



MINERALOGICAL, PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR ZIRCON FORMATION CONDITIONS WITHIN THE BURPALA MASSIF, NORTHERN BAIKAL REGION

A.E. Starikova ^{1,2}✉, A.V. Malyutina ^{1,2}, I.A. Izbrodin ^{1,2}, A.G. Doroshkevich ^{1,2}, T.A. Radomskaya ^{2,3},
A.T. Isakova ^{1,2}, D.V. Semenova ¹, A.V. Korsakov 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 Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. This paper reports investigation on zircons from quartz syenite, alkaline and foid syenite, as well as metasomatic rock from the fenitization zone hosted by the Burpala massif. It is performed by scanning electron microscopy with energy dispersive X-ray spectroscopy (SEM/EDS), cathodoluminescence (CL), laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA ICP MS), and Raman spectroscopy. Generally, all zircons from igneous rocks show rhythmic, crystal growth zoning or sector zoning (type I) except for some zircons from alkaline syenites (type II) showing patchy zoning. They systematically contain pores or cavities. The REE patterns of magmatic zircons share similar features: e.g. depletion of LREE ($(Yb/La)_N$ up to 35000), large positive Ce (Ce/Ce^* 6–427) and small negative Eu (Eu/Eu^* 0.37–0.93) anomalies. Zircons crystallized from quartz syenites at 830 ± 30 °C at the early stage of rock formation, while zircons from alkaline and foid syenites crystallized at the later stage of rock formation (680–750 °C). Meanwhile, crystallization of zircons with rhythmic zoning (type I) occurs at later magmatic stage, while the formation zircons of type II is probably related to the separation of the highly fluorinated aqueous fluid from the residual melt.

Zircons from fenites have a bipyramidal habit holding a heterogeneous mosaic core and a homogeneous (or rhythmic zoning) rim. The cores of zircon show flat REE patterns without significant anomalies, while the rims are characterized by noticeable fractionation of REE ($(Yb/La)_N$ 85–615) and show a positive Ce anomaly (Ce/Ce^* 4–18). The Raman spectra of the cores show a higher degree of crystallinity than the rims, and their flat REE spectra are probably related to the contamination by micro inclusions. The discordant U-Pb age of 295 ± 3 Ma was obtained for zircon rims, which is consistent with the age of formation of igneous rocks of the Burpala massif (298–291 Ma). The latter supports the syngenetic origin of metasomatic ore mineralization with the main stage of massif formation.

KEYWORDS: zircon; REE patterns; U-Pb dating; Raman spectroscopy; the Burpala massif; alkaline magmatism

FUNDING: Mineralogical-petrographic and isotope-geochemical studies were supported by the Russian Science Foundation (project № 22-17-00078, <https://rscf.ru/en/project/22-17-00078/>). Zircons were analyzed by Raman spectroscopy for government assignment to the IGM SB RAS (№ 122041400312-2 and 122041400241-5).



EDN: FDQAQS

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Anastasiya E. Starikova, starikova@igm.nsc.ru

Received: July 5, 2024

Revised: July 31, 2024

Accepted: August 14, 2024

FOR CITATION: Starikova A.E., Malyutina A.V., Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Radomskaya T.A., Isakova A.T., Semenova D.V., Korsakov A.V., 2024. Mineralogical, Petrographic and Geochemical Evidence for Zircon Formation Conditions within the Burpala Massif, Northern Baikal Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (5), 0787. doi:10.5800/GT-2024-15-5-0787

Supplementary files: [Starikova_et_al_Suppl_1.xlsx](#)

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОРОД БУРПАЛИНСКОГО МАССИВА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

А.Е. Старикова^{1,2}, А.В. Малютин^{1,2}, И.А. Избродин^{1,2}, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, Т.А. Радомская^{2,3},
А.Т. Исакова^{1,2}, Д.В. Семенова¹, А.В. Корсаков¹

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 Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье представлены результаты комплексного изучения (EDS, CL, LA ICP-MS, КР-спектроскопия) цирконов из основных типов пород, составляющих щелочной массив Бурпала: кварцевых сиенитов, щелочных и фельдшпатоидных сиенитов, а также из метасоматитов зоны фенитизации. Практически все цирконы из магматических пород имеют ритмичную ростовую либо секторальную зональность (I тип). Исключением являются некоторые цирконы из щелочных сиенитов, имеющие гетерогенное пористое строение, они выделены в отдельный тип (II тип). Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) магматических цирконов имеют схожие характеристики: деплетирование легких РЗЭ ($(Yb/La)_N$ до 35000), значимую положительную Ce ($Ce/Ce^* 6-427$) и слабую отрицательную Eu ($Eu/Eu^* 0.37-0.93$) аномалию. Кристаллизация цирконов из кварцевых сиенитов происходила на ранней стадии формирования пород при 830 ± 30 °C, в то время как цирконы из щелочных и фельдшпатоидных сиенитов кристаллизовались на поздней стадии (680–750 °C); при этом кристаллизация цирконов с ритмичной зональностью (I тип) происходила на позднемагматической стадии, а образование цирконов II типа, вероятно, связано с отделением высокофтористого водного флюида от остаточного расплава.

Цирконы из фенитов имеют бипирамидальный габитус с гетерогенным мозаичным ядром и однородной (либо с ритмичной зональностью) каймой. Для центральных частей характерны плоские спектры РЗЭ без значимых аномалий, для краевых – заметное фракционирование РЗЭ ($(Yb/La)_N 85-615$) и появление положительной Ce аномалии ($Ce/Ce^* 4-18$). КР-спектры центральных частей показывают большую степень кристалличности, чем краевые, и их плоские спектры РЗЭ, вероятно, связаны с контаминацией составов микровключениями. Для кайм цирконов был получен дискордантный U-Pb возраст 295 ± 3 млн лет, который, тем не менее, согласуется с возрастом образования магматических пород Бурпалинского массива (298–291 млн лет) и свидетельствует в пользу сингенетичности формирования руд метасоматического генезиса основному этапу становления массива.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: циркон; спектры РЗЭ; U-Pb датирование; КР-спектроскопия; массив Бурпала; щелочной магматизм

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Минералого-петрографические и изотопно-геохимические исследования были проведены за счет средств РНФ (грант № 22-17-00078, <https://rscf.ru/project/22-17-00078/>). Изучение цирконов методом КР-спектроскопии было выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2 и 122041400241-5).

1. ВВЕДЕНИЕ

Циркон, благодаря своей физической и химической устойчивости, а также высокой температуре закрытия системы, начал привлекать внимание исследователей не только как надежный геохронометр, но и как минерал, несущий важную информацию о средах, из которых он кристаллизуется. В свое время были предприняты попытки по микрокомпонентному составу выделить поля для цирконов из разных типов магматических пород [Belousova et al., 2002], а по характеру распределения редкоземельных элементов – для цирконов магматического и гидротермального генезиса [Hoskin, 2005]. Однако с каждым годом обновляющаяся база данных по составу цирконов существенно раздвигает рамки выделенных полей. Цирконы активно

используются в качестве геотермометров [Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007], в последнее время с применением редкоземельного состава цирконов разрабатываются уравнения расчета фугитивности кислорода минералообразующей среды [Smythe, Brennan, 2016; Loucks et al., 2020; Trail et al., 2024]. По морфологии, внутреннему строению и составу определяют механизмы роста и условия образования цирконов [Pupin, 1980; Hoskin, Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2006; Geisler et al., 2007]. Таким образом, комплексный подход к изучению цирконов не только позволяет установить время его образования, но и предоставляет данные об особенностях петрогенезиса цирконсодержащих пород, включая информацию о температуре, химическом составе и фугитивности кислорода системы.

