

ЦИРКОН МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД. ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ, ХИМИЗМА И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Н.А. Громалова*

Обобщена информация о кристалломорфологических особенностях циркона из метаморфических пород, его внутреннем строении, химизме кристаллической матрицы, распределении редкоземельных элементов. Эти данные позволяют выявить дискриминантные признаки циркона в зависимости от природы кристаллизующего вещества и условий его преобразования в ходе метаморфизма. Для достоверной оценки содержания элементов в цирконе необходимо опираться на комплекс аналитических методик, поскольку концентрация примесей значительно варьирует даже в выборках из одной и той же породы. Это позволяет определить диапазон вариаций и оценить динамику распределения элементов в цирконах из метаморфических пород различного генезиса.

Ключевые слова: циркон, кристалломорфология, зональность, катодолюминесценция, распределение редкоземельных элементов, метаморфические породы.

Ссылка для цитирования: Громалова Н.А. Циркон метаморфических пород. Особенности кристалломорфологии, химизма и внутреннего строения // Жизнь Земли. Т. 45, № 2. С. 184–192. DOI: 10.29003/m3447.0514-7468.2023_45_2/184-192.

Поступила 27.01.2023 / Принята к публикации 31.05.2023

ZIRCON OF METAMORPHIC ROCKS. FEATURES OF CRYSTAL MORPHOLOGY, CHEMISM AND ZONAL STRUCTURE

N.A. Gromalova

Lomonosov Moscow State University (Earth Science Museum)

The article summarizes information of the crystal morphological features of zircon from metamorphic rocks, its internal structure, crystal matrix chemism, and rare earth element distribution. These data make it possible to reveal discriminant features of zircon as depend on the origin of the substance crystallized and the conditions of its transformation during metamorphism. For a reliable assessment of the content of elements in zircon, it is necessary to perform a set of analytical methods, since the concentration of impurities varies significantly even in samples from the same rock. This makes it possible to determine the range of variations and to evaluate the dynamics of the distribution of elements in zircons from metamorphic rocks of various genesis.

Keywords: zircon, crystal morphology, zoning, cathodoluminescence, distribution of rare earth elements, metamorphic rocks.

For citation: Gromalova, N.A., «Zircon of metamorphic rocks. Features of its crystal morphology, chemism and zonal structure», *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] 45, no 2, 184–192 (2023) (in Russ., abstr. in Engl.). DOI: 10.29003/m3447.0514-7468.2023_45_2/184-192.

Введение. Цирконы полиметаморфических комплексов отличаются большим разнообразием форм и сложностью строения, поэтому критерии их возрастного расчленения требуют разностороннего комплексного подхода и типизации как внутренней анатомии зёрен, так и геохимических особенностей, зависящих от условий метаморфизма.

* Громалова Наталья Александровна – к.г.-м.н., с.н.с., Музей земледования МГУ, gromalnat@mail.ru.

Минерал циркон чрезвычайно изменчив как с точки зрения внешней морфологии, так и внутренних структур. Эти особенности отражают геологическую историю минерала, особенно соответствующие эпизоды магматической или метаморфической кристаллизации (в т. ч. и рекристаллизации), напряжение, вызванное внешними силами или внутренним объёмным расширением, вызванным метамиктизацией – радиационным разрушением структуры и химическим изменением.

Кристалломорфология. Циркон – минерал подгруппы островных силикатов, $ZrSiO_4$ – кристаллизуется в тетрагональной сингонии, пространственная группа $I4_1/amd$. Как известно, циркон всегда содержит примеси редкоземельных (РЗЭ) и радиоактивных (U, Th) элементов [3]. В метаморфических породах история циркона наиболее сложна для расшифровки. Габитус циркона ранее успешно использовался для разделения орто- и парагнейсов, или кристаллических сланцев. При метаморфизме магматических пород цирконы обычно сохраняют призматический облик и характерное для них зональное строение, однако происходит некоторое сглаживание рёбер и головок кристаллов [1].

Изучение кристалломорфологии метаморфогенных цирконов амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций показывает, что они обладают многими сходными чертами, в частности, изометричной формой кристаллов.

