

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ U И Th В ЦИРКОНАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРА УРАЛА

© 2018 г. Ю. И. Пыстина, А. М. Пыстин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. E-mail: pustin@geo.komisc.ru

В последние годы появилось много публикаций, посвященных геохимическим и геохронологическим исследованиям цирконов из пород различного генезиса [4, 14, 15, 18, 19, 22]. Анализ опубликованных данных показывает, что цирконы магматического и метаморфического происхождения наиболее надежно отличаются по Th/U отношению, которое для магматических цирконов, как правило, >0.5 [18], а для метаморфических существенно ниже — $0.1–0.3$ [14], а по данным Rubatto, <0.07 [22], хотя по другим данным оно может составлять даже >0.5 , например, 0.73 в цирконах из эклогитов максютовского комплекса [3]. Но, несмотря на отдельные отскоки в значениях Th/U, средние показатели для метаморфических цирконов, так же как и для магматических, довольно выдержаны.

Изучая многие годы полиметаморфические комплексы Урала, в том числе его северной части, мы собрали материал, на основе которого попытались сделать обобщения, касающиеся как морфологии цирконов, так и их геохимических особенностей, позволяющих использовать минерал при реконструкции конкретных метаморфических событий и интерпретации геохронологических данных [1, 9, 12 и др.]. В последние годы нами были также получены новые результаты по морфологии и геохимии цирконов из гранитоидов северной части Приполярного Урала [13]. В совокупности это дало возможность для сравнения разных морфологических типов магматических и метаморфических цирконов.

Докембрийские образования, особенно дорифейские, претерпевшие метаморфизм, как правило, испытывали его неоднократно, т.е. являются полиметаморфическими. Соответственно, цирконы вновь образованные либо преобразованные из ранее существовавших, в процессе этих событий должны были приобрести некие новые свойства, выраженные в изменении морфологии кристаллов, внутреннего строения, геохимического состава. Что мы и наблюдаем в цирконах из различных полиметаморфических комплексов Урала, в том числе расположенных в его северной части: няртинском, на Приполярном Урале и харбейском на Полярном Урале, где выделяется до пяти морфологических типов этого минерала (рис.) [12].

Первый морфологический тип — детритовые цирконы различной окраски от бесцветных до темно-розовых, округлые, обычно хорошо окатанные, с шероховатой поверхностью. Вторым морфологическим типом — в основном округлые цирконы с четко выраженной кристаллографической формой, обусловленной развитием граней (311), (111), (110), (100), темно-розовой, либо светло-желтой окраски. В зарубежной литературе они получили название «soccer-ball» — «футбольный мяч» [23] (рис., зерно 1). Третий морфологический тип — цирконы неправильной формы, образованные как бы сростками двух и более кристаллов, произвольно проросшими друг в друга, светло-окрашенные или бесцветные. Такой тип циркона обычно присутствует в метаморфических породах основного состава и выделяется как «cauliflower zircon» — циркон типа «цветной капусты» (рис., зерно 2, 3) [17]. Четвертым морфологическим типом — цирконы призматического габитуса, главные формы: (100), (110), (113), (112), присутствуют (311), прозрачные, светлоокрашенные (рис., зерно 4, 5). И, наконец, пятый морфологический тип — цирконы призматического габитуса, обусловленного развитием граней (100) и (111), непрозрачные или полупрозрачные, желтой или коричневатобурой окраски (рис., зерно 6). Детритовые цирконы определяют принадлежность метаморфитов к тем или иным исходным образованиям. Цирконы типа «футбольного мяча» или, как принято на Урале, вслед за А.А. Краснобаевым [2], называть их «гранулитовыми» (тип 2), а также «мигматитовые» (тип 4) фиксируют несколько возрастных уровней проявления высокотемпературных преобразований пород. Циркон неправильной формы типа «цветной капусты» (тип 3) типичен для пород метаморфизованных в условиях, не превышающих низких — средних ступеней амфиболитовой фации. В более высокотемпературных условиях он встречается в породах основного ряда.

