism along the southern and southeastern margins of the Siberian craton. Mineralogical studies of calciocarbonatites of the Srednyaya Zima complex have shown the presence of primary magmatic mineral phases of calcite, biotite (annite-phlogopite), ilmenite, and fluorapatite. Pyrochlore, zircon, burbankite, magnetite, rutile, titanite, strontianite, and barite were identified of the accessory minerals. The chemical composition of the magmatic minerals of the Srednyaya Zima carbonatites is similar to the mineral composition of the closely aged carbonatite complexes Belaya Zima and Arbarastakh. The rare-element and structural analysis of zircon from carbonatites showed the presence of two zones – a magmatic core and areas of recrystallization. U-Pb dating of igneous zircon showed the age interval of its crystallization – 637 ± 4 Ma, which coincides with the geochronology of the formation of alkali-ultramafic rare-metal complexes along the southern margin of the Siberian craton. The formation of Neoproterozoic alkaline-carbonatite complexes is associated with tectonic events of the breakup of the Rodinia supercontinent.

KEYWORDS: carbonatites; nepheline syenites; Neoproterozoic; Rodinia; zircon; U-Pb; LA ICP-MS

FUNDING: Mineralogical and geochronological researches were carried out by the grant of the RSF (№ 23-17-00098). The geology of the region was studied as a part of the state assignment within the basic research projects of IGM SB RAS (122041400241-5) and GIN SB RAS (AAAA-A21-121011390002-2).



EDN: MHGVEB

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Ilya R. Prokopyev, prokop@igm.nsc.ru

Received: June 7, 2023

Revised: August 29, 2023

Accepted: September 12, 2023

FOR CITATION: Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Varchenko M.D., Semenova D.V., Izbrodin I.A., Kruk M.N., 2024. Mineralogy and Zircon Age of Carbonatites of the Srednyaya Zima Complex (Eastern Sayan). *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (2), 0749. doi:10.5800/GT-2024-15-2-0749

МИНЕРАЛОГИЯ И ВОЗРАСТ КАРБОНАТИТОВ МАССИВА СРЕДНЯЯ ЗИМА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

И.Р. Прокопьев^{1,2}, А.Г. Дорошкевич^{1,3}, М.Д. Варченко^{1,2}, Д.В. Семенова¹, И.А. Избродин¹, М.Н. Крук¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

АННОТАЦИЯ. Щелочно-ультраосновной карбонатитовый массив Средняя Зима расположен в Восточном Саяне и входит в ареал проявления неопротерозойского редкометалльного щелочного карбонатитового магматизма вдоль южной и юго-восточной окраины Сибирского кратона. Минералогические исследования кальцитовых карбонатитов массива Средняя Зима показали присутствие первичных магматических минералов, таких как кальцит, биотит (аннит-флогопит), ильменит и фторопатит. Из аксессуарных минералов диагностированы пироксеноид, циркон, бурбанкит, магнетит, рутил, титанит, стронцианит и барит. Химический состав магматических минералов карбонатитов Средней Зимы схож с таковым близковозрастных карбонатитовых массивов Белая Зима и Арбарастах. Редкоэлементный и структурный анализ циркона карбонатитов продемонстрировал наличие двух зон – магматической и участков перекристаллизации. U-Pb датирование магматического циркона показало возрастную интервал его кристаллизации – 637 ± 4 млн лет, что совпадает со временем формирования щелочных карбонатитовых редкометалльных массивов, расположенных вдоль южной окраины Сибирского кратона. Их образование связано с завершающей стадией распада суперконтинента Родиния.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: карбонатиты; нефелиновые сиениты; неопротерозой; Родиния; циркон; U-Pb; LA ICP-MS

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Минералогические и геохронологические исследования выполнены за счет средств гранта РФФИ № 23-17-00098. Геология района изучена в рамках государственного задания по базовым проектам НИР ИГМ СО РАН (122041400241-5) и ГИН СО РАН (AAAA-A21-121011390002-2).

1. ВВЕДЕНИЕ

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы представляют собой многофазные интрузии, образование которых связывают с процессами генерации специфичных флюидизированных силикатно-карбонатных расплавов в нижней мантии в результате процессов метасоматоза и последующей дифференциации [Rock, 1986; Le Bas, 1987; Hamilton, Kjarsgaard, 1993; Dalton, Wood, 1993; Kogarko et al., 1995; Mitchell, 2005; Tappe et al., 2006; Guzmics, Zajacz, 2013; Abersteiner et al., 2020; Nosova et al., 2018, 2020; Doroshkevich et al., 2019, 2021, 2022]. Вместе с тем большинство таких комплексов являются рудоносными в плане промышленных содержаний редкометалльного сырья, что, несомненно, является стратегически важным приоритетом для горнодобывающей промышленности Российской Федерации.

В неопротерозое на рубеже порядка 650–630 млн лет вдоль южной окраины Сибирского кратона происходило внедрение целого ряда редкометалльных (Nb, Zr, Ta, U и REE) щелочных карбонатитовых массивов и комплексов, таких как Белая Зима, Средняя Зима, Чапа, Большая Тагна, Жидой, Веселое, Пограничное, Арбарастах и Ингили (рис. 1, а), образование которых связывают с эпохой проявления крупномасштабного внутриплитного магматизма и геотектоническими событиями завершающего этапа распада суперконтинента

Родиния [Yarmolyuk et al., 2005; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014; Metelkin et al., 2007; Li et al., 2008; Vrublevskii et al., 2003, 2011; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Prokopyev et al., 2021, 2022; Salnikova et al., 2018; Stifeeva et al., 2023].

В настоящее время происходит накопление современной петрологической информации по неопротерозойским карбонатитовым массивам и комплексам Сибири. Вместе с тем получение геохронологических данных прецизионными методами датирования является весьма актуальной задачей, поскольку ограничивает интервал формирования этих комплексов, а также позволяет определить этапность и стадийность процессов образования щелочных пород. В данном контексте вопрос скрупулезного подхода к отбору и анализу минералов-хронометров для получения достоверных датировок, так же как и аккуратная интерпретация полученных возрастных характеристик, имеет очень важное значение в петрологическом аспекте образования щелочных карбонатитовых редкометалльных комплексов Сибири. Массив Средняя Зима не был датирован ранее, поэтому целью исследования является получение первых современных геохронологических данных по времени кристаллизации кальцитовых карбонатитов и корреляция полученного возраста с геохронологической историей образования щелочно-карбонатитовых комплексов и массивов юга

Сибирского кратона в неопротерозое (Арбарастан, Белая Зима, Ингили и др).

2. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Щелочно-карбонатитовый массив Средняя Зима входит в состав Зиминского рудного района, расположенного в Восточном Саяне, в бассейне левых притоков р. Зима. Зиминский рудный район представляет собой потенциально промышленный объект на редкие металлы, такие как Ta, Nb, U и REE, а также содержит повышенные концентрации Pb, Zn и P [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Bagdasarov et al., 2001; Frolov et al., 2003]. В пределах Зиминского

района выделяют несколько рудоносных комплексов: Белая Зима, Большая Тагна, Средняя Зима и Ярминское дайковое поле (рис. 1, а).

Щелочной карбонатитовый массив Средняя Зима приурочен к ядру антиклинальной складки и прорывает филлитовые сланцы и полимиктовые песчаники среднего протерозоя [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Bagdasarov et al., 2001; Frolov et al., 2003]. Массив вытянут в северо-западном направлении вдоль контролирующего разлома, северо-восточный контакт массива – тектонический (рис. 1, б). Геофизические данные показывают штокообразное строение массива, погружающегося на юго-запад под углом 65–85°.

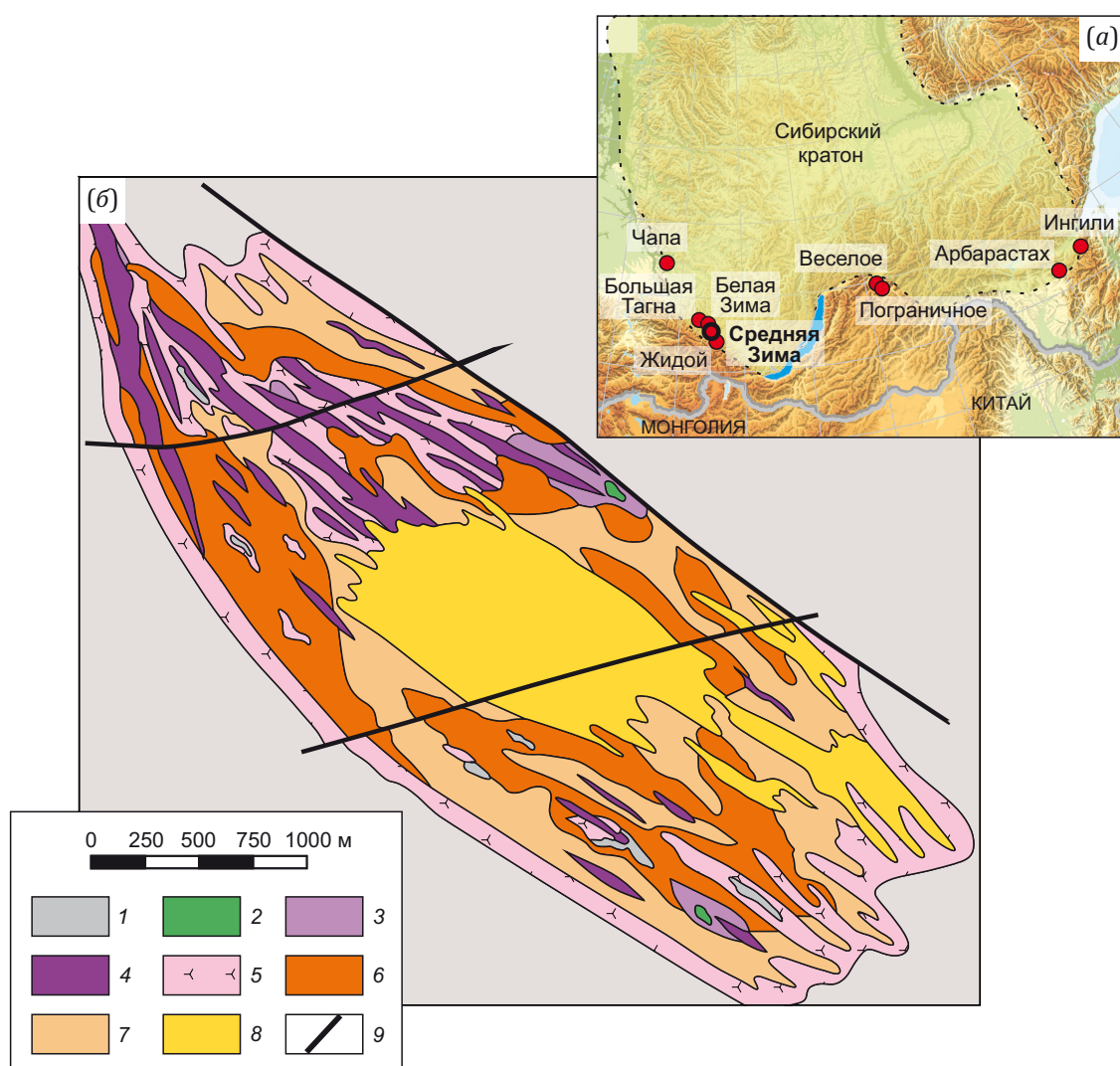


Рис. 1. Расположение объектов неопротерозойской Восточно-Саянской щелочно-карбонатитовой провинции на юге Сибирского кратона (а) и геологическая схема щелочно-ультраосновного карбонатитового массива Средняя Зима (по [Pozharitskaya, Samoilov, 1972]) (б).