В данной работе приводятся результаты комплексного изучения циркона из магматических и метасоматических пород Бурпалинского щелочного массива, имеющего редкометалльную специализацию. Бурпалинский щелочной массив входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции и расположен в южном обрамлении Сибирского кратона (рис. 1, а) [Zhidkov, 1961; Rytsk et al., 2017]. Он имеет зональное строение, его внутренняя часть сложена щелочными и фельдшпатоидными сиенитами, внешняя – кварцевыми и кварцнормативными сиенитами (рис. 1, б) [Portnov, Netchaeva, 1967; Vladynkin et al., 2014; Doroshkevich et al., in press]. Также в пределах массива были отмечены жильные тела гранитов, аплитов, пегматитов и апатит-флюоритовых пород. Кроме того, в пределах массива и в его контактовой зоне широко проявлены метасоматические изменения. Редкометалльная минерализация встречается как в магматических, так и в метасоматических породах [Portnov, 1965, 2018; Vladynkin,

Sotnikova, 2017; Sotnikova et al., 2022; и др.]. Она характеризуется большим разнообразием и представлена минералами Zr, Nb, Ti, Th, Be и REE. Среди циркониевых фаз, помимо редко встречающихся в природе цирконосиликатов, таких как бурпалит, ловенит, эвдиалит и др., повсеместно распространен циркон. U-Pb возраст по циркону, определенный для магматических пород (кварцевые, фельдшпатоидные и щелочные сиениты, щелочные граниты), составляет 298–291 млн лет [Kotov et al., 2013; Izbrodin et al., 2024]. В то же время для редкометалльной минерализации массива удалось определить только дискордантный возраст (283 ± 8 млн лет) для редкометалльных пегматитов внешней части массива [Kotov et al., 2013]. Возраст редкометалльной минерализации в фенитах ранее установлен не был.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалами исследования послужили зерна циркона, отобранные из типичных представителей всех

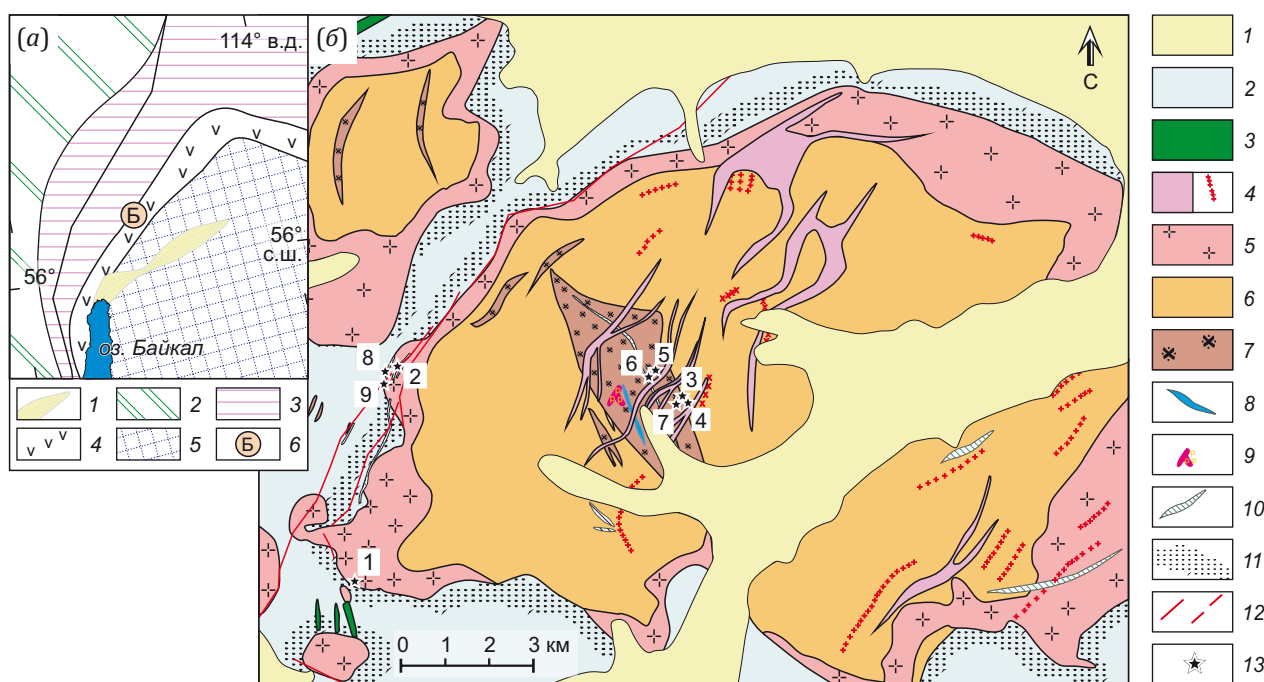


Рис. 1. Положение массива Бурпала в структурах юга Сибири [Rytsk et al., 2017] (а) и схема геологического строения массива Бурпала (по материалам [Vladynkin, Sotnikova, 2017] с изменениями авторов) (б).

(а): 1 – четвертичные впадины; 2 – Сибирская платформа; 3 – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс; 4 – Байкало-Муйский пояс; 5 – террейны Центрально-Азиатского складчатого пояса; 6 – массив Бурпала. (б): 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочно-терригенные породы; 3 – диориты, гранодиориты; 4 – граниты и гранит-аплиты; 5 – кварцевые сиениты; 6 – щелочные сиениты; 7 – фельдшпатоидные сиениты; 8 – апатит-флюоритовое тело; 9 – пегматиты; 10 – зоны редкоземельной и редкометалльной минерализации; 11 – фениты; 12 – линии тектонических нарушений; 13 – места отбора проб кварцевого сиенита (№ 1 – Ю-5), кварцнормативного сиенита (№ 2 – К-14), щелочных сиенитов (№ 3 – Брз 5–6, № 4 – Брз 5–6в, № 5 – Брз 5–10), фельдшпатоидных сиенитов (№ 6 – Брз 5–12, № 7 – Брз 5–6ц) и фенитов (№ 8 – Брз 2–6, № 9 – Брз 2–7).

Fig. 1. Location of the Burpala massif enclosed by the structures of southern Siberia according to [Rytsk et al., 2017] (а) and Schematic geological structure of the Burpala massif according (to [Vladynkin, Sotnikova, 2017] with the authors modifications) (б).

(а): 1 – Quaternary depressions; 2 – Siberian platform; 3 – Baikal-Patom fold-thrust belt; 4 – Baikal-Muya foldbelt; 5 – terranes of the Central Asian foldbelt; 6 – the Burpala massif. (б): 1 – Quaternary sediments; 2 – terrigenous sedimentary deposits; 3 – diorites, granodiorites; 4 – granites and granite-aplites; 5 – quartz syenites; 6 – alkaline syenites; 7 – foid syenites; 8 – body of apatite-fluorite rocks; 9 – pegmatite; 10 – rare-earth and rare-metal mineralization zones; 11 – fenites; 12 – faults; 13 – oints of sampling of quartz syenite (№ 1 – Ю-5), quartz-normative syenite (№ 2 – К-14), alkaline syenites (№ 3 – Брз 5–6, № 4 – Брз 5–6в, № 5 – Брз 5–10), foid syenites (№ 6 – Брз 5–12, № 7 – Брз 5–6ц), and fenites (№ 8 – Брз 2–6, № 9 – Брз 2–7).

основных типов пород Бурпала: кварцевых (Ю-5) и кварцнормативных (К-14) сиенитов, щелочных сиенитов (Брз 5–6, Брз 5–6в, Брз 5–10) и фельдшпатоидных (нефелиновые (Брз 5–6ц) и содалитовые (Брз 5–12)) сиенитов, а также из метасоматитов зоны фенитизации (Брз 2–6, Брз 2–7) (рис. 1, б).

Спектры комбинационного рассеяния были получены на спектрометре Horiba LabRam HR 800 мм, соединенном с CCD детектором и микроскопом Olympus BX40 ($\times 100$), с использованием лазерного излучения длиной волны 532 нм Nd: YAG-лазера при 50 МВт со спектральным разрешением $1.0\text{--}1.5\text{ см}^{-1}$. Точность измерения волнового числа системы составляет 0.5 см^{-1} . Спектры были зарегистрированы в интервале $100\text{--}1200\text{ см}^{-1}$. Монохроматор был откалиброван по линии 520.7 см^{-1} кремния. Также было проведено 2D картирование зерен циркона с помощью автоматизированной системы КР-картирования Ayrton (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Для возбуждения образца использовался лазер 488 нм (50 мВт). Спектры были зарегистрированы в интервале $100\text{--}4000\text{ см}^{-1}$.

Исследования внутреннего строения и химического состава цирконов, а также U-Pb изотопно-геохронологические исследования были проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Макроэлементный состав цирконов, взаимоотношения цирконов с другими минералами и кристаллические фазы включений были изучены с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU с INCA EDS 450, оборудованного системами микроанализа Inca Energy 450+/Aztec Energy XMax-80 и Inca Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis). Условия съемки: энергия электронного пучка 20 кэВ, ток электронного зонда 1.5 нА, время набора спектра 30 с. Для количественной оптимизации применялся металлический кобальт.