При прогрессивном региональном метаморфизме с участием водной фазы обрастание зёрен циркона новой генерацией начинается уже на зеленосланцевой стадии. Здесь обрастания обычно неполные, что придаёт кристаллам неправильную бугристую форму.

На амфиболитовой стадии метаморфизма идёт перекристаллизация циркона с обрастанием округлых ядер новой генерацией минерала, возникающие при этом цирконы имеют овальную округлую форму. Наличие в метаморфитах цирконовых агрегатов сложной формы – «cauliflower zircon» (типа «цветной капусты»), скорее всего, свидетельствует об относительно низкотемпературных условиях изменения пород, не превышающих низких ступеней амфиболитовой фации.

Цирконы гранулитов полигенны. Для циркона, образованного в условиях гранулитовой фации метаморфизма, характерны изометричные или округлые (шаровидные) до эллипсоидных кристаллы [5, 16, 18] без включений, с множеством иррациональных мелких граней. Их часто описывают как «многоплоскостные сферические», изометричные, многогранного облика или в «форме футбольного мяча» («soccer-ball») (рис. 1) [4, 17]. Наиболее правильная округлая, шарообразная форма у циркона из гранулитов высоких давлений. По-видимому, кристаллизация в высоких *P-T*-условиях способствует приобретению кристаллом изометричной формы. Считается, что изометричный или «типа футбольного мяча» циркон растёт при проградном высокотемпературном анатексисе за счёт растворения мельчайших кристалликов циркона (присутствующих в метапелитах) и последующей кристаллизации на оставшихся ядрах [17]. Изометричная форма кристаллов циркона также может быть связана с низкой активностью H_2O при гранулитовом метаморфизме, поскольку развитие граней призмы {110} в цирконе связано с адсорбцией H_2O . Это стабилизирует грань призмы и снижает темпы её роста. В H_2O -недосыщенных анатектических расплавах, в «сухих» условиях гранулитовой фации рост призмы {110} не тормозится, и образующиеся кристаллы циркона изометричны [4]. В породах гранулитовой фации умеренных и низких давлений кристаллизуются идиоморфные удлинённые зёрна циркона. Описаны как округлые, так и хорошо ограниченные цирконы гранулитовой фации, сформированные в условиях субсолидуса [8].

Цирконы эклогитовой фации характеризуются округлой, субокруглой изометричной, слегка неправильной формой.

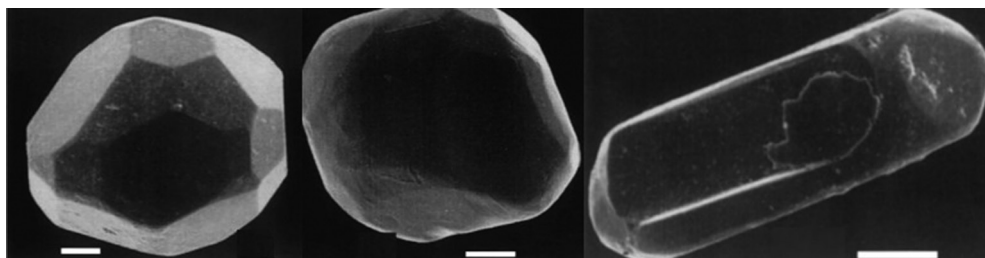


Рис. 1. Морфология кристаллов циркона гранулитовой фации (Возезы, Восточная Франция; отношение Th/U составляет 0,03–0,15). Шкала составляет 30 мкм [16].

Fig. 1. Morphology of granulite-facies zircon crystals (Vosges, Eastern France (Th/U ratio is 0.03–0.15). Scale bar is 30 μm [16].

Внутреннее строение. Химический состав минералов является отражением состава среды и физико-химических параметров кристаллизации. Зональность магматических и метаморфических цирконов широко используется для реконструкции эволюции термобарометрических параметров метаморфизма, физико-химических условий формирования магматических пород. При этом исходят из того, что формирование зональности определяется изменениями условий кристаллизации минерала. Последнее включает эволюцию как P – T параметров, так и химизма минералообразующей среды.