1 – вмещающие метаморфические породы, реликтовые блоки сланцев; 2 – пироксениты; 3 – ийолиты, мельтейгиты; 4 – нефелиновые сиениты; 5 – фениты; 6 – кальцитовые карбонатиты; 7 – доломит-кальцитовые карбонатиты; 8 – анкеритовые карбонатиты; 9 – разрывные нарушения.

Fig. 1. Location of objects of the Neoproterozoic East Sayan alkaline-carbonatite province in the south of the Siberian craton (а) and geological map of the Srednyaya Zima alkaline-ultrabasic carbonatite complex (after [Pozharitskaya, Samoilov, 1972]) (б).

1 – host metamorphic rocks, relict shale blocks; 2 – pyroxenites; 3 – ijolites, melteigites; 4 – nepheline syenites; 5 – fenites; 6 – calcite carbonatites; 7 – dolomite-calcite carbonatites; 8 – ankerite carbonatites; 9 – faults.

В строении массива участвуют вытянутые и ориентированные в одном направлении останцы вмещающих пород, что в совокупности с морфологией массива в плане указывает на сложную систему линейно вытянутых интрузивных тел, последовательно внедряющихся в тектонически ослабленную зону [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Bagdasarov et al., 2001; Frolov et al., 2003]. Также в пределах массива проявлены свидетельства активных гидротермально-метасоматических преобразований в виде ореолов фенизации на контакте щелочных пород массива с вмещающими породами (рис. 1, б). Выделяется два типа фенитов: фениты по сланцам и фениты по породам нефелин-пироксенового состава [Pozharitskaya, Samoilov, 1972]. Вмещающие породы представлены зелеными сланцами, гнейсовидными диоритами и биотитовыми гнейсами архея [Pozharitskaya, Samoilov, 1972].

Большая часть массива Средняя Зима сложена карбонатитами. Выделяют несколько разновидностей, сформировавшихся в последовательности кальцитовые карбонатиты – доломит-кальцитовые карбонатиты – анкеритовые карбонатиты (рис. 1, б) [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Bagdasarov et al., 2001; Frolov et al., 2003]. Пироксениты, мельтейгиты, ийолиты и нефелиновые сиениты на эрозионном срезе присутствуют в подчиненном количестве (рис. 1, б). Пироксениты сохранились в виде нескольких незначительных по размеру блоков среди карбонатитов, мельтейгитов и ийолитов. Мельтейгиты и ийолиты развиты в юго-восточной части массива и прослеживаются вдоль северо-восточного контакта [Pozharitskaya, Samoilov, 1972].

Нефелиновые сиениты развиты на всей площади массива, образуя многочисленные жильные и дайкообразные тела, ориентированные параллельно общей вытянутой структуре массива Средняя Зима (рис. 1, б). Основные разновидности сиенитов – лейкократовые биотитовые и пироксен-биотитовые нефелиновые сиениты [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Bagdasarov et al., 2001; Frolov et al., 2003]. Карбонатиты также образуют дайки и линейно вытянутые тела (рис. 1, б). Современные данные по петрографии, минеральному составу и геохронологии исследуемых карбонатитов приведены в следующих разделах.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических характеристик карбонатитов Средняя Зима было проведено в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Образцы, использованные для минералого-геохимических и геохронологических исследований, были отобраны в ходе полевых работ на массиве Средняя Зима в 2021 г. из естественных обнажений и керна разведочных скважин рудного объекта. Петрографическое и минералогическое изучение пород щелочного массива Средняя Зима проводилось на микро-

скопе «Olympus BX51» с фотокамерой. Исследования текстурно-структурных характеристик и минералогического состава пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе «TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV» с энергодисперсионной приставкой для микроанализа «X-Max Oxford Instruments».

Минеральный состав также определялся с помощью электронного микрозонда «JEOL JXA-8100 (режим WDS, 20 кВ, 15 нА, диаметр пучка 1–2 мкм). Для анализа большинства минералов использовался ток пучка 10 нА и ускоряющее напряжение 15 кВ; для оксидов Fe – Ti – 20 нА и 15 кВ; для монацита – 40 нА и 20 кВ, а для апатита – 10 нА и 20 кВ. Время анализа пиков составляло 16 с для основных элементов и 30–60 с для второстепенных элементов. Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические минеральные фазы, при этом каждый элемент и пределы обнаружения (в ppm) были следующие: SiO₂ (Si, 158), рутил (Ti, 120), LiNbO₃ (Nb, 142), Sr-силикатное стекло (Sr, 442), альбит (Na, 176), ортоклаз (K, 182), Al₂O₃ (Al, 128), F-apatит (Ca, 115; P, 387; F, 477), Mn-гранат (Mn, 129), гематит (Fe, 148), CePO₄ (Ce, 236), LaPO₄ (La, 272), BaSO₄ (S, 178), NdPO₄ (Nd, 362), Cl-apatит (Cl, 74) и PrPO₄ (Pr, 401).

Катодоллюминесцентная съемка (КЛ) зерен цирконов для отбора и подготовки для последующих исследований проводилась на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510LV (Jeol Ltd) с системой регистрации катодоллюминесценции Chroma CL2UV (Gatan Ltd).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования и микроэлементный анализ цирконов выполнены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelExII. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигналов Pb и U при минимальном значении ²⁵⁴UO/²³⁸U (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ²⁰⁶U, ²³⁸U и ²³²Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 50 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывались с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U=137.818 [Hiess et al., 2012]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [Sláma et al., 2008]. Для контроля качества U-Pb изотопных данных в качестве стандарта использован циркон Temora-2 [Black et al., 2004]. Обработка результатов микроэлементного

анализа проводилась в программе Glitter с использованием внутреннего стандарта Zr. В качестве внешнего стандарта использовалось стекло NIST SRM 610. Стандарт для контроля правильности измерений – GJ-1 [Jackson et al., 2004]. В ходе исследований для циркона Temora-2 получен возраст 419 ± 4 млн лет ($n=9$), что совпадает с литературными данными. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [Ludwig, 2003].

Валовый состав пород определялся методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific) с оборудованием для пробоподготовки (индукционная печь Lifumat 2.0 Oх и пресс HERZOG НТР-40).

4. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ

Исследуемые карбонатиты Среднезиминского массива представлены кальцитовыми разновидностями (мас. %): 41.02–48.13 CaO, 1.30–2.17 MgO и 2.65–7.79 FeO. Содержание SiO_2 варьируется от 12 до 15 мас. %. Сумма щелочей – от 2.02 до 8.39 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0.48–0.68. Кальцитовые карбонатиты имеют мелко- и среднезернистую структуру, текстура породы – массивная, местами линейная (рис. 2).

Основной породообразующий минерал исследованных карбонатитов – кальцит (90–95 об. %) (рис. 2). Ко второстепенным (5–7 об. %) относятся биотит (3–4 об. %), фторапатит, нефелин, ильменит, а также вторичные полевые шпаты – альбит с калиевым полевым шпатом, хлорит, скаполит и цеолиты; сульфиды (1–2 об. %) представлены пиритом, пирротином и галенитом. Акцессорные минералы (до 1–2 об. %) – пироксид, циркон, бурбанкит, магнетит, рутил, титанит, стронцианит и барит.

Кальцит в карбонатитах представлен мелко- и среднезернистыми агрегатами (рис. 2). Из особенностей химического состава следует отметить присутствие примеси MgO (до 0.38 мас. %), SrO (до 2.91 мас. %), FeO (до 3.13 мас. %) и MnO (до 2.05 мас. %) (Прил. 1, табл. 1.1).

Слюда представляет собой отдельные таблитчатые и удлиненные субидiomорфные кристаллы и агрегаты размером до 0.5–1.0 мм (рис. 2, а–в). Необходимо отметить высокую степень изменения минерала вторичными процессами (хлоритизация и замещение гидроксидами железа), что существенно затрудняет определение состава минеральных фаз. По химическому составу минерал относится к ряду флогопит – аннит (рис. 3) и схож с магматическими слюдами карбонатитов близковозрастных массивов Белая Зима и Арбарастах [Doroshkevich et al., 2016, 2022; Prokopyev et al., 2021]. Среди примесей в составе слюды карбонатитов Средняя Зима отмечается TiO_2 от 1.88 до 3.22 мас. %, MnO содержится до 1.16 мас. % (Прил. 1, табл. 1.2).

Апатит представлен субидiomорфными зернами и кристаллами призматического сечения размером до 0.5 мм (см. рис. 2, б, г). Кристаллы апатита претерпели

частичное растворение, зональность по составу слабая (см. рис. 2, г). Состав минерала соответствует фторапатиту, в котором содержание фтора варьируется от 1.23 до 1.39 мас. % (Прил. 1, табл. 1.3). В апатите отмечается примесь SrO до 1.62 мас. % и Ce_2O_3 до 1.17 мас. % (Прил. 1, табл. 1.3). Состав фторапатита типичен для карбонатитов и схож с апатитами массивов Белая Зима и Арбарастах [Hogarth, 1989; Broom-Fendley et al., 2016; Chakhmouradian et al., 2017; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Prokopyev et al., 2021].

Ильменит образует зернистые агрегаты в породе размером десятки – сотни микрон (см. рис. 2, в). В составе ильменита присутствуют примеси (мас. %): 3.49–0.92 MnO и до 0.31–1.90 CaO.

Нефелин в карбонатитах образует кристаллы призматического сечения, субидiomорфного облика, однако края зерен имеют отчетливо реакционные границы с кальцитом (см. рис. 2, д). Минерал практически нацело замещен смесью канкринита и минералов группы цеолитов. В нефелине повсеместно встречаются включения стронцианита, барита и бурбанкита по данным электронной микроскопии (см. рис. 2, д, е).

Из полевых шпатов в породе встречаются редкие ксеноморфные вкрапленники изометричных зерен плагиоклаза – практически чистого по составу альбита, в котором присутствуют включения калиевого полевого шпата, по составу относящегося к ортоклазу (Or_{85-100}) (см. рис. 2, г, з). Полевые шпаты имеют явно вторичный генезис и ассоциируют с гидротермально-метасоматической минерализацией (хлорит, скаполит, цеолит и др.).

Сульфиды в карбонатитах массива Средняя Зима представлены пиритом, пирротином и галенитом, которые образуют как отдельные микронные зерна-вкрапленники, так и зернистые агрегаты и микрожилы размером до первых миллиметров (см. рис. 2, з, и). По составу можно отметить вариации Fe/S в пирротине, по всей вероятности, связанные с изменением окислительно-восстановительных условий в среде (см. рис. 2, з).

Минералы бурбанкит (?), магнетит, рутил, стронцианит и барит образуются на гидротермальной стадии и представляют собой вкрапленные зерна и агрегаты размером десятки – сотни микрон (см. рис. 2, е, и). Бурбанкит зонален с вариациями редкоземельных элементов, среди которых преобладает Ce_2O_3 – до 7.78 мас. % (LREE_2O_3 – до 14.43 мас. %). Барит содержит примесь SrO – до 3.05 мас. %. В составе рутила присутствует примесь Nb_2O_5 – до 0.87 мас. %, что типично для гидротермальной минерализации карбонатитовых комплексов (например [Doroshkevich et al., 2019]).