Микрокомпонентный состав и U-Pb изотопно-геохронологические характеристики цирконов были определены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific Ltd, США) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac, США), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см^2 . Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Для U-Pb изотопного датирования измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Для определения микроэлементного состава цирконов сканирование выполняли по массам 31P, 44Ca, 49Ti, 85Rb, 88Sr, 89Y, 91Zr, 93Nb, 138Ba, 139La, 140Ce, 141Pr, 146Nd, 147Sm, 153Eu, 157Gd, 159Tb, 163Dy, 165Ho, 166Er, 169Tm, 172Yb, 175Lu, 178Hf, 181Ta, 232Th, 238U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигнала

проводилось в режиме счета для всех изотопов, кроме 31P, 44Ca, 89Y, 91Zr, 178Hf, 232Th и 238U, для которых использовался трехканальный режим работы.

Zr использовался в качестве внутреннего стандарта с учетом стехиометрических значений циркона для калибровки концентраций микроэлементов в цирконах. Стандарты анализировались на протяжении всей съемки, чтобы обеспечить коррекцию дрейфа. Стандарт силикатного стекла NIST 610 использовался для мониторинга микроэлементного состава для оценки точности анализов.

Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plešovice [Sláma et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Диаграммы с конкордиями построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Расчет содержаний элементов в цирконах проводился с использованием внешней градуировки по стандарту NIST SRM610 и изотопа ^{91}Zr в качестве внутреннего стандарта. Стандартный природный циркон GJ-1 [Jackson et al., 2004; Yuan et al., 2008; Piazzolo et al., 2017] использовался в качестве вспомогательного стандарта. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ .

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическая характеристика магматических пород, из которых был отобран циркон. Кварцевый сиенит (Ю-5) представляет собой мелко- и среднезернистую породу амфибол-альбит-калишпатового состава с порфировидной структурой (рис. 2, а). В качестве второстепенных и аксессуарных минералов отмечаются кварц, титаномagnetит, титанит, апатит и единичные зерна циркона. Кварцнормативный сиенит (К-14) частично альбитизирован. Он представляет собой среднезернистую породу альбит-калишпатового состава (рис. 2, б) с клинопироксеном (~7 об. %), щелочным амфиболом (~5 об. %) и слюдой (~4 об. %). Из аксессуарных минералов встречаются титаномagnetит, титанит, апатит, единичные зерна циркона.

В щелочных и фельдшпатоидных сиенитах, слагающих центральную часть массива, заметно возрастает количество рудной P3Э-Nb-Zr-минерализации. Щелочные сиениты могут иметь как порфировидную (Брз 5–6), так и равномерно-зернистую структуру (Брз 5–12), иногда в них наблюдается такситовая текстура с неравномерным распределением лейкократовых и меланократовых минералов (Брз 5–6в). Несмотря на это, породы имеют схожий минеральный состав (50–60 об. % калиевого полевого шпата и 15–24 об. % альбита) с варьирующим количеством меланократовых минералов

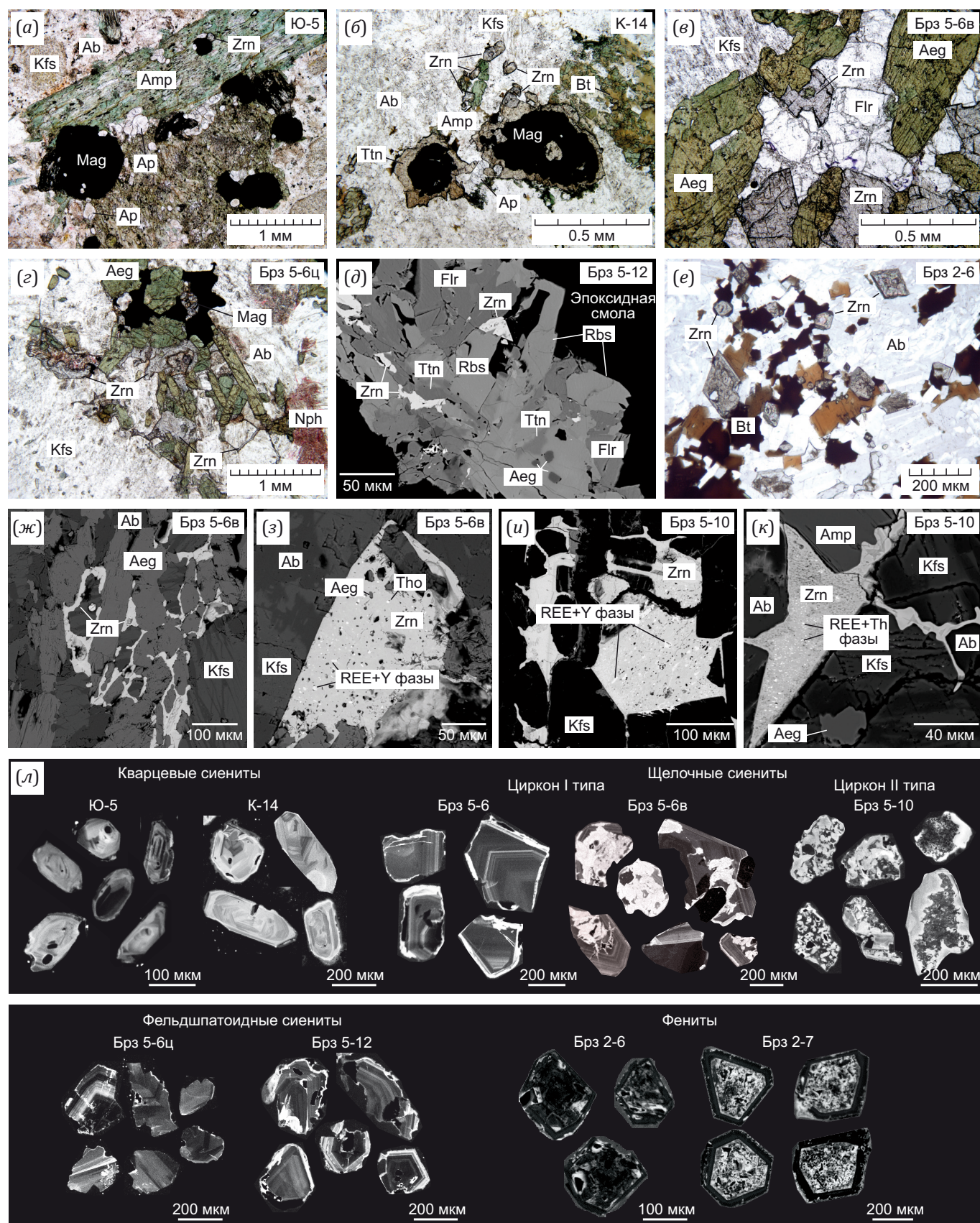


Рис. 2. Микрофотографии шлифов в проходящем свете (а-г, е), изображения в обратнорассеянных электронах (BSE) (д, ж-к), отражающие положение циркона в разных типах пород Бурпалинского массива, и микроструктура циркона в CL изображениях (л).

(а, б) – цирконы в кварцевых (а) и кварцнормативных (б) сиенитах; (в, ж-к) – цирконы I типа (в) и II типа (ж-к) в щелочных сиенитах; (г, д) – цирконы в фельдшпатоидных сиенитах; (е) – цирконы в фенитах. Ab – альбит; Aeg – эгирин; Amp – щелочной

амфибол; Ap – апатит; Bt – биотит; Flr – флюорит; Kfs – калиевый полевой шпат; Mag – Ti-магнетит; Nph – нефелин; Rbs – розенбушит ($\text{Ca}_6\text{Na}_2(\text{Na,Ca})_4\text{Zr}_3\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{F}_4\text{O}_4$); Tho – торианит; Ttn – титанит; Zrn – циркон.

Fig. 2. Transmitted-light images (a–z, e), backscattered electron (BSE) images (d, ж–к) reflecting the position of zircon in different rock types of the Burpala massif and CL images of zircon microstructure (л).

(a, б) – zircons of quartz (a) and quartz-normative (б) syenites; (в, ж–к) – zircons (type I (в) and type II (ж–к)) of alkaline syenites; (z, d) – zircons of foid syenites; (e) – zircon of fenite. Ab – albite; Aeg – aegirine; Amp – alkaline amphibole; Ap – apatite; Bt – biotite; Flr – fluorite; Kfs – K-feldspar; Mag – Ti-magnetite; Nph – nepheline; Rbs – rosenbushite ($\text{Ca}_6\text{Na}_2(\text{Na,Ca})_4\text{Zr}_3\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{F}_4\text{O}_4$); Tho – thorianite; Ttn – titanite; Zrn – zircon.