Метаморфическая перекристаллизация приводит к постепенному угасанию зональности первоначального роста и обусловлена большими потерями свинца. Циркон в метаморфических породах имеет широкое разнообразие и сложность текстур, которые отражают изменения в физико-химических условиях, длительность каждого метаморфического события и вызваны изменениями в первичных структурах и/или ростом нового циркона. Меньше всего подвергшиеся воздействию зёрна циркона могут частично сохранять рудименты исходной ростовой зональности и только локально изменяться, поэтому такая структура напоминает структуру позднемагматической перекристаллизации [9]. Циркон в основном сохраняет магматическую колебательную зональность, хотя в процессе метаморфизма она становится постепенно свёрнутой, расплывчатой и утолщённой. Преобладающая структура, однако, представляет собой трансгрессивные цирконовые пятна (во всех ранее сформировавшихся текстурах). Участки перекристаллизации встречаются преимущественно на обрамлении кристаллов или в пределах внутренней части кристалла. Большое значение имеет сохранение реликтов первичной структуры внутри зон рекристаллизации. Эти реликты называют «текстурой-призраком» (ghost), и они представляют собой перекристаллизацию в твёрдом теле [4].

В амфиболитовой фации метаморфизма часто не наблюдается значительного роста циркона. В большинстве случаев образуются только тонкие обрастания на зёрнах предыдущей генерации [1, 5–6]. Это связано с тем, что высвобождающийся при метаморфизме цирконий может входить в состав амфибола, титанита и биотита, образующихся на стадии амфиболитового метаморфизма [6 и др.]. Обычно новый циркон образуется в зонах мигматизации [2 и др.]. Тем не менее, достаточно часто в породах основного и ультраосновного состава отмечается высокое содержание метаморфогенного циркона вне (или в отсутствие) зон мигматизации. Описана взаимосвязь между появлением новых типов циркона и степенью расщепления пород [4].

Циркон, образованный в условиях гранулитовой фации метаморфизма, характеризуется хаотическим типом зональности. Концентрическая зональность если и присутствует,

то нерегулярна и слабо напоминает параллельную или регулярную геометрию зональных магматических цирконов. Очень распространена секториальная и зигзагообразная зональность типа «ёлочки» – специфическая секториальная зональность с зигзагообразными границами между секторами роста (рис. 2) [7]. Цирконы многогранного облика или в «форме футбольного мяча» («soccer-ball»), «многоплоскостные сферические» и изометричные характеризуются отсутствием или слабо выраженной зональностью с широкими зонами. Они могут проявлять также и секториальную зональность [9, 16–18].

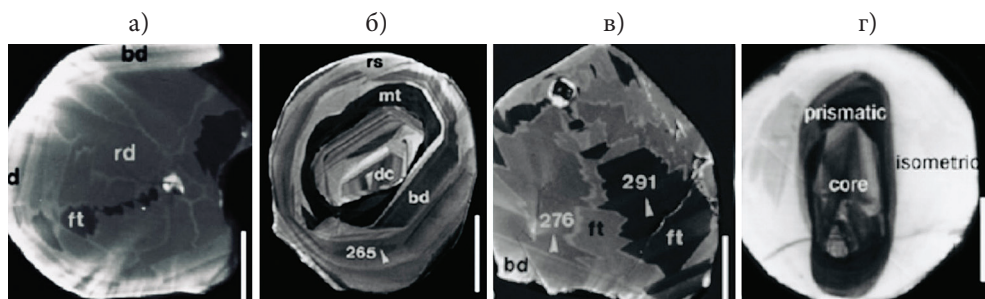


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение кристаллов циркона, типичных для метаморфических пород гранулитовой фации: (а) секториальная зональность, (б) планарная зональность, (в) зональность ёлочкой, (г) отсутствие или слабая зональность. Шкала составляет 100 мкм [4, 19].

Fig. 2. CL image of zircon crystals typical for metamorphic rocks of granulite facies: (a) sectorial zoning, (b) planar zoning, (v) herringbone zoning, (r) none or weak zoning. Scale bar is 100 μm [4, 19].