Титанит в породе образуют призматические кристаллы, размером десятки микрон (см. рис. 2, е). Химический состав выдержан и близок к теоретическому.

Минералы группы пироксидов относятся к главным концентраторам ниобия в карбонатитах. Пироксид представляет собой зональные идиоморфные зерна размером до 100 мкм (см. рис. 2, ж). Химический

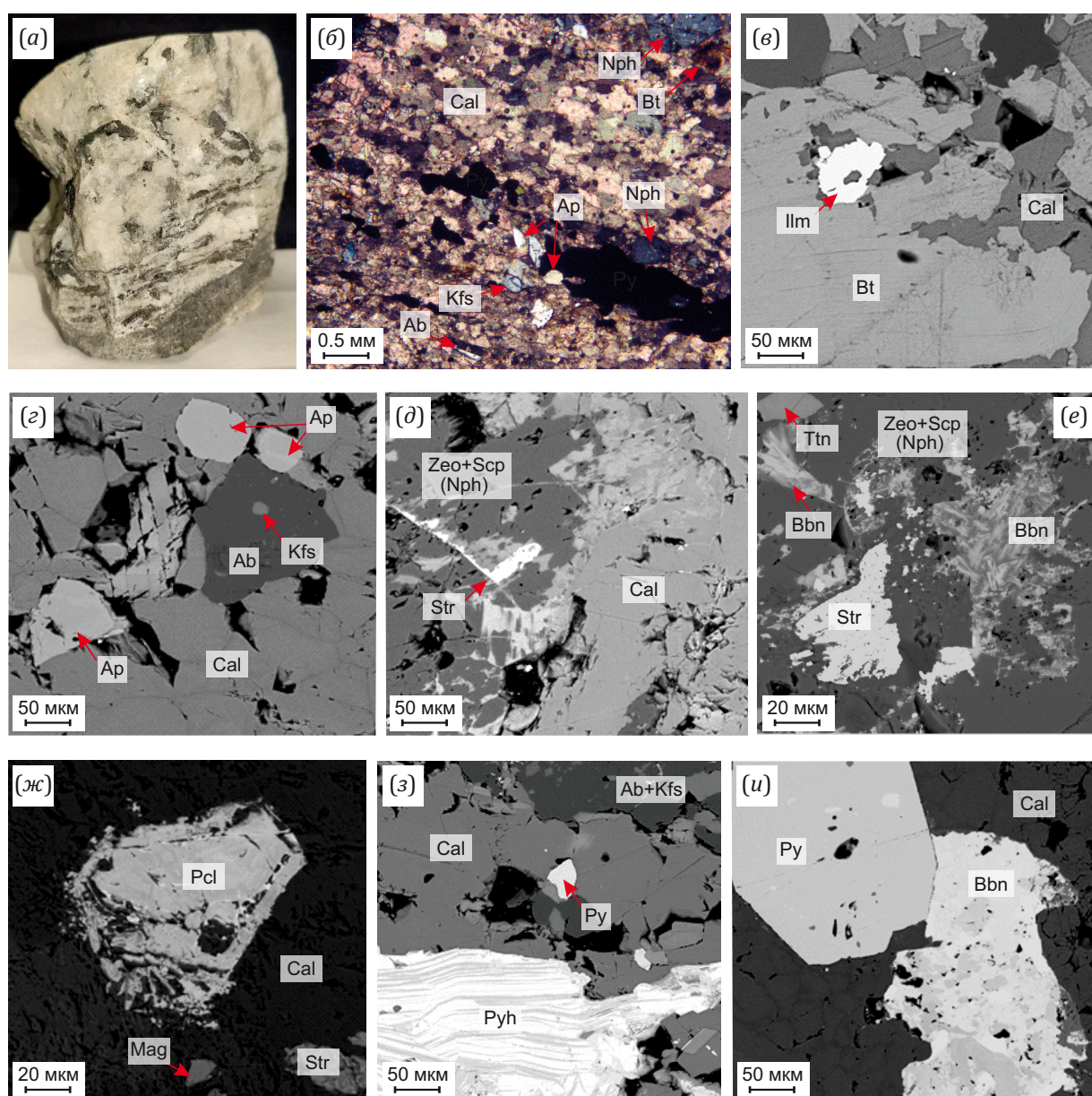


Рис. 2. Минералогия карбонатитов Средней Зимы.

(а) – фотография образца кальцитового карбонатита массива Средняя Зима; (б) – фотография шлифа карбонатита в скрещенных николях; фотографии в обратно рассеянных электронах иллюстрируют: (в) – зернистые агрегаты биотита (флогопит-аннит) в сростании с кальцитом, включение ильменита; (г) – субэдрические зерна фторапатита и вторичные зерна альбита с вкрапленниками калиевого полевого шпата в матрице кальцита; (д, е) – зерна нефелина, замещенного цеолитами и скаполитом, с вкрапленниками стронцианита и бурбанкита (?), в матрице кальцита; (ж) – зональные кристаллы пироклора, а также включения магнетита и стронцианита в кальците; (з) – зональный пирротин и включения пирита в кальците, ксеноморфный агрегат полевых шпатов; (и) – включения пирита и зонального бурбанкита в кальците. Аббревиатуры минералов даны согласно [Warr, 2021].

Fig. 2. Mineralogy of the Srednyaya Zima carbonatites.

(a) – photograph of a calcite carbonatite sample from the Srednyaya Zima complex; (b) – photograph of a section of carbonatite in crossed nicols; photographs in backscattered electrons illustrate: (c) – granular aggregates of biotite (phlogopite-annite) intergrown with calcite, ilmenite inclusion; (d) – subhedral fluorapatite grains and secondary albite grains with K-feldspar inclusions in a calcite matrix; (d, e) – grains of nepheline replaced by zeolites and scapolite with inclusions of strontianite and burbankite in a calcite matrix; (ж) – zoned pyrochlore crystals, as well as inclusions of magnetite and strontianite in calcite; (з) – zoned pyrrhotite and pyrite inclusions in calcite, xenomorphic aggregate of feldspars; (и) – inclusions of pyrite and zoned burbankite in calcite. Mineral abbreviations are given according to [Warr, 2021].

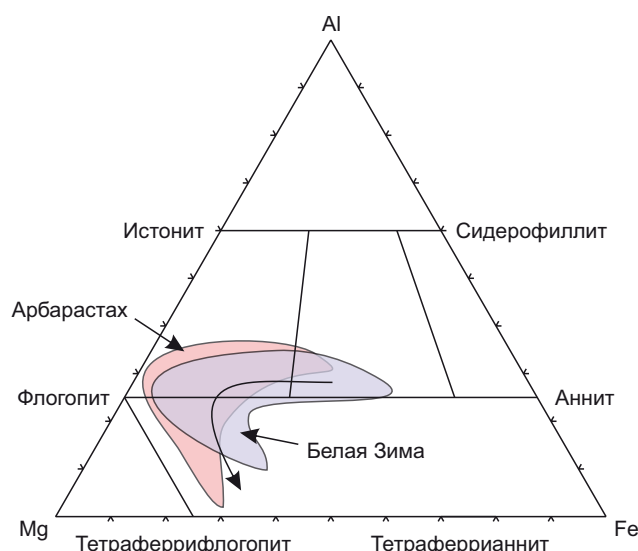


Рис. 3. Состав слюды карбонатитов Среднезиминского массива (красные кружки) [Brod et al., 2001] (в координатах Al, Fe, Mg, p.f.u., Fe общее). Поля состава слюд массивов Белая Зима [Doroshkevich et al., 2016] и Арбарастан [Prokopyev et al., 2021] и тренд эволюции составов.

Fig. 3. Composition of mica carbonatites of the Srednyaya Zima complex (red circles) [Brod et al., 2001] (in coordinates Al, Fe, Mg, p.f.u., Fe total). Compositional fields of micas of the Belaya Zima [Doroshkevich et al., 2016] and Arbarastakh [Prokopyev et al., 2021] complexes and composition evolution trend.

состав минерала характеризуется содержанием UO_2 до 6.36 мас. %, ThO_2 до 0.61 мас. %, Ta_2O_5 от 7.27 до 22.61 мас. %, Ce_2O_3 до 0.55 мас. % (Прил. 1, табл. 1.4). Также отмечается присутствие PbO до 1.26 мас. %, BaO до 0.99 мас. %, FeO до 0.4 мас. % и SrO до 2.90 мас. % (Прил. 1, табл. 1.4). Минерал можно отнести к разновидностям фторкальциомикролита [Atencio et al., 2010] с повышенным содержанием Ta и U, что характеризует специфику рудоносности массива Средняя Зима.

5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА

Циркон в кальцитовых карбонатитах массива Средняя Зима встречается в карбонатной матрице и представляет собой отдельные призматические кристаллы с дипирамидальным окончанием размером 200–600 мкм (рис. 4). По данным катодолюминесценции (КЛ) зерна цирконов имеют сложное строение. На КЛ снимках отчетливо выделяются две зоны (рис. 4): (1) темные участки, характеризующиеся слабым проявлением люминесцентных свойств с отсутствующей или, редко, слабовыраженной осцилляторной (магматической) зональностью, и (2) светлые, яркие в КЛ незональные участки перекристаллизации (преобразования) первичного циркона. На рис. 4 приведены КЛ-изображения цирконов с отмеченными точками, в которых проводились исследования редкоземельного состава минерала методом LA ICP-MS: красные точки – анализ зон магматического циркона и синие точки – анализ зон перекристаллизации циркона (Прил. 1, табл. 1.4).

Нормированные на хондрит спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) цирконов карбонатитов Средняя Зима имеют схожую конфигурацию

графиков, однако содержание РЗЭ в магматических (первичных) цирконах на порядок выше по сравнению с цирконами зон перекристаллизации (в среднем 1743 и 156 ppm соответственно) (рис. 5; Прил. 1, табл. 1.5). Цериевая (Ce/Ce^*) аномалия в магматических цирконах варьируется от 3.3 до 9.2, в цирконах зон перекристаллизации – от 2.3 до 18.6 (Прил. 1, табл. 1.5). По характеру распределения РЗЭ цирконы (магматические и вторичные) из карбонатитов массива Средняя Зима соответствуют цирконам магматического генезиса и сопоставимы с данными, к примеру, по щелочно-карбонатитовым комплексам Палабора (Африка) и Мад Танк (Австралия) [Hoskin, Schaltegger, 2003] (рис. 5).

Содержание других элементов в цирконах разных зон также различается (Прил. 1, табл. 1.5): содержание U в магматических и перекристаллизованных цирконах варьируется от 116 до 958 ppm и от 0.14 до 184 ppm, Th – от 375 до 13700 ppm и от 9 до 126 ppm соответственно. Содержание P составляет для магматических цирконов 65–99 ppm, для перекристаллизованных – 56–60 ppm. Содержание Ca в цирконах магматических и вторичных варьируется в диапазоне 139–288 ppm, Ti – 1.5–2.4 и до 46 ppm (Прил. 1, табл. 1.5). Также была проведена оценка температуры кристаллизации циркона по термометру Ti-в-цирконе [Watson et al., 2006], в результате которой был получен диапазон в 600–895 °C для магматических цирконов и 518–634 °C – для перекристаллизованных цирконов, что можно принять как нижние температурные границы их образования. Учитывая невысокую степень кристалличности циркона в карбонатите, можно сделать вывод о том, что цирконы подвергались гидротермально-метасоматическому преобразованию [Skublov et al., 2009].