(8–25 об. %) (рис. 2, в). Основным темноцветным минералом является эгирин, также встречается щелочной амфибол (до 8 об. %, Брз 5–10) и биотит (<1 об. %, Брз 5–10). Циркон в этих породах является акцессорным минералом и встречается в виде единичных зерен, за исключением пробы Брз 5–6в, где его количество достигает 1 об. %. Из акцессорных минералов также встречается титаномагнетит, апатит, флюорит, титанит, лопарит, чевкинит-(Ce) (развивается по лопариту) и флюоцерит, развивающийся по флюориту и циркону.

В фельдшпатоидных сиенитах, помимо циркона, концентраторами Zr выступают щелочные цирконосиликаты: эвдиалит, катаплеит, розенбушит, бурпалит и другие. Фельдшпатоидный сиенит (Брз 5–6ц) представляет собой среднезернистую массивную породу, сложенную преимущественно калиевым полевым шпатом (~50 об. %), альбитом (~20 об. %), эгирином (~15 об. %), нефелином (~10 об. %), частично замещенным содалитом (~10 об. %) и другими вторичными минералами (рис. 2, г). Второстепенными и акцессорными минералами является щелочной амфибол, образующий скопления, эвдиалит, лопарит, лампрофиллит, титаномагнетит, незначительное количество циркона (<1 об. %), единичные зерна титанита, флюорита и апатита. Фельдшпатоидный сиенит (Брз 5–12) является меланократовой среднезернистой массивной породой (рис. 2, д), сложенной преимущественно калиевым полевым шпатом (~40 об. %), эгирином (~23 об. %), содалитом (~23 об. %) и альбитом (~5 об. %). В качестве второстепенных и акцессорных минералов отмечаются щелочной амфибол, титанит (~1.5 об. %), титаномагнетит, флюорит, розенбушит, единичные зерна циркона и апатита, титанит образует обильную вкрапленность – до ~1.5 об. %. Содалит вдоль трещин замещается цеолитами и канкринитом.

Стоит отметить, что коэффициент агпаитности ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$) возрастает от кварцевых (0.76) и кварцнормативных (0.89) сиенитов к щелочным (1.12–1.30) и фельдшпатоидным (1.23–1.30) сиенитам (данные взяты из работы [Doroshkevich et al., in press]).

Петрографическая характеристика метасоматических пород, из которых был отобран циркон. В настоящей работе рассматриваются фениты, существенно обогащенные цирконом (до 7 об. %) (Брз 2–6, Брз 2–7). Они представляют собой неравномерно-зернистые полосчатые породы, состоящие преимущественно из альбита (до 80 об. %) (рис. 2, е). Основным темноцветным минералом является биотит (5–10 об. %), образую-

щий пойкилитовые чешуйки; отмечаются единичные зерна эгирина, флюорита и калиевого полевого шпата. Рудная минерализация разнообразна, и, кроме циркона, в этих породах были диагностированы минералы апатит-беловитового ряда, монацит, торианит, пироксид, обнаружены крупные пойкилитовые кристаллы чевкинита-(Ce), частично замещенные бастнезитом-(Ce) и монацитом.

Морфология и внутреннее строение циркона. В кварцевых и кварцнормативных сиенитах из внешней зоны Бурпалинского массива циркон является одним из ранних минералов и образует мелкие (до 0.1 мм в поперечном сечении) единичные идиоморфные короткопризматичные зерна с секторальной, реже ритмичной зональностью (рис. 2, а, б, к). Также он встречается в виде включений в амфиболе и биотите.

В щелочных сиенитах центральной части массива циркон отмечается в виде индивидуализированных гипидиоморфных и аллотриоморфных зерен либо скоплений, а также заполняет интерстиции между породообразующими минералами (рис. 2, в, ж–к). По внутреннему строению можно выделить два типа циркона: для I типа характерна ритмичная ростовая зональность, он бывает неравномерно замещен более яркой в катодолюминесценции зоной (рис. 2, л); II тип имеет сложное пятнистое часто пористое внутреннее строение и содержит включения флюоцерита-(Ce) (Ce, La, Nd)F₃, реже торианита (рис. 2, з–к). Для обоих типов отмечается более яркая в катодолюминесценции кайма. В одном из ксеноморфных зерен циркона была обнаружена сложная зональность: центральная его часть, сложенная цирконом I типа, частично замещена пористым цирконом II типа (рис. 3). В зерне также наблюдаются вторичные изменения с образованием концентрически зонального агрегата циркона (рис. 3, в).

В фельдшпатоидных сиенитах циркон нередко ассоциирует с щелочными цирконосиликатами, и в изученных образцах он явно более поздний, по сравнению с ними (см. рис. 2, д). Он образует гипидиоморфные или ксеноморфные зерна и нередко развивается по цирконосиликатам. Несмотря на это, изученные зерна циркона характеризуются хорошо проявленной ритмичной зональностью (см. рис. 2, л). Циркон из фенитов образует бипирамидальные идиоморфные кристаллы, в которых практически отсутствуют грани призмы (см. рис. 2, е, л). Для них отмечаются ядра со сложным внутренним строением и многочисленными минеральными включениями, среди которых был

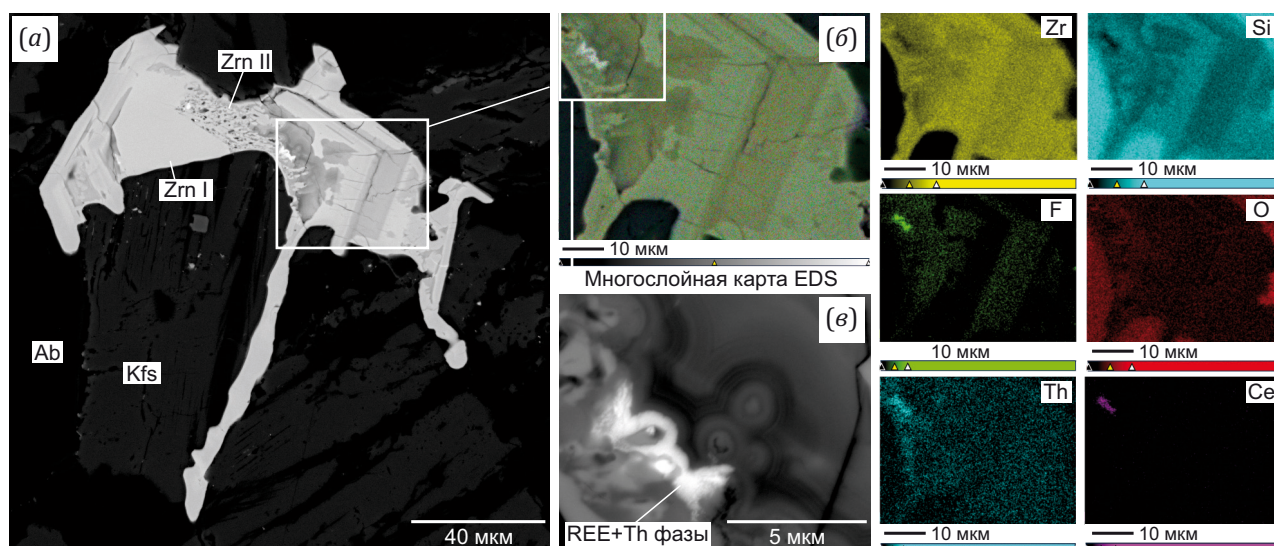


Рис. 3. Ксеноморфное зерно циркона (из пробы Брз 5–10) со сложной зональностью.

(a) – общий вид в BSE; (б) – карты по элементам EDS одного из участков зерна; (в) – концентрически-зональный агрегат вторичного циркона, замещающий ранний. Zrn I – циркон I типа, Zrn II – циркон II типа.

Fig. 3. Irregular zircon grain (Brz 5-10) with intricate zonation.

(a) – BSE image of zircon; (б) – EDS element maps of a grain section; (в) – concentric zoned aggregate of secondary zircon replacing early zircon. Zrn I – I type zircon, Zrn II – II type zircon.

диагностирован альбит, эгирин, калиевый полевой шпат, манганильменит, торит и чевкинит-(Ce), и крайевая часть, однородная или имеющая тонкую ритмичную зональность в катодолюминесценции.