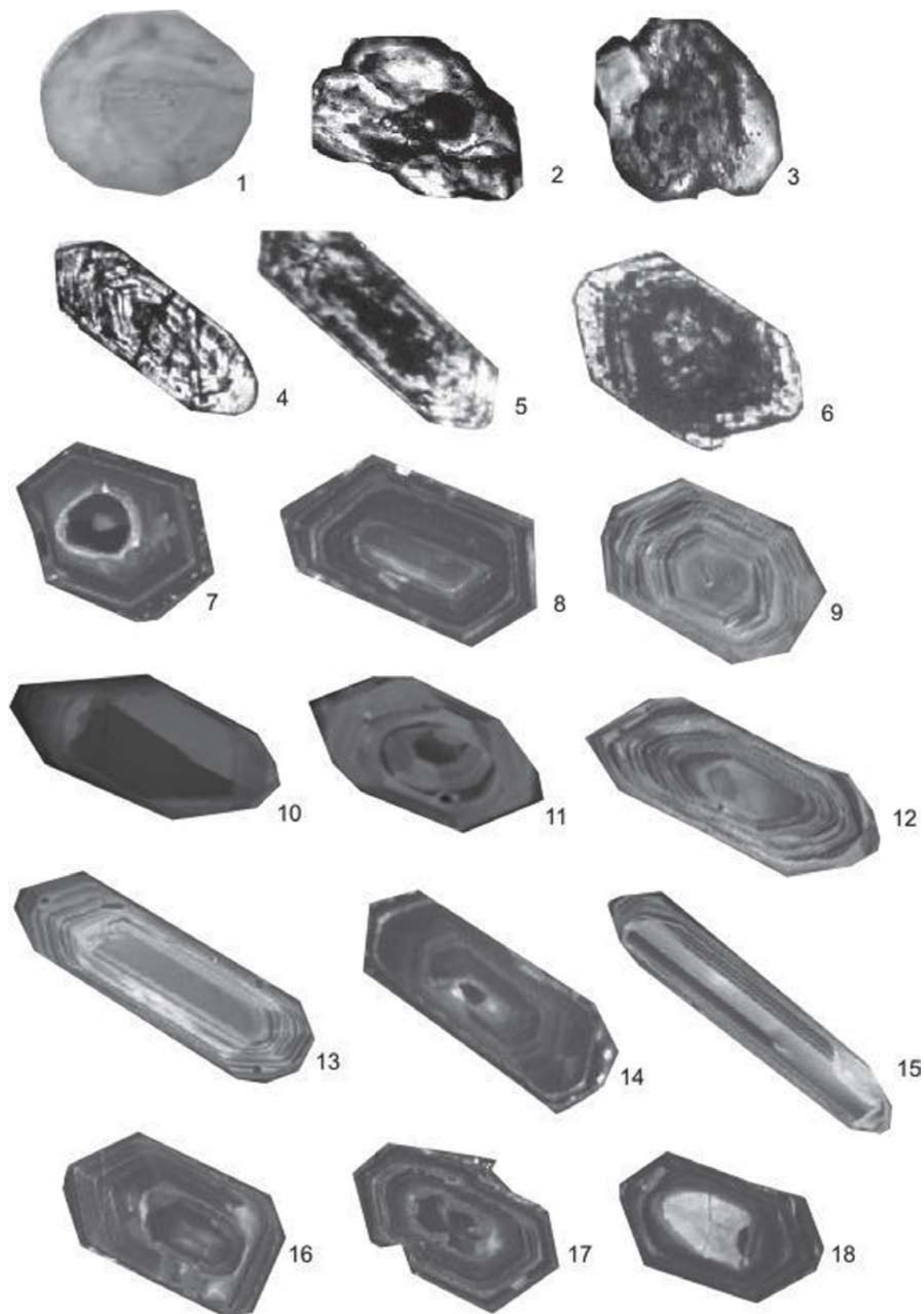


Рис. Морфология цирконов из метаморфических пород и гранитоидов севера Урала

1–6 — цирконы из гнейсов полиметаморфических комплексов: 1 — цирконы гранулитового типа (2 тип «футбольный мяч»), 2–3 — цирконы неправильной формы (3 тип «цветной капусты»), 4–5 — цирконы мигматитового типа (4 тип), 6 — цирконы непрозрачные (5 тип); 7–18 — цирконы из гранитных массивов: 7 — цирконовый тип, 8–9 — гиацинтовый тип, 10–12 — копьевидный тип, 13–15 — торпедовидный, 16–18 — циртолитовый тип.