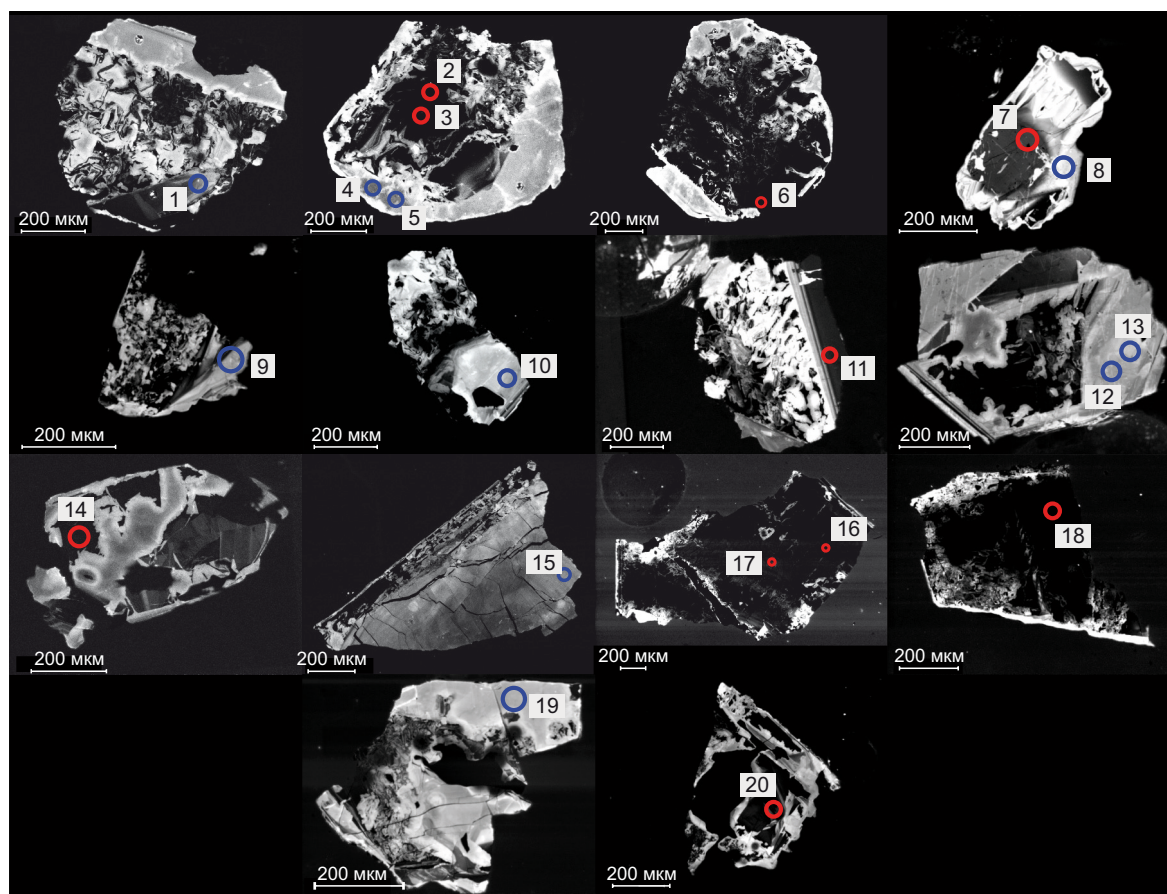


Рис. 4. Католюминесцентные изображения цирконов из кальцитового карбонатита массива Средняя Зима. Точки, в которых проводились исследования редкоэлементного состава методом LA ICP-MS: красные – зоны магматического циркона (темные участки), синие – зоны перекристаллизации циркона (светлые участки).

Fig. 4. Cathodoluminescent images of zircons from the calcite carbonatite of the Srednyaya Zima complex. The points where LA ICP-MS studied trace element composition: red zones are zones of igneous zircon (dark areas), and blue zones are zones of zircon recrystallization (light areas).

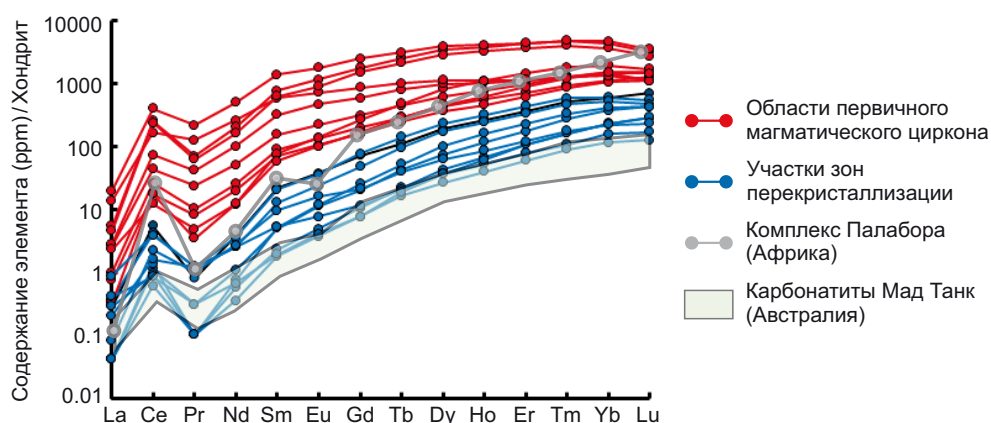


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов цирконов карбонатитов массива Средняя Зима (нормированы по [Sun, McDonough, 1989]).

Красными линиями показаны спектры магматических цирконов, синими линиями – цирконы зоны перекристаллизации. На диаграмму нанесены для сравнения графики распределений РЗЭ магматических цирконов типовых карбонатитовых комплексов Палабора (Африка) и Мад Танк (Австралия) [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Fig. 5. Distribution spectra of rare earth elements of zircons from carbonatites of the Srednyaya Zima complex (normalized by [Sun, McDonough, 1989]).

The red lines show the spectra of magmatic zircons, the blue lines show the zircons of the recrystallization zone. For comparison, the diagram plots the REE distributions of magmatic zircons from the typical carbonatite complexes of Phalabora and Mud Tank [Hoskin, Schaltegger, 2003].

6. ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ КАРБОНАТИТОВ

Для проведения изотопно-геохронологических исследований была отобрана минеральная фракция циркона из кальцитовых карбонатитов Среднезиминского массива, после чего была проведена катодолюми-

несцентная съемка для выделения представительных зерен, которые использовались для дальнейших исследований (рис. 6). Для определения возраста было продатировано 13 точек в восьми зернах циркона. Анализировались исключительно первичные (магматические) участки зерен цирконов (рис. 6).

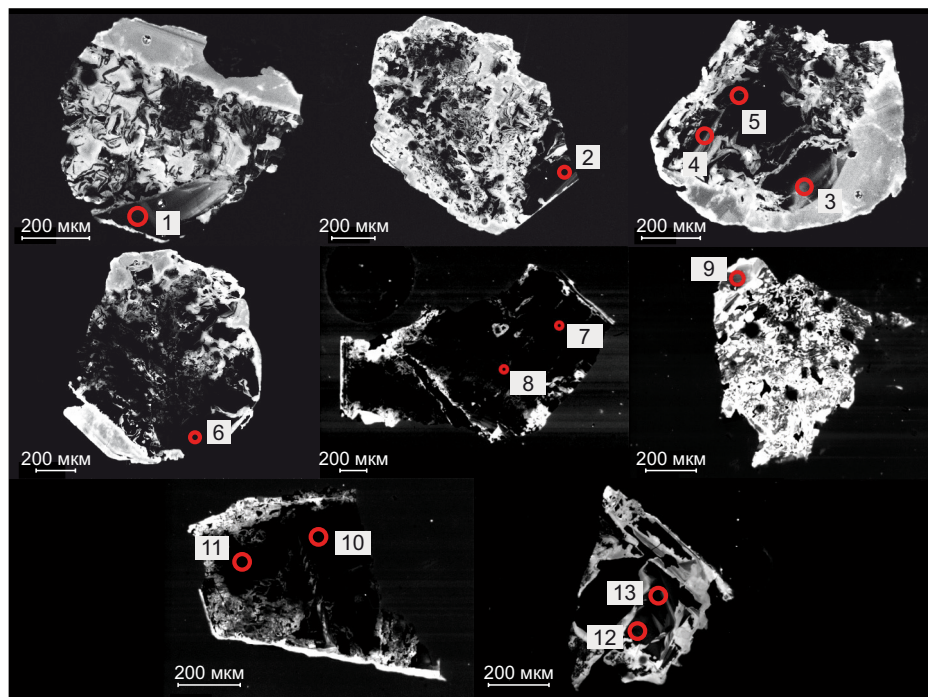


Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения цирконов из кальцитового карбонатита щелочного массива Средняя Зима. Красные точки – области, в которых проводилось датирование методом LA ICP-MS.

Fig. 6. Cathodoluminescence images of zircons from the calcite carbonatite of the Srednyaya Zima alkaline complex. The red points mark the spot locations of laser ablation (LA ICP-MS).

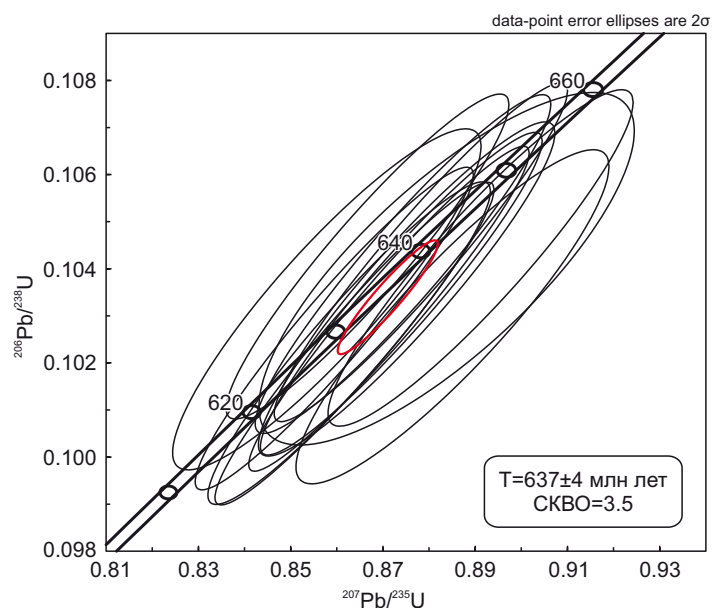


Рис. 7. Диаграмма с конкордией $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для цирконов из карбонатита массива Средняя Зима. Погрешности измерений приведены на уровне 2σ .

Fig. 7. Concordia (Wetheril) diagram of zircon from the Srednyaya Zima carbonatite complex. Error ellipses/bars are at the 2σ levels.