Химический состав цирконов. Для изученных цирконов из магматических пород характерны низкие концентрации примесных элементов (<8000 г/т) (Suppl. 1 на странице статьи онлайн). Исключение составляет Hf, содержание которого может достигать до 10000 г/т (рис. 4, д). Содержание U и Th может варьироваться на порядок в пределах одной пробы, при этом Th/U соотношение, как правило, характеризуется постоянством, существенно различаясь для разных проб в пределах одной группы пород, за исключением цирконов из кварцевых сиенитов, Th/U в которых близко к 1 (рис. 4, г). Для зон перекристаллизации цирконов из щелочных сиенитов наблюдается существенное снижение концентрации U при постоянном содержании Th, что отличает их от цирконов II типа из щелочных сиенитов, для которых наблюдается одновременное снижение концентраций Th и U.

Все изученные цирконы из магматических пород имеют схожие характеристики нормированных редкоземельных спектров (рис. 4, а): крутой положительный наклон с деплетированием легкими редкоземельными элементами ($(Yb/La)_N$ до 35000), значимая Ce (Ce/Ce^* 6–427) положительная и слабая Eu (Eu/Eu^* 0.37–0.93) отрицательная аномалия. Максимальное обогащение РЗЭ наблюдается для цирконов из фельдшпатитовидных сиенитов (до 3200 г/т) и цирконов I типа из щелочных сиенитов (до 3350 г/т). Пониженные концентрации РЗЭ отмечаются для цирконов из кварцевых сиенитов (205–1115 г/т), а минимальные – для

цирконов II типа из щелочных сиенитов (72–510 г/т). Концентрации РЗЭ и других микроэлементов в каймах цирконов из щелочных сиенитов могут оставаться на том же уровне либо быть ниже, чем в цирконах I типа.

Микрокомпонентный состав центральных частей цирконов из фенитов отличается высокими концентрациями Sr (до 120 г/т), Ti (до 150 г/т) и Nb (до 285 г/т) (Suppl. 1), не характерными для цирконов с высокой упорядоченностью структуры, в крайевых частях содержание этих элементов падает (1.6–3.2, 4.5–12, 17–32 г/т соответственно). Th/U для центральных частей слабо меняется (0.4–0.7), при значимой вариации концентраций этих элементов (рис. 4, г). В крайевых частях зерен Th/U соотношение близко к единице.

Для центральных частей зерен характерны плоские РЗЭ спектры без Ce аномалии (Ce/Ce^* 0.95–1.11), что существенно отличает их от цирконов из магматических пород (рис. 4, а–в). В спектрах крайевых зон зерен наблюдается заметное фракционирование РЗЭ ($(Yb/La)_N$ 85–615) и появление положительной Ce аномалии (Ce/Ce^* 4–18). По содержанию других микрокомпонентов каймы цирконов из фенитов не имеют существенных отличий от цирконов из магматических пород (Suppl. 1).

КР-спектроскопия позволяет оценить степень кристалличности – метамиктизации структуры циркона [Nasdala et al., 1995, 2001; Zhang et al., 2000; и др.]. На более чувствительным параметром является ширина середины пика (FWHM) 1008 см^{-1} моды $\nu_3(\text{SiO}_4)$. Также при увеличении степени метамиктности наблюдается сдвиг этой линии в длинноволновую область. Исследование зональных зерен циркона фенитов (Брз 2–7)

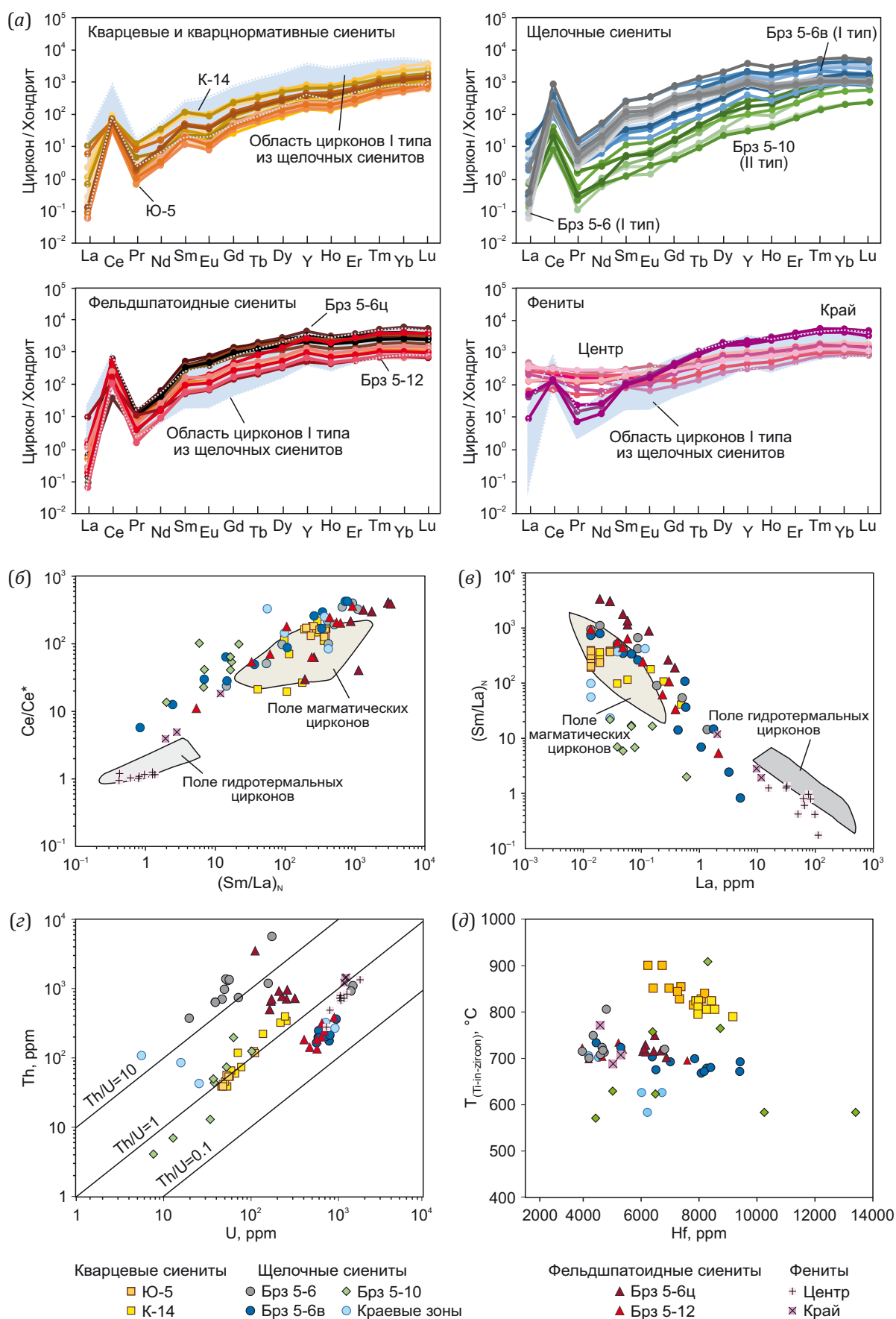


Рис. 4. Диаграммы составов цирконов из различных типов пород Бурпалинского массива.

(а) – хондрит-нормированные спектры РЗЭ цирконов по [Sun, McDonough, 1989]; (б, в) – Ce/Ce^* – $(Sm/La)_N$ и $(Sm/La)_N$ – La дискриминационные диаграммы, показывающие величины Ce аномалии и взаимоотношения легких и средних РЗЭ, где поля

для магматических и гидротермальных цирконов приведены по [Hoskin, 2005]; (з) – диаграмма Th-U вариаций; (д) – содержания Hf в цирконах и температура, рассчитанная по содержанию Ti в цирконе [Watson et al., 2006].

Fig. 4. Trace element diagrams of zircon from different rock types of the Burpala massif.

(а) – chondrite-normalized REE patterns by [Sun, McDonough, 1989]; (б, в) – $Ce/Ce^* - (Sm/La)_N$ and $(Sm/La)_N - La$ discrimination plots showing the value of the cerium anomaly and the relationships of light and medium REE, fields for magmatic and hydrothermal zircons by [Hoskin, 2005]; (з) – Th-U variation diagram; (д) – Hf content vs. temperature value calculated with Ti-in-zircon thermometry [Watson et al., 2006].