Секториальную зональность многоплоскостного циркона некоторые авторы [16] объясняют высотемпературным субсолидным ростом, образование изометричного циркона типа «футбольного мяча» по данным [17] связывают с проградным высокотемпературным анатексисом, а образование секториальной зональности «ёлочкой» – с колебаниями скоростей роста граней. При высоких температурах растущие грани переходят от состояния атомно-гладких к атомно-шероховатым, соответственно, вызывая переход от послойного к более быстрому адсорбционному механизму роста и обратно. Это приводит к образованию зигзагообразных границ между секторами. Если грани растущего кристалла остаются постоянно гладкими, что является обычным для многогранных кристаллов, атомно-шероховатые кристаллические грани, вследствие гораздо более высоких скоростей роста, исчезают из морфологии. Переход гладких граней к атомно-шероховатому состоянию приводит к увеличению скорости их роста, таким образом, число граней на растущем кристалле увеличивается и кристалл становится изометричным [4].

В условиях эклогитовой фации циркону свойственна относительно однородная внутренняя зональность. Типичной является волнообразная зональность. Отличительной чертой является секториальность и лоскутная зональность, связанная с быстромениющимися условиями роста [4]. Внутренняя часть может быть гомогенной, местами со следами более раннего повторного растворения и рекристаллизации, может иметь зональность регулярного характера, определяя либо очень мелкие, либо очень грубые полосы. Иногда зёрна могут быть незональными либо демонстрировать секториальную зональность, в т. ч. похожую на зональность «ёлочкой», описанную для гранулитового циркона. В процессе нарастания метаморфизма зональность циркона становится по-

степенно свёрнутой, расплывчатой и утолщённой. Большое значение имеет сохранение реликтов первичной зональности внутри зон рекристаллизации. Цирконы в эклогитах имеют ксеногенные ядра, возможно, детритового или метаморфического происхождения (рис. 3).

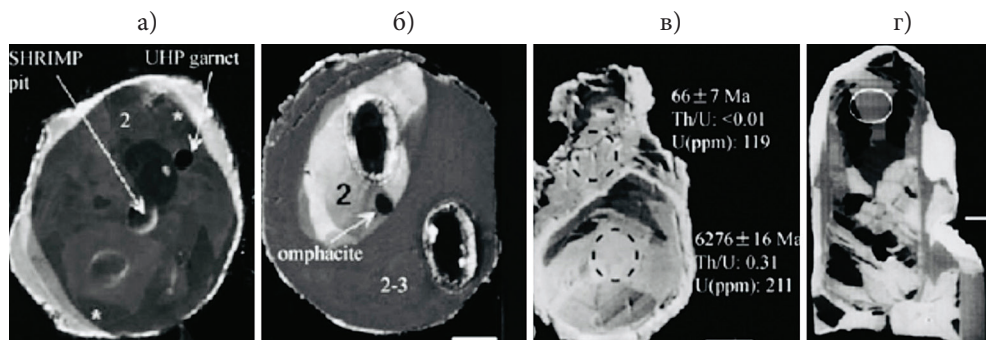


Рис. 3. Катодолуминесцентное изображение типичного кристалла циркона эклогитовой фации метаморфизма: (а) незональный, (б) слабозональный, (в) пятнистая зональность, (г) секториальная зональность. Шкала составляет 100 мкм [19].

Fig. 3. CL images of a typical zircon crystal from eclogite facies: (a) non-zonal, (b) weakly zonal, (v) patchy zoning, (r) sectorial zoning. Scale bar is 100 μ m [19].