Результаты U-Pb датирования цирконов карбонатитов Среднезиминского массива представлены в Прил. 1, табл. 1.6 и на рис. 7. По результатам датирования все 13 измерений характеризуются низкой дискордантностью изотопных отношений (менее 10 %) и образуют один возрастной кластер 637 ± 4 млн лет ($СКВО = 3.5$) (рис. 7).

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

7.1. Минералогические особенности карбонатитов

Состав минералов кальцитовых карбонатитов массива Средняя Зима коррелирует с данными по составу минеральных фаз карбонатитов близковозрастных массивов, таких как Белая Зима и Арбарастан [Doroshkevich et al., 2016, 2022; Prokopyev et al., 2021]. Составы слюд массивов Белая Зима и Арбарастан имеют тренд эволюции от флогопитового к тетраферрифлогопитовому, в то время как состав слюды карбонатитов Средней Зимы находится в начале этого тренда и имеет антит-флогопитовый состав (см. рис. 3). Вместе с тем в массиве Средняя Зима существуют различные по составу и этапам внедрения карбонатитовые разности – более поздние доломит-кальцитовые и анкеритовые карбонатиты (см. рис. 1) [Doroshkevich et al., 2016].

Химический состав фторапатита карбонатитов Средней Зимы типичен для магматических апатитов карбонатитовых комплексов – наличие в составе примеси SrO и Na_2O изоморфного $LREE_2O_3$ [Hogarth, 1989; Broom-Fendley et al., 2016; Chakhmouradian et al., 2017] – и, как было отмечено ранее, соответствует составу фторапатитов массивов Белая Зима и Арбарастан [Doroshkevich et al., 2016, 2022; Prokopyev et al., 2021].

Ксеногенность зерен нефелина в составе карбонатитов Средняя Зима вполне объяснима его текстурно-структурными характеристиками (см. Раздел 4); вместе с тем в работах предыдущих исследователей отводится отдельная позиция для кристаллизации нефелина в щелочных породах массива Средняя Зима [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Bagdasarov et al., 2001; Frolov et al., 2003]. В работах исследователей нефелин описан в составе практически всех разновидностей пород, а также уделено особое внимание вторичному образованию нефелина в процессах «нефелинизации пироксенитов» [Pozharitskaya, Samoilov, 1972; Frolov, Belov, 1999; Frolov et al., 2003]. Нельзя также исключить наличие нефелина в качестве первичного минерала карбонатитов Средняя Зима. Для этого необходимы дополнительные исследования всех разновидностей карбонатитов, а также их щелочных силикатных комагматов.

Отдельное внимание необходимо уделить составу и строению исследованных цирконов. Структура цирконов свидетельствует о наличии двух типов (см. рис. 4). Скорее всего, магматические ядра цирконов с относительно высокими содержаниями РЗЭ, U и Th могли быть закристаллизованы во время образования кар-

бонатитов при оцененных температурах выше $895^\circ C$, а зоны перекристаллизации – при $520\text{--}630^\circ C$ – это свидетельство рекристаллизации циркона под воздействием остаточных карбонатитовых флюидов (?), обусловивших преобразование минерала. Тем не менее возраст магматического циркона в любом случае отражает время кристаллизации минерала и отвечает интервалу образования массива Средняя Зима.

7.2. Геохронология щелочно-карбонатитовых массивов

Полученный U-Pb возраст циркона из карбонатитов массива Средняя Зима – 637 ± 4 млн лет – коррелирует с неопротерозойским этапом образования редкометалльных щелочно-карбонатитовых массивов и комплексов в пределах южной и юго-восточной окраины Сибирского кратона (см. рис. 1, а; рис. 8). К примеру, U-Pb возраст щелочных пород массива Ингили соответствует интервалу 654 ± 4 млн лет [Yarmolyuk et al., 2005]. Огромный массив современных U-Pb и Ar-Ar геохронологических данных получен по щелочным породам массива Арбарастан и определяет интервал образования всех разновидностей пород массива в $\sim 657\text{--}632$ млн лет, при этом самые поздние дайки ультраосновных лампрофиров фиксируют интервал внедрения в 631.5 ± 8.5 млн лет [Prokopyev et al., 2022; Doroshkevich et al., 2022] (рис. 8).

Сравнительно меньше по геохронологическим данным возраст массивов: Пограничного – 624 ± 3 и 625 ± 9 млн лет (Ar-Ar), Веселого (U-Pb) – 593 ± 4 млн лет [Ripp et al., 2009] и Жидойского – $569\text{--}547$ (Rb-Sr) [Morikiyo et al., 2000; Rasskazov et al., 2007] и 632 ± 2 млн лет (U-Pb) [Yarmolyuk et al., 2005] (рис. 8). А возрасты комплексов и массивов: Белая Зима – 643 ± 3 (U-Pb) [Yarmolyuk et al., 2005], 645 ± 6 млн лет (Ar-Ar, [Doroshkevich et al., 2016] и U-Pb, [Salnikova et al., 2019]), Большая Тагна – $646\text{--}644 \pm 9$ (Ar-Ar) и 640 ± 11 (Sm-Nd) млн лет [Savelieva et al., 2022] и Чапинский – 650 ± 2 (Rb-Sr, [Sobachenko et al., 1986]), 657 ± 2 и 647 ± 1 млн лет (U-Pb, [Sharygin et al., 2022]) в значительной степени близки к геохронологическим данным по Арбарастану, Ингили и Средней Зиме и ложатся в интервал $\sim 657\text{--}640$ млн лет (рис. 8).

Таким образом, нельзя исключить наличие нескольких этапов импульсного внедрения щелочных карбонатитовых неопротерозойских комплексов и массивов юга Сибирского кратона в интервале $\sim 657\text{--}632$ млн лет и моложе, однако для более точных оценок временных интервалов необходимы дополнительные геохронологические исследования с использованием современных методов датирования и аккуратным подходом к выбору минерала-хронометра.

7.3. Связь с тектоническими процессами

По данным [Yarmolyuk et al., 2005], формирование неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов связано с плюмовым процессом и распадом суперконтинента Родиния. Важно отметить, что неопротерозойские кимберлиты, ультраосновные

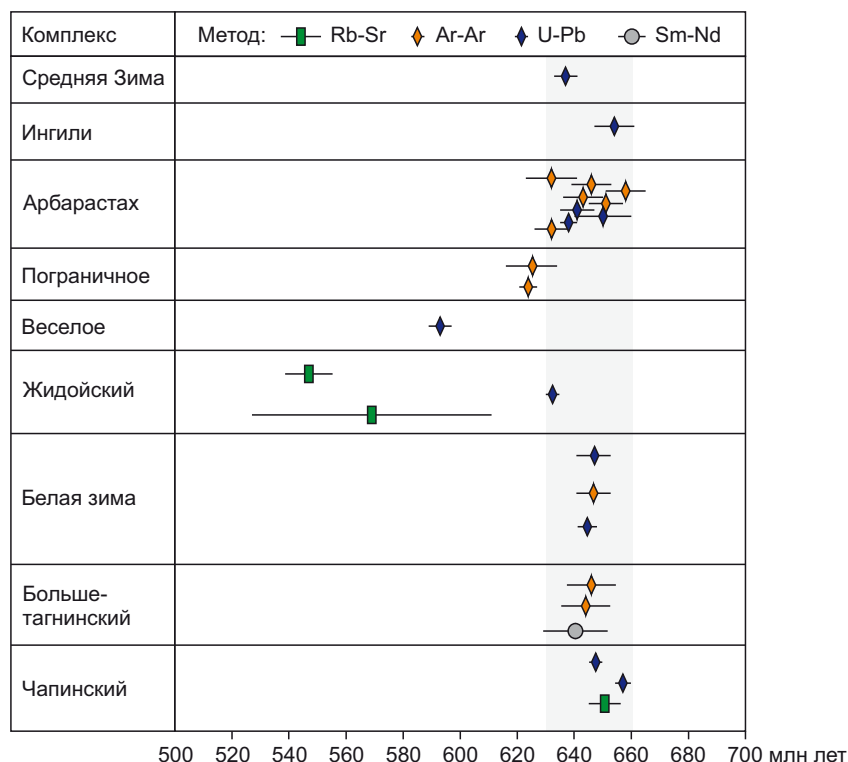


Рис. 8. Геохронология неопротерозойских редкометалльных щелочно-карбонатитовых массивов и комплексов южной и юго-восточной окраины Сибирского кратона.

Данные по массиву Ингили [Yarmolyuk et al., 2005], Арбарастах [Prokopyev et al., 2022; Doroshkevich et al., 2022], Пограничное, Веселое [Ripp et al., 2009], Жидой [Morikiyo et al., 2000; Yarmolyuk et al., 2005; Rasskazov et al., 2007], Белая Зима [Yarmolyuk et al., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019], Большая Тагна [Savelieva et al., 2022] и Чапа [Sobachenko et al., 1986; Sharygin et al., 2022].

Fig. 8. Geochronology of the Neoproterozoic rare-metal alkali-carbonatite complexes of the southern and southeastern margins of the Siberian Craton.

Data on the complexes Ingili [Yarmolyuk et al., 2005], Arbarastakh [Prokopyev et al., 2022; Doroshkevich et al., 2022], Pogranichnoe, Veseloye [Ripp et al., 2009], Zhidoi [Morikiyo et al., 2000; Yarmolyuk et al., 2005; Rasskazov et al., 2007], Belaya Zima [Yarmolyuk et al., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019], Bolshaya Tagna [Savelieva et al., 2022], and Chapa [Sobachenko et al., 1986; Sharygin et al., 2022].

лампрофиры и карбонатиты (680–540 млн лет) широко распространены вдоль северной и восточной окраины Лаврентии (Северная Америка и Гренландия) и также были образованы во время распада Родинии (например [Tappe et al., 2006; и ссылки в данной работе]). Известно, что распад суперконтинента сопровождался образованием роев долеритовых даек, расслоенных базит-ультрабазитовых комплексов и гранитоидов на юго-западной и южной окраине Сибирского кратона в период 780–725 млн лет (Иркутская изверженная провинция), а также роев даек Франклина в интервале 727–721 млн лет в Северной Лаврентии [Sklyarov et al., 2003; Yarmolyuk et al., 2005; Nozhkin et al., 2008; Ernst, Hamilton, 2009; Gladkochub et al., 2010; Marfin et al., 2021]. Ряд исследователей объясняют, что эти комплексы были образованы в результате плюмовой активности [Yarmolyuk et al., 2005; Nozhkin et al., 2008; Ernst, Hamilton, 2009; Marfin et al., 2021].

Разрыв между магматическими событиями 780–725 и 657–632 млн лет значителен и, по-видимому, коррелирует с различными стадиями распада и эво-

люции суперконтинента Родиния [Metelkin et al., 2007; Li et al., 2008; и ссылки в данной работе]. Можно предположить, что щелочной магматизм на рубеже 657–632 млн лет, вероятно, контролировался тектоническими процессами, не связанными с плюмовой активностью, сопровождавшей формирование таких крупных изверженных провинций, как Иркутская и одновозрастная Франклин в Северной Лаврентии на рубеже 780–725 млн лет. Кроме того, низкие степени частичного плавления щелочных и карбонатитовых расплавов не требуют существенного тепла мантии [Foley et al., 2009]. Подобные проявления близковозрастного щелочно-ультраосновного, карбонатитового и кимберлитового магматизма (трубки Ренард) на рубеже 680–540 млн лет фиксируются для Гренландии и территории Северной Америки и также объясняются тектономагматическими рифтогенными событиями вследствие распада суперконтинента Родиния [Tappe et al., 2014].