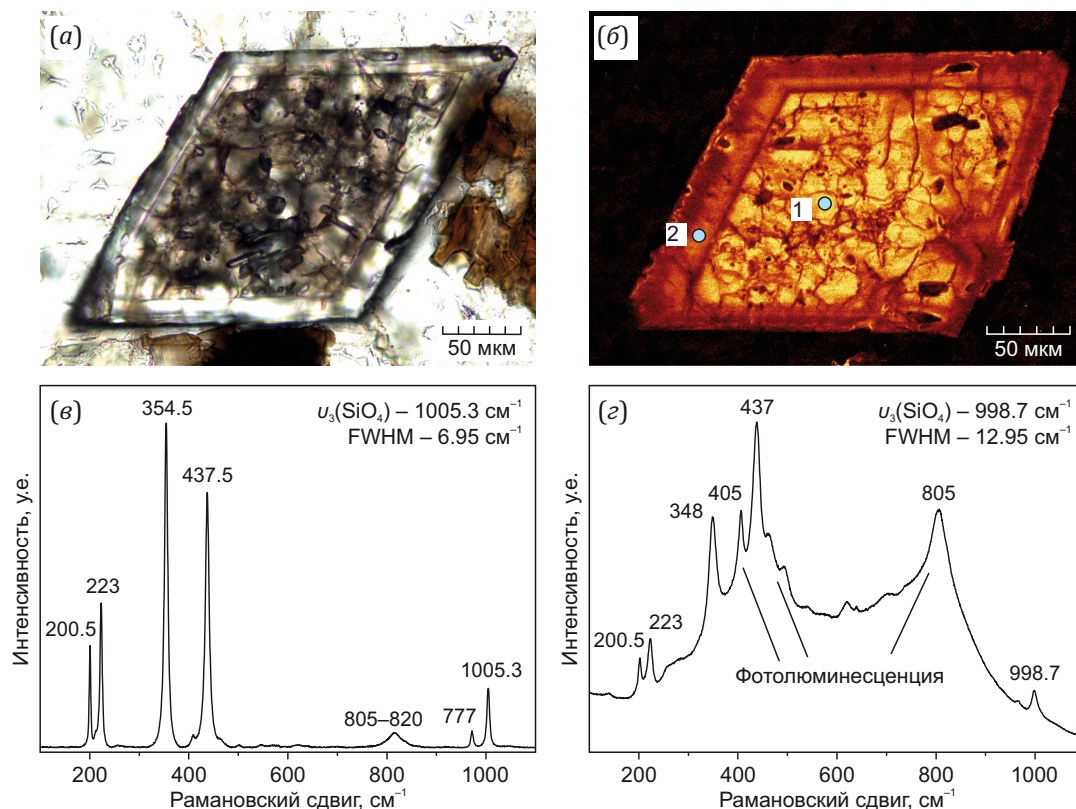


Рис. 5. Бипирамидальное зерно циркона из фенита (Брз 2-7) Бурпалинского массива с гетерогенным ядром и однородной каймой.

(а) – фотография в проходящем свете; (б) – КР-карта, полученная с использованием фильтра на $440 \pm 35 \text{ см}^{-1}$; (в) – единственный спектр, полученный для точки 1; (з) – единственный спектр, полученный для точки 2.

Fig. 5. Bipyramidal zircon crystal from fenite (Brz 2-7) of the Burpala massif holding heterogeneous core and homogeneous rim.

(а) – photograph in transmitted light; (б) – Raman map obtained with filter at $440 \pm 35 \text{ cm}^{-1}$; (в) – single spectrum for point 1; (з) – single spectrum for point 2.

показало, что несмотря на сильную гетерогенность центральных зон в катодолюминесценции и характер распределения РЗЭ, не типичный для цирконов с упорядоченной структурой, их КР-спектры имеют четкие моды внутренних и внешних колебаний SiO_4 тетраэдров (см^{-1}): 200.5, 223, 354.5, 437.5, 777, 1005.3 (рис. 5, в), характерные для кристаллических цирконов [Dawson et al., 1971].

В то же время для КР-спектров кайм зерен с явной ростовой зональностью отмечается сильная люминесценция, появление дополнительных линий, уширение пика моды $\nu_3(\text{SiO}_4)$ и смещение его в длинноволновую область (рис. 5, г). Дополнительные линии в диапазонах 400–520 см^{-1} и 760–900 см^{-1} могут возникать из-за лазерно-индуцированной люминесценции, свя-

занной с вхождением в структуру циркона REE^{3+} [Lenz et al., 2015]. КР-картирование зерна показало, что для центральных частей характерно мозаичное строение с участками, имеющими высокую степень упорядоченности структуры, в то время как краевая зона имеет слабую кристалличность (рис. 5, б).

Были проведены U-Pb изотопно-геохимические исследования цирконов из фенитов (БРЗ 2–7). Поскольку центральная часть исследуемых цирконов характеризуется сильной гетерогенностью структуры, U-Pb датирование было проведено в краевых зонах с ритмичной зональностью.

По результатам датирования точки анализа образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 295 ± 3 млн лет

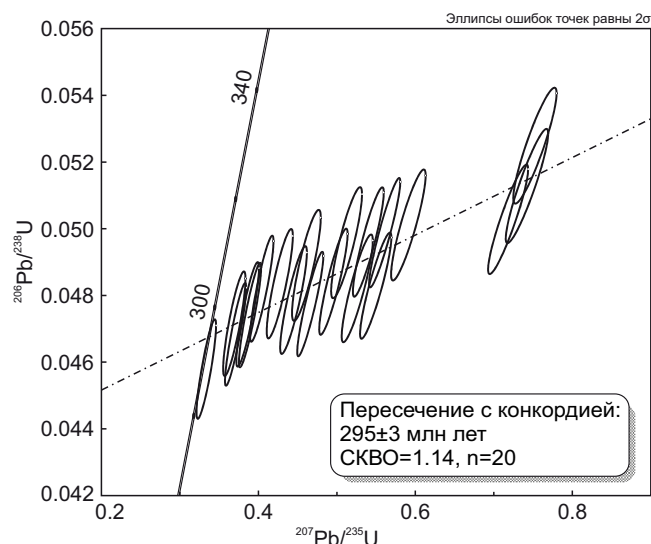


Рис. 6. Диаграмма с U-Pb конкордией для кайм цирконов из фенитов Бурпала.

Fig. 6. U-Pb concordia diagram for zircon rims from Burpala fenites.

(СКВО=1.14, n=20) (рис. 6). Учитывая низкую кристалличность краевых зон цирконов, смещение точек с конкордии можно объяснить наличием нерадиоогенного свинца, который отсутствует в цирконах с высокой степенью организации структуры.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

4.1. Цирконы из магматических пород Бурпалинского массива

Фракционирование РЗЭ в цирконе связано, прежде всего, с тем, что наиболее близкими к Zr^{4+} ионными радиусами обладают тяжелые редкоземельные элементы, что делает их вхождение в структуру циркона значительно проще. Следовательно, чем выше степень упорядоченности структуры циркона, тем сильнее должно быть проявлено фракционирование. В свою очередь, появление Се положительной аномалии связывают с окислением Se^{3+} до Se^{4+} , который встраивается в структуру циркона значительно легче, чем другие легкие редкоземельные элементы [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Распределение РЗЭ в цирконах из магматических пород Бурпалинского массива имеет схожие черты, основные отличия заключаются в общем содержании РЗЭ элементов (см. рис. 4, а). Значимая Се аномалия свидетельствует в пользу окислительных условий при его образовании. В последнее время появилось много работ по расчету фугитивности кислорода с использованием величины Се аномалии, например [Loucks et al., 2020; Trail et al., 2024]. Однако они касаются сред от нормальной щелочности до субщелочных, и проведенный авторами расчет по [Loucks et al., 2020] даже для цирконов из кварцевых сиенитов с коэффициентом агапитности <1 показал высокие значения fO_2 (–9.9...–11.5), для остальных же получились значения, не характерные для земных магм.

Соотношение Th/U, которое иногда используют как один из критериев разделения магматических, метаморфических и гидротермальных цирконов [Belousova et al., 2002], на самом деле зависит от множества факторов [Harley, Kelly, 2007], например от совместной кристаллизации с минералами, являющимися избирательными концентраторами Th или U. В случае с цирконами из щелочных сиенитов с максимальным Th/U отношением (см. рис. 4, г) концентраторам U мог выступать лопарит (UO_2 4.5–5.5 мас. %, неопубликованные данные авторов). Кроме того, U в расплавах способен окисляться до U^{5+} [Loucks et al., 2020], что препятствует его вхождению в структуру циркона.