Причина возникновения столь замысловатых форм циркона, возможно, заключается в отсутствии или дефиците силикатного расплава. Именно поэтому, при достижении P-T условий метаморфизма, достаточных для развития процессов мигматизации, подобный циркон может продолжать кристаллизоваться только в метаморфитах мафитового состава, для которых, как известно, выше температурный порог мигматизации. Непрозрачные цирконы (5 тип), связаны с проявлением средне-температурного диафореза. Внутреннее строение всех морфотипов характеризуется наличием ядер неправильной или округлой формы, в «мигматитовом» типе обычно отмечается осцилляторная зональность, «гранулитовый» тип наиболее гомогенный. Следует отметить, что среди выделенных морфотипов цирконов в полиметаморфических комплексах преобладают «гранулитовый» и «мигматитовый» типы. Если по морфологическим признакам и внутреннему строению цирконы полиметаморфических комплексов уверенно разделяются на морфотипы, которые можно связывать с теми или иными метаморфическими событиями или процессами, то по геохимическому составу рассеянных элементов четкого разделения не получается. С одной стороны это связано с крайне низким содержанием самих элементов, наиболее часто циркон обогащен лишь Hf, Y, U, P. С другой стороны, характер распространения этих элементов в кристалле, их количественные вариации не дают оснований для разделения одних морфотипов циркона от других. Хотя в отдельных случаях это удается. Например, в «мигматитовых» цирконах (4 тип) из гнейсов харьбейского комплекса распределение Hf уменьшается от центра кристалла к краю, в то время как в других морфотипах цирконов из этих же пород увеличивается от центра к краю. В то же время в гнейсах няртинского комплекса во всех выделенных морфотипах, включая «мигматитовый» тип, содержание Hf, увеличивается от центра кристалла к краю. Такая же картина, по нашим данным, наблюдается в цирконах из пород метаморфических комплексов Южного Урала: александровском и ильменогорском (Селянкинский блок). Но в целом содержание и распространение рассеянных элементов по данным, имеющимся на сегодняшний день, с морфологическими типами цирконов явно не коррелируются.

В табл. 1 приведены Th/U отношения в цирконах «мигматитового» и «гранулитового» типов из гнейсов няртинского комплекса, которые варьируют от 0.02 до 0.39, однако два значения существенно выбиваются из общей картины — 0.75 и 0.68, что значительно выше обычного для метаморфических цирконов. Изотопный возраст этих кристаллов, полученный U-Pb SHRIMP-II методом — 503 ± 8 млн лет и 498 ± 8 млн лет, соответственно [7]. Это цирконы призматического габитуса, выделенные нами в «мигматитовый» тип. Их образование связано с метаморфизмом амфиболитовой фации и сопутствующей гранитизацией. Поэтому, условия, при которых образовался этот морфотип, схожи с условиями гранитообразования, отсюда и высокое Th/U отношение. Еще более четкая картина получается по цирконам гранулитового типа из александровского полиметаморфического комплекса на Южном Урале. Th/U изменяется от 0.23 до 0.31 (см. табл. 1), изотопный возраст всех кристаллов близок и составляет примерно 2.1 млрд лет [10, 21].

Таблица 1

Содержание Th и U в цирконах из гнейсов

№ п.п.	Няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс			Александровский гнейсо-мигматитовый комплекс		
	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$
1	91	66	0.75	609	136	0.23
2	66	44	0.68	485	116	0.25
3	123	36	0.31	143	32	0.23
4	316	7	0.02	156	41	0.27
5	360	104	0.30	223	77	0.36
6	402	212	0.54	167	66	0.41
7	289	25	0.09	187	70	0.38
8	313	104	0.34	60	20	0.34
9	444	166	0.39	255	82	0.33

В пробах гранитов, слагающих изученные нами массивы, отмечено присутствие аксессуарных цирконов весьма разнообразных по форме, характеру зональности, наличию включений, окраске, степени метамиктности и другим признакам. Суммарно они представляют все основные морфологические типы цирконов по И.В. Носыреву [5]: цирконовый, гиацинтовый, копьевидный, торпедовидный и циртолитовый (рис.). Все перечисленные морфологические типы могут относиться к генерациям цирконов либо синпетрогенного, либо наложенного генетических типов [5].