Некоторые авторы предполагают, что движение плит при распаде континентов может быть одним из

наиболее важных факторов, инициирующих подъем кимберлитовых, лампрофировых, щелочных и карбонатитовых расплавов из конвектирующей верхней мантии, которые продуцируют близкие по возрасту щелочные комплексы [Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013; Tappe et al., 2017]. В работе [Tappe et al., 2006] была предложена много-стадийная модель плавления мантии с образованием расплавов для неопротерозойского щелочного карбонатитового комплекса Айлик Бэй (Лабрадор) под зарождающейся рифтогенной областью Северо-Атлантического кратона. В результате раскола и рифтогенеза астеносфера поднимается на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в условиях присутствия CO_2 и сопровождается образованием карбонатитоподобной фракции расплава, формирующей при подъеме карбонат-флогопитовые жилы. Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавлять эти жилы (карбонат-флогопитовый метасоматоз в мантии), а образовавшиеся высококальциевые силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его плавление и образование щелочного силикатного расплава, богатого карбонатами. Можно допустить, что подобный механизм мог быть проявлен при формировании первичных расплавов для неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов и массивов юга Сибирского кратона.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованные карбонатиты щелочного массива Средняя Зима относятся к кальцитовым карбонатитам. Основным пороодообразующим минералом карбонатитов является кальцит. Второстепенные минералы представлены биотитом ряда аннит – флогопит, фторапатитом, нефелином, ильменитом, пиритом, пиротином, галенитом, а также вторичными полевыми шпатами – альбитом и калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы карбонатитов – пироксид, циркон, бурбанкит, магнетит, рутил, титанит, стронцианит и барит. Вторичные минералы представлены хлоритом, скаполитом и цеолитами. Химический состав магматических минералов карбонатитов Средней Зимы (слюда, фторапатит, пироксид, циркон и др.) схож с таковым минералов близковозрастных щелочных карбонатитовых массивов, таких как Белая Зима и Арбарах.

Структурные особенности и микроэлементный состав циркона карбонатитов показали наличие двух зон – магматических и участков перекристаллизации, образование которых, по всей вероятности, происходило на этапе кристаллизации карбонатитов и в результате поздней и постмагматических процессов. Возраст магматического циркона по данным U-Pb датирования составляет 637 ± 4 млн лет, что совпадает с интервалом образования щелочных карбонатитовых

редкометалльных комплексов и массивов южной и юго-восточной окраины Сибирского кратона. Их формирование связано с завершающим этапом распада суперконтинента Родиния.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

10. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Kjarsgaard B.A., Fedortchouk Y., Ehrig K., Kamenetsky M., 2020. Evolution of Kimberlite Magmas in the Crust: A Case Study of Groundmass and Mineral-Hosted Inclusions in the Mark Kimberlite (Lac de Gras, Canada). *Lithos*, 372–373, 105690. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105690>.

Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M., 2010. The Pyrochlore Supergroup of Minerals: Nomenclature. *The Canadian Mineralogist* 48 (3), 673–698. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.3.673>.

Bagdasarov Yu.A., Gusev G.S., Gushchin A.V., Mezhelevsky N.V., Morozov A.F., 2001. Metallogeny of Magmatic Complexes of Intraplate Geodynamic Settings. GEOS, Moscow, 640 p. (in Russian) [Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гушин А.В., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М.: ГЕОС, 2001. 640 с.].

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{218}\text{U}$ Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-Element-Related Matrix Effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards. *Chemical Geology* 205 (1–2), 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>.

Brod J.A., Gaspar J.C., Araujo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., 2001. Phlogopite and Tetra-Ferriphlogopite from Brazilian Carbonatite Complexes: Petrogenetic Constraints and Implications for Mineral-Chemistry Systematics. *Journal of Asian Earth Sciences* 19 (3), 265–296.

Broom-Fendley S., Styles M.T., Appleton J.D., Gunn G., Wall F., 2016. Evidence for Dissolution-Reprecipitation of Apatite and Preferential LREE Mobility in Carbonatite-Derived Late-Stage Hydrothermal Processes. *American Mineralogist* 101 (3), 596–611. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5502CCBY>.

Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N., Couëslan C., Xu C., Kynický J., Mumin A.H., Yang P., 2017. Apatite in

Carbonatitic Rocks: Compositional Variation, Zoning, Element Partitioning and Petrogenetic Significance. *Lithos* 274–275, 188–213. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.037>.

Chalapathi Rao N.V., Wu F.-Y., Mitchell R.H., Li Q.-L., Lehmann B., 2013. Mesoproterozoic U-Pb Ages, Trace Element and Sr-Nd Isotopic Composition of Perovskite from Kimberlites of the Eastern Dharwar Craton, Southern India: Distinct Mantle Sources and a Widespread 1.1 Ga Tectonomagmatic Event. *Chemical Geology* 353, 48–64. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.023>.

Dalton J.A., Wood B.J., 1993. The Compositions of Primary Carbonate Melts and Their Evolution through Wallrock Reaction in the Mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 119 (4), 511–525. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90059-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90059-I).

Doroshkevich A.G., Chebotarev D.A., Sharygin V.V., Prokopyev I.R., Nikolenko A.M., 2019. Petrology of Alkaline Silicate Rocks and Carbonatites of the Chuktukon Massif, Chadobets Upland, Russia: Sources, Evolution and Relation to the Triassic Siberian LIP. *Lithos* 332–333, 245–260. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006>.

Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y., 2022. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link. *Journal of Petrology* 63 (9), egac073. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>.

Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Belousova E.A., Izbrodin I.A., Prokopyev I.R., 2021. Zircon from the Chuktukon Alkaline Ultramafic Carbonatite Complex (Chadobets Uplift, Siberian Craton) as Evidence of Source Heterogeneity. *Lithos* 382–383, 105957. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105957>.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V., 2016. 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* 116, 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011>.

Ernst R.E., Hamilton M.A., 2009. Age 725 Ma (U-Pb by Baddeleyite) of the Dovyrenskaya Intrusion of Siberia: Correlation with the Giant Franklin Magmatic Province of Northern Laurentia, Dated as 723 Ma. In: *Geology of Polar Regions of the Earth. Proceedings of the XLII Tectonic Meeting. Vol. 2. GEOS, Moscow*, p. 330–332 (in Russian) [Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн лет (U-Pb по бадделейту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией Северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет // Геология полярных областей Земли: Материалы XLII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 2. С. 330–332].

Foley S., Yaxley G., Rosenthal A., Buhre S., Kiseeva E., Rapp R., Jacob D., 2009. The Composition of Near-Solidus

Melts of Peridotite in the Presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112, 274–283. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.020>.

Frolov A.A., Belov S.V., 1999. Complex Carbonatite Deposits of the Zima Ore Region (Eastern Sayan, Russia). *Geology of Ore Deposits* 41 (2), 109–130 (in Russian) [Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 109–130].

Frolov A.A., Tolstov A.R., Belov S.V., 2003. Carbonatite Deposits of Russia. *Priroda, Moscow*, 287 p. (in Russian) [Фролов А.А., Толстов А.Р., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: Природа, 2003. 287 с.].

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A., 2010. Proterozoic Mafic Magmatism in Siberian Craton: An Overview and Implications for Paleocontinental Reconstruction. *Precambrian Research* 183 (3), 660–668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.

Guzmics T., Zajacz Z., 2013. Trace Element Partitioning between Immiscible Silicate and Carbonate Melts, Based on Natural Melt Inclusions from Kerimasi Volcano, Tanzania. G – Goldschmidt Abstracts 2013. *Mineralogical Magazine* 77 (5), 1125–1238. <https://doi.org/10.1180/minmag.2013.077.5.7>.

Hamilton D., Kjarsgaard B., 1993. The Immiscibility of Silicate and Carbonate Liquids. *South African Journal of Geology* 96 (3), 139–142.

Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R., 2012. ²³⁸U/²³⁵U Systematics in Terrestrial Uranium-Bearing Minerals. *Science* 335 (6076), 1610–1614. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>.

Hogarth D., 1989. Pyrochlore, Apatite and Amphibole: Distinctive Minerals in Carbonatite. *Carbonatite: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, p. 105–148.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G., 2009. Tectonic Setting of Kimberlites. *Lithos* 112, 155–165. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.030>.

Kogarko L.N., Konova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R., 1995. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR*. Springer, Dordrecht, 226 p.

- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., 2014. Mantle Plumes of Central Asia (Northeast Asia) and Their Role in Forming Endogenous Deposits. *Russian Geology and Geophysics* 55 (2), 120–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.002>.
- Le Bas M., 1987. Nephelinites and Carbonatites. *Geological Society of London, Special Publications* 30, 53–83. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.05>.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A. et al., 2008. Assembly, Configuration, and Break-up History of Rodinia: A Synthesis. *Precambrian Research* 160 (1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Ludwig K.R., 2003. *ISOPLLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Version 3.00*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 74 p.
- Marfin A.E., Radomskaya T.A., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Yakich T.Yu., Gertner I.F., Kamo S.L. et al., 2021. U-Pb Dating of Apatite, Titanite and Zircon of the Kingash Mafic-Ultramafic Massif, Kan Terrane, Siberia: from Rodinia Break-up to the Reunion with the Siberian Craton. *Journal of Petrology* 62 (9), egab049. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab049>.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., 2007. Neoproterozoic Evolution of Rodinia: Constraints from New Paleomagnetic Data on the Western Margin of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 32–45.
- Mitchell R.H., 2005. Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *The Canadian Mineralogist* 43 (6), 2049–2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>.
- Moore A., Blenkinsop T., Coterill F., 2008. Controls on Post-Gondwana Alkaline Magmatism in Southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 268 (1–2), 151–164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.007>.
- Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.V., 2000. Sr, Nd, C and O Isotopic Compositions of Carbonatite and Peralkaline Silicate Rocks from the Zhidoy Complex, Russia: Evidence for Binary Mixing, Liquid Immiscibility and a Heterogeneous Depleted Mantle Source Region. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 95 (7), 162–172. <https://doi.org/10.2465/jmps.95.162>.
- Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., Yudin D.S., Larionova Y.O. et al., 2020. Sr-Nd-Pb Isotopic Systematic and Geochronology of Ultramafic Alkaline Magmatism of the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the Subcontinental Lithospheric Mantle Related to Subduction and Plume Events. *Lithos* 364–365, 105509. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105509>.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D., 2018. Olivine in Ultramafic Lamprophyres: Chemistry, Crystallisation, and Melt Sources of Siberian Pre- and Post-Trap Aillikites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173, 55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Travin A.V., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Ernst R.E., 2008. Neoproterozoic Rift and Within-Plate Magmatism in the Yenisei Ridge: Implications for the Breakup of Rodinia. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 503–519. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.007>.
- Pozharitskaya L.K., Samoilov V.S., 1972. *Petrology, Mineralogy and Geochemistry of Carbonatites in Eastern Siberia*. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 270 с.].
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Kruk M.N., Izbrodin I.A., Vladyskin N.V., 2022. Geochronology of the Alkaline-Ultra-Basic Carbonatite Complex Arbarastakh (Aldan Shield, Yakutia): New Ar-Ar and U-Pb Data. *Geosphere Research* 4, 48–66 (in Russian) [Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В. Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // Гео-сферные исследования. 2022. № 4. С. 48–66]. <https://doi.org/10.17223/25421379/25/3>.
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Ya.N., Vladyskin N.V., 2021. Petrogenesis of Zr-Nb (REE) Carbonatites from the Arbarastakh Complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and Inclusion Data. *Ore Geology Reviews* 131, 104042. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042>.
- Rasskazov S.V., Il'yasova A.M., Konev A.A., Yasnygina T.A., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Demonterova E.I., Saranina E.V., 2007. Geochemical Evolution of the Zadoi Alkaline-Ultramafic Massif, Cis-Sayan Area, Southern Siberia. *Geochemistry International* 45, 1–14. <https://doi.org/10.1134/S0016702907010016>.
- Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F., 2009. Age of Carbonatite Magmatism in Transbaikalia. *Petrology* 17, 73–89. <https://doi.org/10.1134/S0869591109010044>.
- Rock N., 1986. The Nature and Origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnöites and Allied Rocks. *Journal of Petrology* 27 (1), 155–196. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.1.155>.
- Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V., 2019. Calcic Garnets as a Geochronological and Petrogenetic Tool Applicable to a Wide Variety of Rocks. *Lithos* 338–339, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032>.
- Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Kotov A.B., Anisimova I.V., Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Sugorakova A.M., Vrublevskii V.V., 2018. Andradite-Morimotoite Garnets as Promising U-Pb Geochronometers for Dating Ultrabasic Alkaline Rocks. *Doklady Earth Sciences* 480, 778–782. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18060168>.
- Savelieva V.B., Bazarova E.P., Danilova Yu.V., Danilov B.S., 2022. Geochemical Features of Diike Aillikites and Alkaline Rocks of the Bolshetagninsky Massif (Urik-Iya Graben, East Sayan Region). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2), 0614 (in Russian) [Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айлликитов и щелочных пород Большетагнинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присаяние) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0614]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614>.