Содержание Ti в цирконе активно используют в качестве геотермометра. Рассчитанная температура (по [Watson et al., 2006]) оказалась максимальной для цирконов из кварцевых сиенитов – 830 ± 30 °C, в то время как цирконы из щелочных и фельдшпатоидных сиенитов (за исключением цирконов II типа) имеют схожий температурный интервал образования – 680–750 °C (см. рис. 4, д). Температура образования кайм цирконов из щелочных сиенитов ниже и составляет 580–715 °C. Цирконы II типа из щелочных сиенитов показывают широкий разброс температур (570–760 °C). Полученные данные согласуются с петрографическими наблюдениями: идиоморфный облик зерен циркона из кварцевых сиенитов, а также его присутствие в виде включений как в меланократовых (слюда, амфибол), так и в лейкократах (полевые шпаты) минералах свидетельствуют в пользу его кристаллизации на ранней стадии формирования пород, в то время как цирконы из щелочных и фельдшпатоидных сиенитов от гипидиоморфного до «интерстициального» облика кристаллизовались на поздней стадии. Образование циркона на разных стадиях для разных групп пород Бурпалинского массива может быть причиной различий в концентрациях РЗЭ: для цирконов из кварцевых сиенитов, являющихся ранней фазой, наблюдаются пониженные содержания РЗЭ, в то время как для цирконов из щелочных и фельдшпатоидных сиенитов, кристаллизация которых происходила из остаточного расплава, обогащенного некогерентными элементами, наблюдаются повышенные концентрации РЗЭ.

В щелочных сиенитах цирконы I типа с ритмичной ростовой зональностью могут быть отнесены к позднемагматическим. Появление пористых гетерогенных цирконов типа II, вероятно, связано с двойным процессом растворения – переотложения при активном участии флюида. Подобный механизм был предложен в работах [Tomaschek et al., 2003; Geisler et al., 2007], при этом новообразованные зоны отличаются более низкими концентрациями примесных элементов, пористым строением, наличием большого количества включений редкометалльных (торита, торианита) и редкоземельных фаз, первоначально входивших в виде твердых растворов в структуру циркона. С этим хорошо согласуются пониженные концентрации РЗЭ в цирконах

II типа и наличие многочисленных включений РЗЭ и Th-минералов. Таким образом, можно считать, что образование цирконов II типа происходило при вскипании остаточного расплава с отделением высокофтористого водного флюида. О последнем косвенно свидетельствуют присутствующие в цирконе включения флюоцерита-(Ce) (см. рис. 3). В изученных фельдшпатоидных сиенитах первыми кристаллизовались щелочные цирконосиликаты, а при снижении активности щелочей стало возможным появление циркона (см. рис. 2, д). Образование цирконов на разной стадии в различных группах пород Бурпалинского массива, скорее всего, является отражением их щелочности (коэф. агп. <1 в кварцевых сиенитах; >1 в щелочных и фельдшпатоидных сиенитах), поскольку растворимость Zr в расплавах повышается с увеличением их щелочности и возрастает в разы в агпайтовых системах [Linnen, Keppler, 2002].

4.2. Цирконы из фенитов Бурпалинского массива

Спектры РЗЭ цирконов из фенитов существенно отличаются от таковых для цирконов из магматических пород. Большая часть составов лежит вблизи поля гидротермальных цирконов (см. рис. 4, б, в), однако КР-картирование показало, что для центральных частей метасоматических цирконов характерно мозаичное строение и доминирующая часть имеет высокую степень кристалличности, что должно приводить к существенному фракционированию РЗЭ в цирконе. В работе [Zhong et al., 2018] показано, что попадание в зону пучка лазера даже микровключения РЗЭ фазы (0.05 %) может значительно искажать РЗЭ спектры с увеличением содержаний легких редкоземельных элементов на порядки. Учитывая, что центральные части изученных цирконов также обогащены другими микрокомпонентами, не характерными для кристаллических цирконов, можно предположить некоторую контаминацию их составов микровключениями редкометалльных фаз. С другой стороны, цирконы краевых частей имеют слабую кристалличность, что могло способствовать выполаживанию спектров РЗЭ. Температура кристаллизации циркона была рассчитана с помощью термометра по [Watson et al., 2006] только для краевых частей (705–685 °C), так как содержание Ti (56–150 г/т) в центральных частях явно завышено.

Редкометалльное оруденение метасоматического генезиса, пространственно приуроченное к щелочным магматическим комплексам, как правило, не оторвано во времени от их образования и формируется на позднемагматической или ранней постмагматической стадии их становления [Arzamastsev et al., 2011]. Однако известны случаи многоэтапного формирования редкометалльных месторождений с более поздним перераспределением рудной минерализации и образованием промышленных скоплений [Starikova et al., 2024]. Полученный дискордантный U-Pb возраст для цирконов из фенитов (295±3 млн лет) согласуется с возрастом

образования магматических пород Бурпалинского массива (298–291 млн лет) [Izbrodin et al., 2024]. Этот возраст оказался немного древнее полученного ранее для редкометалльных пегматитов, распространенных в пределах зоны фенитизации (283±8 млн лет) [Kotov et al., 2013]. Полученные геохронологические данные подтверждают, что образование пород метасоматического генезиса происходило одновременно с магматическим этапом формирования Бурпалинского массива.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование цирконов в разных группах магматических пород Бурпалинского массива происходило на разных стадиях:

- в кварцевых сиенитах циркон кристаллизовался на ранней стадии (830±30 °C). Он характеризуется пониженными концентрациями РЗЭ (205–1115 г/т);

- в щелочных и фельдшпатоидных сиенитах образование циркона происходило на поздних стадиях (570–715 °C): позднемагматической для цирконов с ритмичной ростовой зональностью и гидротермальной для пористых гетерогенных цирконов с включениями РЗЭ и Th фаз. При этом позднемагматические цирконы характеризуются максимальной обогащенностью РЗЭ (до 3350 г/т), в то время как гидротермальные – минимальной (72–510 г/т).

Разное время появления циркона при формировании пород может являться отражением щелочности расплава, так как растворимость Zr в агпайтовых системах (щелочные и фельдшпатоидные сиениты Бурпалинского массива) в разы выше, чем в миаскитовых (кварцевые сиениты Бурпалинского массива).

Цирконы из зоны фенитизации Бурпалинского массива характеризуются мозаичным внутренним строением ядер и однородным или с тонкой ритмичной зональностью – краевых частей. Они образовались при 705–685 °C на позднемагматической стадии становления массива. Об этом также свидетельствует U-Pb возраст, определенный по каймам цирконов (295±3 млн лет), который совпадает с возрастом образования магматических пород Бурпалинского массива (298–291 млн лет).

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам за советы по улучшению статьи и конструктивные замечания.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Подготовка статьи – А.Е. Старикова; исследования, обработка и интерпретация результатов – А.Е. Старикова, А.В. Малютина, И.А. Избродин, Т.А. Радомская, Д.В. Семенова, А.В. Корсаков; пробоподготовка – А.Е. Старикова, А.В. Малютина, И.А. Избродин, Т.А. Радомская; доработка рукописи – А.Т. Исакова, А.Г. Дорошкевич, И.А. Избродин. Все авторы прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Article preparation – A.E. Starikova; research and interpretation – A.E. Starikova, A.V. Malyutina, I.A. Izbrodin, T.A. Radomskaya, D.V. Semenova, A.V. Korsakov; sample preparation – A.E. Starikova, A.V. Malyutina, I.A. Izbrodin, T.A. Radomskaya; editing – A.T. Isakova, A.G. Doroshkevich, I.A. Izbrodin. All authors have read and have approved the final manuscript.