Химический состав и распределение редких земель. Циркон, образованный в условиях гранулитовой фации метаморфизма, отличается низким содержанием элементов-примесей: U, Th (< 100 ppm) и Hf ($< 1\%$). Наряду с этим известно, что соотношения U, Hf и Y мало отличаются от аналогичных параметров в магматическом цирконе [4, 14]. Отношение Th/U в гранулитовом цирконе может быть изменчивым. Так, по данным [9, 13–14, 16 и др.] приводится низкое Th/U отношение ($< 0,1$). С другой стороны, зафиксированы средние и высокие Th/U отношения (от 0,15 до 3,2) [6, 11–12, 18 и др.]. Несмотря на такую неопределённость, принято считать, что совместно с другими геохимическими критериями этот параметр может быть использован для определения генезиса. Отношение Th/U в цирконе возрастает по мере увеличения степени метаморфизма: от низких значений в цирконе верхних ступеней амфиболитовой фации до средних и высоких в цирконе из пород переходной зоны и из гранулитовой фации [4, 18].

Спектр распределения РЗЭ очень часто растёт одновременно с увеличением количества гранатов, что приводит к понижению содержания в цирконе тяжёлых РЗЭ (HREE) и плоскому спектру их распределения [4, 13, 15–16 и др.]. Конкурентный рост содержания монацита может привести к уменьшению содержания лёгких редкоземельных элементов (LREE).

Величины Ce- и Eu-аномалий в гранулитовом цирконе варьируют. Циркон имеет положительную Ce- и отрицательную Eu-аномалию [10]. Сокращение величины Eu-аномалии рассматривается либо как унаследованное от дометаморфической породы, либо как результат кристаллизации в отсутствие плагиоклаза [14].

Для циркона, образованного в условиях эклогитовой фации метаморфизма, характерны наиболее низкие содержания тория, а также низкое отношение Th/U ($< 0,05$).

Эклогитовый циркон, по сравнению с магматическим, обеднён всеми РЗЭ, особенно тяжёлыми. Отсутствие европиевой аномалии, которая всегда присутствует в

магматическом и гранулитовом цирконе, является важным признаком эклогитового циркона. Зависимость величины европиевой аномалии и отношения нормированных Pr и Nd отражают на дискриминационной диаграмме положение эклогитового циркона.

Особенности спектров распределения РЗЭ в цирконе из различных фаций метаморфизма (эклогитовой, амфиболитовой и гранулитовой) приведено на **рис. 4**.

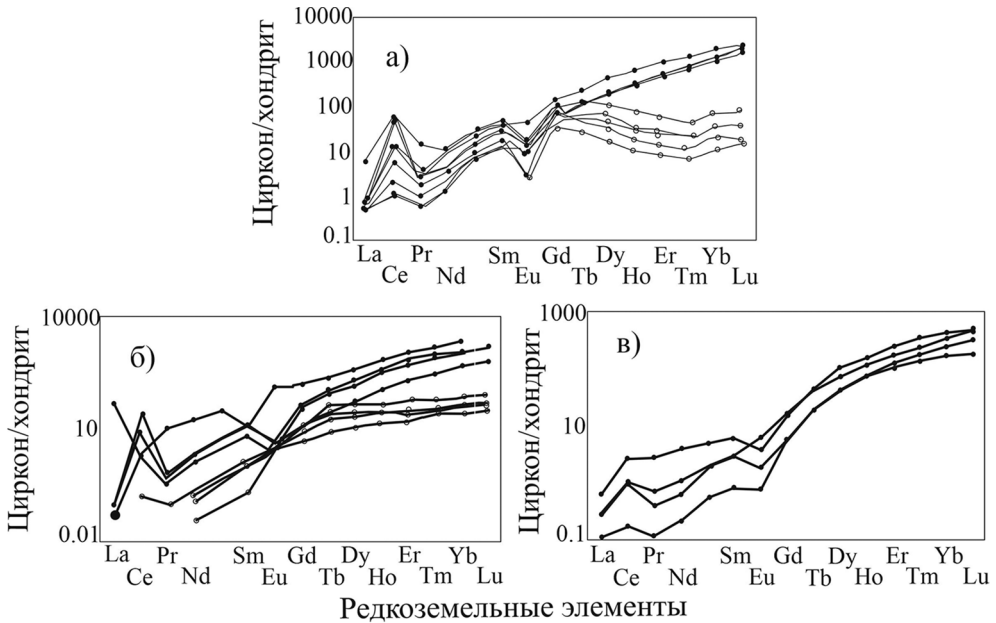
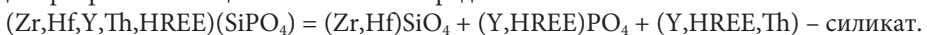


Рис. 4. Нормализованное на хондрит распределение содержания редкоземельных элементов в цирконе из пород различных фаций метаморфизма: а) гранулитовой, б) эклогитовой, в) амфиболитовой [4].