Sharygin I.S., Gladkochub E.A., Nikolenko E.I., Danilova Y.V., Marfin A.E., Skuzovatov S.Y., Gladkov A.S., Bryansky N.V., Ivanov A.V., Koshkarev D.A., 2022. Age of Explosion Tubes of the Chapinsky Alkaline-Ultrabasic Complex (Yenisei Ridge). In: Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 18–21, 2022). Iss. 20. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 317–318 (in Russian) [Шарыгин И.С., Гладkochуб Е.А., Николенько Е.И., Данилова Ю.В., Марфин А.Е., Скузоватов С.Ю., Гладков А.С., Брянский Н.В., Иванов А.В., Кошкарев Д.А. Возраст трубок взрыва Чапинского щелочно-ультраосновного комплекса (Енисейский кряж) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (18–21 октября 2022 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 317–318].

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Men-shagin Y.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A., 2003. Neoproterozoic Mafic Dike Swarms of the Sharyzhalgai Metamorphic Massif (Southern Siberian Craton). *Precambrian Research* 122 (1–4), 359–376. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00219-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00219-X).

Skublov S.G., Lobach-Zhuchenko S.B., Guseva N.S., Gembitskaya I.M., Tolmacheva E.V., 2009. Rare Earth and Trace Element Distribution in Zircons from Miaskite Lamproites of the Panozero Complex, Central Karelia. *Geochemistry International* 47, 901–913. <https://doi.org/10.1134/S0016702909090043>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Sobachenko V.S., Plusnin G.S., Sandimirova G.P., Pakholchenko Y.A., 1986. Rubidium-Strontium Age of Near-Fault Alkaline Metasomatites and Granites of the Tatar-Penchenga Zone (Yenisei Ridge). *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 287 (5), 1220–1224 (in Russian) [Собаченко В.С., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // Доклады АН СССР. 1986. Т. 287. № 5. С. 1220–1224].

Stifeeva M., Salnikova E., Nosova A., Kotov A., Voznyak A., Dimitrova D., 2023. U-Pb (ID-TIMS) Age of Garnet from Aillikites of the Kola Alkali Province. *Doklady Earth Sciences* 508, 81–84. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601997>.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J., 2006. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology* 47 (7), 1261–1315. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl008>.

Tappe S., Kjarsgaard B.A., Kurszlaukis S., Nowell G.M., Phillips D., 2014. Petrology and Nd-Hf Isotope Geochemistry of the Neoproterozoic Amon Kimberlite Sills, Baffin Island (Canada): Evidence for Deep Mantle Magmatic Activity Linked to Supercontinent Cycles. *Journal of Petrology* 55 (10), 2003–2042. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu048>.

Tappe S., Romer R.L., Stracke A., Steenfelt A., Smart K.A., Muehlenbachs K., Torsvik T.H., 2017. Sources and Mobility of Carbonate Melts beneath Cratons, with Implications for Deep Carbon Cycling, Metasomatism and Rift Initiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 466, 152–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.011>.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Tishin P.A., Reverdatto V.V., Izokh A.E., Yudin D.S., 2011. Neoproterozoic Carbonatite Magmatism of the Yenisei Ridge, Central Siberia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Penchenga Rock Complex. *Doklady Earth Sciences* 437, 443–448. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11040088>.

Vrublevskii V.V., Pokrovskii B.G., Zhuravlev D.Z., Anoshin G.N., 2003. Composition and Age of the Penchenga Linear Carbonatite Complex, Yenisei Range. *Petrology* 11 (2), 130–146.

Warr L.N., 2021. IMA–CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B., 2006. Crystallization Thermometers for Zircon and Rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladykin N.V., 2005. Late Riphean Rifting and Breakup of Laurasia: Data on Geochronological Studies of Ultramafic Alkaline Complexes in the Southern Framing of the Siberian Craton. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1031–1036.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Химический состав кальцита карбонатитов Средней Зимы (мас. %)**Table 1.1.** Chemical composition of calcite from the Srednyaya Zima carbonatites (wt. %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MgO	0.20	0.28	–	0.22	0.32	–	–	–	0.30	0.38
CaO	50.36	49.66	50.46	52.47	48.80	52.36	49.56	52.62	54.41	47.06
MnO	1.72	2.05	1.64	0.89	1.12	0.8	0.77	0.35	0.56	1.55
FeOt	0.59	1.31	1.03	0.66	3.2	0.72	2.24	–	0.42	3.13
SrO	0.52	0.48	0.41	0.54	2.33	0.64	2.91	0.71	0.58	2.51
Сумма	53.39	53.78	53.54	54.78	55.77	54.52	55.48	53.68	56.27	54.63

Примечание. Здесь и далее «–» – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Note. Here and below "–" – the content of the element is below the detection limit.

Таблица 1.2. Химический состав слюды карбонатитов Средней Зимы (мас. %)**Table 1.2.** Chemical composition of mica from the Srednyaya Zima carbonatites (wt. %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MgO	9.15	9.24	8.03	7.93	13.12	14.18	14.53	14.26	14.34	14.53
Al ₂ O ₃	12.26	11.98	12.7	12.41	11.19	10.98	10.6	11	11.05	11.26
SiO ₂	36.11	36.69	35.38	35.6	36.93	38.27	38.12	37.93	38.64	38.98
K ₂ O	9.38	9.7	9.5	9.4	10.05	9.54	9.9	9.61	9.82	9.93
TiO ₂	1.88	2.35	2.27	2.69	3.22	2.75	2.87	3.02	2.9	2.87
MnO	0.27	–	–	–	0.83	1.01	0.98	1.12	1.06	1.16
FeO _t	26.36	27.44	27.2	27.56	20.3	18.04	17.28	18.05	17.72	17.93
Сумма	95.41	97.4	95.08	95.59	95.64	94.77	94.28	94.99	95.53	96.66
Si	2.865	2.862	2.819	2.837	2.858	2.939	2.934	2.912	2.94	2.942
Al	1.147	1.101	1.192	1.166	1.02	0.993	0.999	0.995	0.991	0.964
Fe ³⁺	0	0.037	0	0	0.122	0.068	0.067	0.093	0.069	0.094
Sum T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ti	0.112	0.138	0.136	0.161	0.187	0.159	0.162	0.174	0.166	0.166
Fe	1.749	1.753	1.812	1.836	1.192	1.09	1.062	1.066	1.058	1.021
Mg	1.083	1.074	0.953	0.942	1.514	1.623	1.63	1.632	1.627	1.671
Al	0.012	–	0.011	0.003	–	–	–	–	–	–
Mn	0.018	–	–	–	0.054	0.066	0.074	0.073	0.068	0.073
Sum O	2.974	2.965	2.912	2.942	2.947	2.938	2.928	2.945	2.919	2.931
K	0.95	0.965	0.966	0.955	0.992	0.935	0.953	0.942	0.953	0.975
OH	2.035	2.033	1.925	2.01	2.118	2.068	2.067	2.092	2.063	2.111

Таблица 1.3. Химический состав фторапатита карбонатитов Средней Зимы (мас. %)**Table 1.3.** Chemical composition of fluorapatite from Srednyaya Zima carbonatites (wt. %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	–	0.24	0.3	0.23	0.28	0.23	–	0.4
P ₂ O ₅	41.93	41.91	41.41	42.46	42.80	41.82	42.28	42.12
CaO	54.21	53.37	52.61	54.65	54.25	53.74	55.25	54.25
FeO _t	0.40	0.49	0.44	0.37	–	–	–	–
SrO	0.47	0.98	1.04	1.11	1.62	0.59	0.64	1.36
Ce ₂ O ₃	–	0.61	0.47	–	0.47	0.42	–	1.17
F	2.94	3.03	3.2	3.15	3.01	3.04	3.30	2.91
Сумма	99.95	98.87	99.47	101.97	102.43	99.84	101.47	99.30
–F=O ₂	1.23	1.27	1.34	1.32	1.26	1.28	1.39	1.22
Сумма	98.24	97.11	97.61	100.14	100.68	98.08	99.56	97.61
Na	–	0.038	0.047	0.036	0.044	0.036	–	0.062
P	2.889	2.880	2.891	2.883	2.895	2.892	2.867	2.820
Ca	4.727	4.654	4.648	4.697	4.644	4.704	4.742	4.598
Fe	0.027	0.033	0.030	0.025	–	–	–	–
Sr	0.022	0.046	0.050	0.052	0.075	0.028	0.030	0.062
Ce	–	0.018	0.014	–	1.014	0.013	–	0.034
F	0.757	0.780	0.835	0.799	0.761	0.785	0.836	0.728

Таблица 1.4. Химический состав пироксенов карбонатитов Среднезиминского массива (мас. %)**Table 1.4.** Chemical composition of pyroxenes from carbonatites of the Srednyaya Zima complex (wt. %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	5.2	6.12	5.26	6.19	6.92	7.72	5.77
CaO	13.88	13.98	13.57	14.76	14.50	13.81	12.93
TiO ₂	4.79	2.49	4.07	5.30	4.24	3.52	4.24
FeO _t	–	–	–	0.40	–	–	0.42
SrO	1.12	–	1.28	1.18	–	–	2.90
Nb ₂ O ₅	59.51	58.94	49.51	56.51	45.48	57.79	48.95
BaO	0.99	–	0.98	0.66	–	–	–
Ta ₂ O ₅	6.91	9.1	19.70	7.27	22.61	13.37	14.35
PbO	1.26	1.06	–	–	–	–	1.08
ThO ₂	–	–	–	0.61	–	–	–
UO ₂	2.12	2.56	1.00	2.67	–	–	6.36
Ce ₂ O ₃	–	–	–	–	–	0.55	–
F	5.19	5.07	4.36	4.73	5.07	4.69	3.37
Всего	100.97	99.32	99.73	100.28	98.82	100.90	100.37
–F=O ₂	2.18	2.13	1.83	1.99	2.13	1.97	1.46
Сумма	97.96	96.38	97.2	97.54	95.88	98.18	98.46