8. 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.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V., Zarskii G.P., 2011. Contact Interaction of Agpaitic Magmas with Basement Gneisses: An Example of the Khibina and Lovozero Massifs. *Petrology* 19, 109–133. <https://doi.org/10.1134/S0869591111020032>.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., 2006. Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples from Eastern Australian Granitoids. *Journal of Petrology* 47 (2), 329–353. <https://doi.org/10.1093/peetrology/egi077>.
- Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N., 2002. Igneous Zircon: Trace Element Composition as an Indicator of Source Rock Type. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 143, 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>.
- Dawson P., Hargreave M.M., Wilkinson G.R., 1971. The Vibrational Spectrum of Zircon (ZrSiO_4). *Journal of Physics C: Solid State Physics* 4 (2), 240. <https://doi.org/10.1088/0022-3719/4/2/014>.
- Doroshkevich A.G., Savatenkov V.M., Malyutina A.V., Izbrodin I.A., Prokopyev I.R., Starikova A.E., Radomskaya T.A. (in press). Petrogenesis and Sources of Rocks from the Alkaline Rare-Metal Burpala Massif (Northern Baikal Region). *Petrology* (in Russian) [Дорошкевич А.Г., Саватенков В.М., Мalyutina A.B., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Радомская Т.А. Петрогенезис и источники вещества пород щелочного редкометалльного массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Петрология (в печати)].
- Ferry J.M., Watson E.B., 2007. New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-Zircon and Zr-in-Rutile Thermometers. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F., 2007. Re-Equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements* 3 (1), 43–50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>.
- 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, Canada, p. 308–311.
- Harley S.L., Kelly N.M., 2007. The Impact of Zircon-Garnet REE Distribution Data on the Interpretation of Zircon U-Pb Ages in Complex High-Grade Terrains: An Example from the Rauer Islands, East Antarctica. *Chemical Geology* 241 (1–2), 62–87. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.011>.
- Hoskin P.W.O., 2005. Trace-Element Composition of Hydrothermal Zircon and the Alteration of Hadean Zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (3), 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>.
- 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>.
- Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Malyutina A.V., Semenova D.V., Radomskaya T.A., Kruk M.N., Prokopyev I.R., Starikova A.E., Rampilov M.O., 2024. Geochronology of Alkaline Rocks from the Burpala Massif (Northern Pribaikalye): New U-Pb Data. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (1), 0741 (in Russian) [Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Мalyutina A.B., Семенова Д.В., Радомская Т.А., Крук М.Н., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Рампилов М.О. Геохронология пород щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье): новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 1. 0741]. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-1-0741>.
- 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>.
- Kotov A.B., Vladikin N.V., Yarmolyuk V.V., Sal'nikova E.B., Sotnikova I.A., Yakovleva S.Z., 2013. Permian Age of the Burpala Alkaline Pluton, Northern Transbaikalia: Geodynamic Implications. *Doklady Earth Sciences* 453, 1082–1085. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13110160>.
- Lenz C., Nasdala L., Talla D., Hauzenberger C., Seitz R., Kolitsch U., 2015. Laser-Induced REE³⁺ Photoluminescence of Selected Accessory Minerals – An "Advantageous Artefact" in Raman Spectroscopy. *Chemical Geology* 415, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.001>.
- Linnen R.L., Keppler H., 2002. Melt Composition Control of Zr/Hf Fractionation in Magmatic Processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (18), 3293–3301. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00924-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00924-9).
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J., 2020. New Magmatic Oxybarometer Using Trace Elements in Zircon. *Journal of Petrology* 61 (3), egaa034. <https://doi.org/10.1093/peetrology/egaa034>.
- Ludwig K.R., 2003. ISOPLLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Version 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 74 p.
- Nasdala L., Irmer G., Wolf D., 1995. The Degree of Metamictization in Zircon: A Raman Spectroscopic Study. *European Journal of Mineralogy* 7 (3), 471–478. <https://doi.org/10.1127/ejm/7/3/0471>.
- Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B., 2001. Metamictisation of Natural Zircon: Accumulation

versus Thermal Annealing of Radioactivity-Induced Damage. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 141, 125–144. <https://doi.org/10.1007/s004100000235>.

Piazolo S., Belousova E., La Fontaine A., Corcoran C., Cairney J.M., 2017. Trace Element Homogeneity from Micron- to Atomic Scale: Implication for the Suitability of the Zircon GJ-1 as a Trace Element Reference Material. *Chemical Geology* 456, 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.03.001>.

Portnov A.M., 1965. Rare-Metal Mineralization of the Alkaline Burpala Massif in the Northern Baikal Region. PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Moscow, 275 p. (in Russian) [Портнов А.М. Редкометальная минерализация щелочного массива Бурпала в Северном Прибайкалье: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1965. 275 с.].

Portnov A.M., 2018. Is Burpala a Mineralogical Reserve? *Priroda* 5, 73–82 (in Russian) [Портнов А.М. Бурпала – минералогический заповедник? // Природа. 2018. № 5. С. 73–82].

Portnov A.M., Nechaeva E.A., 1967. Nephelinization in the Contact Zones of the Alkaline Burpala Massif. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 5, 71–76 (in Russian) [Портнов А.М., Нечаева Е.А. Нефелинизация в приконтактовых зонах щелочного массива Бурпала // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1967. № 5. С. 71–76].

Pupin J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207–220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>.

Rytsk E.Yu., Velikoslavinskii S.D., Smyslov S.A., Kotov A.B., Glebovitskii V.A., Bogomolov E.S., Tolmacheva E.V., Kovach V.P., 2017. Geochemical Peculiarities and Sources of Late Paleozoic High-K and Ultrapotassic Syenite of the Synnyr and Tas Massifs (Eastern Siberia). *Doklady Earth Sciences* 476, 1043–1047. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17090070>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher 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>.

Smythe D.J., Brenan J.M., 2016. Magmatic Oxygen Fugacity Estimated Using Zircon-Melt Partitioning of Cerium. *Earth and Planetary Science Letters* 453, 260–266. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.013>.

Sotnikova I.A., Alymova N.V., Scherbakov Yu.D., 2022. Mineralogical and Geochemical Features of Apatite-Fluorite Rocks of the Burpala Massif in the Northern Baikal Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (4), 0657 (in Russian) [Сотникова И.А., Алымова Н.В., Щербakov Ю.Д. Минералогические и геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. 0657]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0657>.

Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Sklyarov E.V., Don-skaya T.V., Gladkochub D.P., Shaparenko E.O., Zhukova I.A., Semenova D.V., Yakovenko E.S., Ragozin A.L., 2024. Magmatism and Metasomatism in the Formation of the Katugin

Nb-Ta-REE-Zr-Cryolite Deposit, Eastern Siberia, Russia: Evidence from Zircon Data. *Lithos* 472–473, 107557. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107557>.

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>.

Tomaschek F., Kennedy A.K., Villa I.M., Lagos M., Ballhaus C., 2003. Zircons from Syros, Cyclades, Greece – Recrystallization and Mobilization of Zircon During High Pressure Metamorphism. *Journal of Petrology* 44 (11), 1977–2002. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg067>.

Trail D., Chowdhury W., Tailby N.D., Ackerson M.R., 2024. Ce and Eu Anomalies in Zircon as Indicators of Oxygen Fugacity in Subsolidus Systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 369, 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2024.01.024>.

Vladykin N.V., Sotnikova I.A., 2017. Petrology, Mineralogical and Geochemical Features and Mantle Sources of the Burpala Rare-Metal Alkaline Massif, Northern Baikal Region. *Geoscience Frontiers* 8 (4), 711–719. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.04.006>.

Vladykin N.V., Sotnikova I.A., Kotov A.B., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Yakovleva S.Z., 2014. Structure, Age, and Ore Potential of the Burpala Rare-Metal Alkaline Massif, Northern Baikal Region. *Geology Ore Deposits* 56, 239–256. <https://doi.org/10.1134/S1075701514040060>.

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

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunter D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.R., 2008. Simultaneous Determination of U-Pb Age, Hf Isotopes and Trace Element Compositions of Zircon by Excimer Laser-Ablation Quadrupole and Multiple-Collector ICP-MS. *Chemical Geology* 247 (1–2), 100–118. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.003>.

Zhang M., Salje E.K.H., Farnan I., Graeme-Barber A., Daniel P., Ewing R.C., Clark A.M., Leroux H., 2000. Metamictization of Zircon: Raman Spectroscopic Study. *Journal of Physics: Condensed Matter* 12 (8), 1915. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/12/8/333>.

Zhidkov A.Ya., 1961. New Northern Baikal Alkaline Province and Some Features of Nepheline Content in Rocks. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 140 (1), 181–184 (in Russian) [Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности пород // Доклады АН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 181–184].

Zhong Sh., Feng Ch., Seltmann R., Li D., Qu H., 2018. Can Magmatic Zircon Be Distinguished from Hydrothermal Zircon by Trace Element Composition? The Effect of Mineral Inclusions on Zircon Trace Element Composition. *Lithos* 314–315, 646–657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>.