Fig. 4. Chondrite-normalized averaged REE distribution in zircons from rocks of various metamorphic facies: а) granulite, б) eclogite, and в) amphibolite [4].

Во время перекристаллизации микроэлементы уходят из кристаллической решётки циркона. В результате образуются рекристаллизованные домены с низкими содержаниями микроэлементов. Лёгкие РЗЭ предпочтительнее покидают кристаллическую решётку циркона в течение перекристаллизации, потому что они являются относительно несовместимыми. В результате перекристаллизации домен имеет более высокие содержания тяжёлых лантаноидов, чем протолит.

В процессе твёрдотельной рекристаллизации без участия флюида микроэлементы в цирконе протолита уходят в область между обогащённой фронтом рекристаллизации и обеднённой перекристаллизованной областью. При рекристаллизации с участием флюида, когда он действует только как катализатор и растворитель, не участвуя в реакции, процесс рекристаллизации может быть определён как:



Тем не менее, некоторые компоненты в инфильтрованном флюиде могут входить в рекристаллизованные области. Если инфильтрация флюидом была обогащена свинцом,

то рекристаллизованные домены циркона должны иметь общее повышенное содержание этого элемента, который поступил в циркон из жидкости, заменив радиогенным Pb при рекристаллизации. В случае Са-обогащения инфильтрационным флюидом, рекристаллизованные области циркона имели бы более высокое содержание Са, чем области протолита, таким образом, есть положительная корреляция между содержанием кальция и степенью рекристаллизации (U-Pb возраст) [4].

Обсуждение результатов и заключение. Обобщая вышесказанное, можно выделить некоторые диагностические свойства циркона различных фаций метаморфизма.

Циркон амфиболитовой фации имеет субгедральные формы и призматическую огранку. Как правило, зональность в режиме катодолюминесценции в нём отсутствует или проявлена в виде широких зон роста. Этот циркон имеет, кроме того, типичный спектр трейс-элементов, низкое Th/U отношение, относительно обогащён тяжёлыми РЗЭ, характеризуется положительной Се- и отрицательной Eu-аномалиями.

В условиях гранулитовой фации циркон обычно изометричный, имеет секториальную, планарную, облачную зональность, в некоторых случаях может быть незонален, характеризуется низким Th/U отношением. Распределение трейс-элементов между цирконом и ростом содержания граната зависит от условий метаморфизма (проградный, ретроградный).

Циркон из анатектических мигматитов – типично субгедральный или эвгедральный, незональный, иногда с планарной или осцилляторной зональностью. Содержание трейс-элементов сходно или ниже, чем в доменах, в частности, может быть с очень низким Th/U отношением ($< 0,1$).

Рекристаллизованный циркон, как правило, незональный или частично зональный, для него характерно низкое Th/U отношение. Магматическая осцилляторная зональность может присутствовать в доменах. В режиме катодолюминесценции наблюдается типичное разделение ядро–кайма. Ядро обладает магматической зональностью, в то время как кайма гомогенна, с некоторыми реликтами ранних особенностей. Кайма характеризуется более низкими содержаниями РЗЭ и Th/U отношением, чем ядро. Это объясняется тем, что каймы сформированы под действием рекристаллизации, в то время как ядра имеют магматический протолит.

Благодарности и источники финансирования. Результаты исследований получены в ходе реализации научных программ по госзаданию АААА-А16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы».