Таблица 1.5. Содержание редких элементов и рассчитанная температура кристаллизации для цирконов кальцитового карбонатита Среднезиминского щелочного комплекса (результаты LA ICP-MS анализа, содержание в ppm)

Table 1.5. Contents of rare element and calculated crystallization temperature for zircons of calcite carbonatite of the Sredneziminsky alkaline complex (results of LA ICP-MS analysis, contents in ppm)

Элемент	Магматические цирконы										Цирконы зоны рекристаллизации									
	2	3	6	7	11	14	16	17	18	20	1	4	5	8	9	12	13	10	15	19
P	68	65	65	69	99	66	69	65	69	63	60	56	58	64	62	60	57	62	56	59
Ca	174	180	176	162	288	201	202	179	257	261	139	178	192	159	252	221	168	185	164	190
Ti	5.6	4.4	3.5	1.5	10	32	7	7	14	46	1.5	1.1	1.1	1.4	1.6	2.4	2	2.6	0.39	1.3
Rb	0.31	0.23	0.17	0.5	0.36	0.56	1.4	1.2	1.4	3.3	0.11	<0.07	<0.07	0.15	0.19	<0.07	<0.07	0.1	<0.07	0.08
Sr	0.28	0.43	0.25	0.79	3.3	1.6	0.88	0.68	2.6	2.6	0.15	0.28	0.34	0.28	0.85	1.1	0.09	0.15	0.14	0.93
Y	1001	725	642	1573	1345	1506	5014	4314	5366	841	364	92	163	478	370	76	58	218	86	118
Ba	<0.02	0.71	<0.02	1.4	11	0.75	0.46	0.52	1.9	1.7	0.02	0.23	0.28	0.3	0.19	0.7	<0.02	<0.02	0.03	0.12
Th	901	626	480	376	1072	2900	9325	9078	13723	375	126	9.1	20	97	83	49	52	35	11	70
U	958	752	700	133	185	185	341	291	865	116	184	0.004	0.14	30	28	10	6.5	6.2	2.1	22
Ta	179	128	117	1.4	17	115	3.3	3.2	6.5	15	12	3	9.8	0.49	0.29	6.6	5.4	4.2	3.6	2.4
Nb	117	84	65	15	96	226	78	79	121	30	7.2	2.5	5.6	4	3.2	11	3.8	3.3	3.7	4.1
Hf	5193	5068	5084	2083	4153	4089	2580	2665	1820	2691	4952	7823	7769	2247	2220	8016	8419	8176	3291	2666
La	0.63	0.24	0.18	0.08	0.68	3.3	1.3	1.1	4.7	0.56	0.07	0.01	0.01	0.09	0.21	0.05	0.07	0.01	0.1	0.02
Ce	27	16	11	11	45	102	157	148	244	7.6	3.4	0.38	0.71	2.6	2.4	1	0.59	0.84	0.53	1.4
Pr	2.3	0.99	0.8	0.34	4	12	6.8	6	21	0.47	0.08	0.01	0.03	0.12	0.12	0.12	0.01	0.01	0.03	0.1
Nd	24	12	9.3	5.7	47	123	95	77	234	5.9	1.8	0.27	0.51	1.7	1.2	1.2	0.17	0.36	0.32	1.3
Sm	24	14	11	12	49	90	119	96	210	9.1	3.4	0.36	0.78	3.2	2	0.83	0.28	0.82	0.3	1.5
Eu	13	7.9	6.2	8	27	42	67	53	103	5.9	2.2	0.29	0.66	2.1	1.4	0.45	0.22	0.69	0.24	0.95
Gd	64	41	33	55	120	176	369	312	512	35	15	2.2	4.2	16	10	2.4	1.6	5.3	1.6	4.4
Tb	17	11	9.4	18	30	38	96	79	118	11	4.3	0.84	1.6	5.3	3.6	0.78	0.62	2	0.71	1.5
Dy	158	111	94	210	249	288	865	725	989	118	48	11	19	60	44	9.3	6.9	26	9.3	16
Ho	44	32	26	63	59	63	217	185	231	36	15	3.8	6.7	18	14	3	2.3	9.2	3.5	4.9
Er	160	120	103	242	188	188	715	603	723	148	61	18	29	73	56	13	10	38	18	20
Tm	33	24	22	46	33	32	119	102	123	31	13	4.2	7.2	15	12	2.8	2.3	8.6	4.2	4.6
Yb	257	194	179	328	247	228	752	628	788	253	100	40	64	103	90	27	20	71	39	38
Lu	39	32	28	43	29	28	82	70	88	37	18	7.2	11	14	12	4.3	3.2	11	7.4	6
Сумма РЗЭ	862.9	616.1	532.9	1042.1	1127.7	1413.3	3661.1	3085.1	4388.7	698.5	285.3	88.6	145.4	314.1	248.9	66.2	48.3	173.8	85.2	100.7
Ce/Ce*	3.3	4.6	3.9	9.2	3.3	2.4	6.7	7.1	3.3	3.4	9.7	8.4	6.5	5.2	3.6	2.2	4.8	18.6	2.3	4.0
Yb/Sm	9.6	12.5	14.6	24.6	4.5	2.3	5.7	5.9	3.4	25.0	26.5	100.0	73.8	29.0	40.5	29.3	64.3	77.9	117.0	22.8
Th/U	0.9	0.8	0.7	2.8	5.8	15.7	27.3	31.2	15.9	3.2	0.7	2275.0	142.9	3.2	3.0	4.9	8.0	5.6	5.2	3.2
T (°C)	692.4	673.6	656.4	597.8	741.0	854.7	710.6	710.6	771.4	895.6	597.8	578.1	578.1	593.3	602.0	629.3	616.8	634.9	518.4	588.6

Таблица 1.6. Результаты LA ICP-MS U-Pb датирования цирконов из карбонатитов Среднезиминского массива

Table 1.6. Results of LA ICP-MS U-Pb zircon dating from carbonatites of the Sredneziminsky massif

Т. ан.	f206с, %	²⁰⁶ Pb, ppm	U, ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ, %	Rho	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	σ, %	T ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	T ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	T ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	T ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2σ
1	0.00	60	672	0.41	0.86667	1.4	0.10426	1.4	0.06037	2.0	0.94	0.0279	1.33	639	16	634	14	617	85	556	15
2	0.05	45	502	0.60	0.87399	1.4	0.10347	1.4	0.06135	2.0	0.95	0.02892	1.28	635	16	638	14	652	84	576	15
3	0.00	62	695	0.54	0.85947	1.4	0.10273	1.4	0.06076	2.0	0.95	0.03093	1.29	630	16	630	13	631	84	616	16
4	0.05	41	465	0.45	0.86269	1.5	0.10242	1.4	0.06118	2.0	0.94	0.03091	1.33	629	16	632	14	646	84	615	16
5	0.06	128	1461	0.89	0.87132	1.4	0.10315	1.4	0.06136	2.0	0.96	0.03067	1.27	633	16	636	13	652	83	611	15
6	0.06	75	845	0.65	0.86385	1.4	0.10241	1.4	0.06127	2.0	0.96	0.03303	1.27	629	16	632	13	649	83	657	17
7	0.05	43	484	25.14	0.87515	1.5	0.10357	1.4	0.06137	2.0	0.93	0.02939	1.33	635	17	638	14	652	85	585	15
8	0.13	34	384	23.62	0.89117	1.5	0.10423	1.4	0.06211	2.0	0.92	0.02965	1.32	639	17	647	15	678	85	591	15
9	0.19	15	170	3.75	0.88508	1.6	0.10298	1.4	0.06243	2.1	0.90	0.03155	1.33	632	17	644	15	689	86	628	16
10	0.01	99	1107	12.21	0.87823	1.5	0.10435	1.4	0.06114	2.0	0.95	0.0329	1.34	640	17	640	14	644	84	654	17
11	0.00	47	525	28.15	0.87436	1.5	0.1041	1.4	0.06101	2.0	0.94	0.03157	1.33	638	17	638	14	640	84	628	17
12	0.00	16	181	2.46	0.85785	1.6	0.10335	1.4	0.06029	2.1	0.90	0.03218	1.40	634	17	629	15	614	88	640	17
13	0.09	10	118	3.44	0.88381	1.9	0.104	1.5	0.06173	2.3	0.78	0.03336	1.41	638	18	643	18	665	97	663	19

№	f206с, %	²⁰⁶ Pb, ppm	Th, ppm	U, ppm	Th/U	Изотопные отношения							Возраст, млн лет						
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s, %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s, абс	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s, абс	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s, абс.	% conc
1	0.00	60	276	672	0.41	0.06037	2.0	0.86667	1.4	0.10426	1.4	0.94	617	85	639	16	634	14	104
2	0.05	45	302	502	0.60	0.06135	2.0	0.87399	1.4	0.10347	1.4	0.95	652	84	635	16	638	14	97
3	0.00	62	372	695	0.54	0.06076	2.0	0.85947	1.4	0.10273	1.4	0.95	631	84	630	16	630	13	100
4	0.05	41	209	465	0.45	0.06118	2.0	0.86269	1.5	0.10242	1.4	0.94	646	84	629	16	632	14	97
5	0.06	128	1306	1461	0.89	0.06136	2.0	0.87132	1.4	0.10315	1.4	0.96	652	83	633	16	636	13	97
6	0.06	75	551	845	0.65	0.06127	2.0	0.86385	1.4	0.10241	1.4	0.96	649	83	629	16	632	13	97
7	0.05	43	12160	484	25.14	0.06137	2.0	0.87515	1.5	0.10357	1.4	0.93	652	85	635	17	638	14	97
8	0.13	34	9077	384	23.62	0.06211	2.0	0.89117	1.5	0.10423	1.4	0.92	678	85	639	17	647	15	94
9	0.19	15	637	170	3.75	0.06243	2.1	0.88508	1.6	0.10298	1.4	0.90	689	86	632	17	644	15	92
10	0.01	99	13512	1107	12.21	0.06114	2.0	0.87823	1.5	0.10435	1.4	0.95	644	84	640	17	640	14	99
11	0.00	47	14783	525	28.15	0.06101	2.0	0.87436	1.5	0.1041	1.4	0.94	640	84	638	17	638	14	100
12	0.00	16	445	181	2.46	0.06029	2.1	0.85785	1.6	0.10335	1.4	0.90	614	88	634	17	629	15	103
13	0.09	10	407	118	3.44	0.06173	2.3	0.88381	1.9	0.104	1.5	0.78	665	97	638	18	643	18	96

Примечание. Температура кристаллизации цирконов рассчитана согласно [Watson et al., 2006].

Note. The crystallization temperature of zircons calculated according to [Watson et al., 2006].