Цирконовый морфотип составляют прозрачные и полупрозрачные бледно-окрашенные, реже темно-коричневые кристаллы коротко-призматического габитуса (рис., зерно 7). Гиацинтовый морфотип представлен полупрозрачными реже прозрачными светлоокрашенными цирконами дипирамидально-призматического габитуса (рис., зерно 8, 9). В копьевидный морфотип выделены прозрачные бледно-окрашенные цирконы дипирамидально-призматического и призматически-дипирамидального габитуса (рис., зерно 10–12). Торпедовидный морфотип составляют прозрачные бесцветные или бледно-окрашенные, реже темно-коричневые цирконы призматического габитуса. Комбинация острой дипирамиды и хорошо выраженной тупой придает торпедовидный облик кристаллу (рис., зерно 13–15). Циртолитовый морфотип образуют непрозрачные цирконы буровато-желтого или коричневого цвета призматического и короткопризматического габитуса. Кристаллы часто имеют уплощенный вид (рис., зерно 16–18). Внутреннее строение всех выделенных морфотипов цирконов характеризуется осциляторной зональностью, иногда отмечаются ядра округлой или неправильной формы. В неизмененных наложенными процессами гранитах цирконовый морфотип относится к раннемагматической генерации, гиацинтовый — к позднемагматической, копьевидный — к пегматитовой, торпедовидный — к пневматолитовой, циртолитовый — к гидротермальной. Образование двух последних морфотипов (торпедовидного и циртолитового), редко копьевидного, может быть связано с наложенными процессами и в этих случаях они относятся к наложенному генетическому типу [5]. Кроме того, в гранитах Николайшорского массива, залегающего среди глубокометаморфизованных пород няртинского гнейсо-мигматитового комплекса, присутствуют детритовые цирконы. Они встречаются в виде окатанных зерен, в которых первичные морфологические особенности кристаллов утрачены.

Проведенные нами исследования показывают, что аксессуарные цирконы из пород разных гранитоидных комплексов северной части Приполярного Урала, занимающих разную геологическую позицию и различающихся по изотопному возрасту, отличаются по набору морфотипов, их количественным соотношениям, в некоторой степени и по геохимическим особенностям [8, 11]. В последнее время нами были изучены морфологические особенности цирконов из гранитов Николайшорского (PR_1), Кожимского (PF_{2-3}), Бадьяюского (RF_3-V) и Яротского (RF_3-V) массивов [13]. В гранитах Николайшорского массива установлено максимальное количество морфотипов цирконов — четыре: гиацинтовый, копьевидный, торпедовидный и детритовый. Гранитоиды Кожимского, Бадьяюского и Яротского массивов характеризуются наличием трех морфотипов цирконов, но если в гранитоидах Бадьяюского и Яротского массивов они схожи (цирконовый, гиацинтовый и торпедовидный морфотипы), то в породах Кожимского массива — это цирконовый, торпедовидный и циртолитовый морфотипы. Общим для гранитоидов всех массивов является один морфотип — торпедовидный. Копьевидный циркон установлен только в породах Николайшорского гранитного массива. Здесь также встречаются детритовые цирконы, отсутствующие в гранитоидах других массивов. Граниты Кожимского массива отличаются от других гранитоидов наличием циркона циртолитового морфотипа. Наличие этого типа цирконов является признаком метасоматической (или метаморфической) переработки пород [16]. Кроме того, в них, в отличие от гранитов Бадьяюского и Яротского массивов, отсутствуют цирконы гиацинтового типа.