ЛИТЕРАТУРА

1. Библикова Е.В. U-Pb геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.
2. Глебовицкий В.А., Саморукова Л.М., Седова И.С., Федосеев А.М. Геохимия цирконов анатектической и диатектической стадий формирования мигматитов Северо-Западного Приладожья // ДАН. 2008. Т. 420. № 6. С. 813–817.
3. Громалова Н.А. Циркон магматических пород как индикатор условий кристаллизации и источника материнских расплавов // Жизнь Земли. 2022. Т. 44. № 2. С. 150–166.
4. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах // Апатиты: Изд-во Кольского науч. центра РАН, 2010. 114 с.
5. Тугаринов А.И., Библикова Е.В. Геохронология Балтийского щита. М.: Наука, 1980. 132 с.
6. Bingen B., Davis W.J., Austrheim H. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway // Geol Soc Am Bull. 2001. V. 113. P. 640–649.

7. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Hanchar J.M., Hoskin P.W.O (eds). *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2003. V. 53. P. 469–500.
8. Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. *Zircon* // Mineralogical Society of America, Washington. 2003. 500 p.
9. Hoskin P.W.O. and Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamor. Geol.* 2000. № 18. P. 423–439.
10. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry Mineral. Soc. Am. Geochem. Soc. Washington*. 2003. V. 53. P. 27–62.
11. Kelly N.M. and Harley S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 57–84.
12. Pidgeon R.T. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 463–472.
13. Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 458–468.
14. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
15. Rubatto D., Hermann J. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. № 12. P. 2173–2187.
16. Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 186–201.
17. Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. № 122. P. 337–358.
18. Vavra G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-togranulite facies zircons: geochronology of the Ivrea zone (Southern Alps) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 337–404.
19. Yuanbao W., Yongfei Z. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age // *Chinese Sci. Bull.* 2004. 49. P. 1554–1569.

REFERENCES

1. Bibikova, E.V., *U-Pb geochronology of the early stages of the development of ancient shields* (Moscow: Nauka, 1989) (in Russian).
2. Glebovitsky, V.A., Samorukova, L.M., Sedova, I.S., Fedoseyenko, A.M., “Geochemistry of zircons from the anatectic and diatectic stages of formation of migmatites in the Northwestern Ladoga region”, *Doklady RAN* **420** (6), 813–817 (2008) (in Russian).
3. Gromalova, N.A., “Zircon of igneous rocks as an indicator of the conditions of crystallization and the source of parental melts”, *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] **44** (2), 150–166 (2022) (in Russian).
4. Kaulina, T.V., *Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes* (Apatity: Publishing House of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2010) (in Russian).
5. Tugarinov, A.I., Bibikova, E.V., *Geochronology of the Baltic Shield* (Moscow: Nauka, 1980) (in Russian).
6. Bingen, B., Davis, W.J., Austrheim, H., “Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway”, *Geol. Soc. Am. Bull.* **113**, 640–649 (2001).
7. Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., “Atlas of zircon textures”, *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 469–500 (2003).
8. Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., “*Zircon*”, *Mineral. Soc. of America* (Washington, 2003).

9. Hoskin, P.W.O., Black, L.P., “Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon”, *J. Metamor. Geol.* **18**, 423–439 (2000).
10. Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., “The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis”, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry Mineral. Soc. Am. Geochem. Soc.* **53**, 27–62 (2003).
11. Kelly, N.M. and Harley, S.L., “An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica”, *Contrib. Mineral. Petrol.* **149**, 57–84 (2005).
12. Pidgeon, R.T., “Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications”, *Contrib. Mineral. Petrol.* **110**, 463–472 (1992).
13. Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S., “Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia”, *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 458–468 (2001).
14. Rubatto, D., “Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism”, *Chemical Geology* **184**, 123–138 (2002).
15. Rubatto, D., Hermann, J., “Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones”, *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67** (12), 2173–2187 (2003).
16. Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., “Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence”, *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**, 186–201 (1999).
17. Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W., “Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study”, *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 337–358 (1996).
18. Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., “Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-togranulite facies zircons: geochronology of the Ivrea zone (Southern Alps)”, *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**, 337–404 (1999).
19. Yuanbao, W., Yongfei, Z., “Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age”, *Chinese Sci. Bull.* **49**, 1554–1569 (2004).