Таким образом, так же как и в метаморфических комплексах, цирконы изученных нами гранитоидов достаточно уверенно различаются по морфологическим признакам. Что касается геохимической характеристики, то набор элементов-примесей в цирконах разных морфотипов идентичен. Наиболее высокие концентрации характерны для Hf, Y, Yb, Nd, Th и U, но все они, за исключением Th и U в цирконах циртолитового морфотипа, очень низки. Лишь в отдельных случаях удается установить некоторые различия в распределении отдельных элементов в различных морфотипах. Так анализ распределения U в копьевидных цирконах Николайшорского массива

показывает, что при преобладающем развитии пирамиды содержание U уменьшается от центра кристалла к краю, а по мере развития призмы, напротив, увеличивается. По мнению некоторых исследователей [20] обогащение краевых частей кристаллов цирконов U может объясняться влиянием последующих метаморфических преобразований пород, что вполне соответствует реальной ситуации. Николайшорские гранитоиды, как и вмещающие породы, претерпели несколько этапов метаморфизма, в том числе в условиях средних — высоких температур [6]. Содержание U в цирконах циртолитового морфотипа в гранитоидах Кожимского массива увеличивается от центра кристалла к краю, что, вероятно, связано с метаморфическими преобразованиями гранитоидов, на это указывают также и включения в цирконах (скорее всего, новообразованные) торита и уранторита.

Как было отмечено выше, общим для всех гранитоидов рассматриваемой территории является торпедовидный морфотип цирконов. Но по характеру распределения элементов-примесей различаются цирконы этого морфотипа в породах Бадьяюсского и Яротского массивов, с одной стороны, от аналогичных цирконов в породах Николайшорского и Кожимского массивов — с другой. Более того, и в породах Николайшорского и Кожимского массивов торпедовидные цирконы при близких геохимических характеристиках заметно различаются по содержанию Y. В первых они имеют наиболее низкие значения Y для этого морфотипа цирконов, в Кожимских гранитах, напротив, наиболее высокие.

В табл. 2 приведены содержания Th и U, а также значения Th/U отношений в цирконах из гранитоидов Николайшорского (PR₁), Кожимского (PF₂₋₃) Хаталамбо-Лапчанского (RF_{3-V}) и Лапчавожского (RF_{3-V}) массивов. Результаты, приведенные в таблице, показывают, что Th/U отношение в цирконах из гранитоидов северной части Приполярного Урала — Николайшорского, Кожимского, Хаталамбо-Лапчанского и Лапчавожского в среднем составляют 0.73; 0.61; 0.51; 0.79, соответственно. Эти значения выдержаны и наблюдаются во всех цирконах исследуемых гранитоидов. В отдельных случаях в цирконах из гранитоидов Хаталамбо-Лапчанского массива значения Th/U выбиваются из общей картины, составляя 0.22 и 0.15, что вовсе не характерно для магматических цирконов. Если учесть, что возраст этих кристаллов циркона, полученный U-Pb SHRIMP-II методом — 703.9±8 млн лет и 795±41 млн лет, а возраст остальных цирконов 550–580 млн лет, можно предположить, что образование древних цирконов связано с более ранними этапами гранитообразования и повышенное Th/U отношение объясняется последующим метаморфизмом гранитов ранней генерации.

Таким образом, мы вынуждены констатировать правомерность того факта, что «...единственное очевидное систематическое различие между магматическим и метаморфическим цирконом — Th/U отношение...» [18, с. 48]. Оно позволяет не только отличать магматические цирконы

Таблица 2

Содержание Th и U в цирконах из гранитов

№ п.п.	Николайшорский массив			Кожимский массив			Хаталамбо-Лапчинский массив			Лапчавожский массив		
	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$
1	124	64	1	1450	945	0.67	1778	1007	0.59	1766	1857	1.09
2	912	831	0.94	907	524	0.60	535	226	0.44	648	500	0.80
3	381	234	0.63	1477	863	0.60	479	357	0.77	208	166	0.82
4	818	538	0.68	802	433	0.56	1451	546	0.39	294	169	0.59
5	362	222	0.63	840	525	0.65	274	96	0.36	178	159	0.92
6	1049	741	0.73	522	246	0.49	1274	635	0.51	315	173	0.57
7	721	487	0.70	874	516	0.61	460	252	0.56	213	147	0.71
8	424	270	0.66	1330	803	0.62	135	28	0.22	584	436	0.77
9	887	625	0.73	1450	945	0.67	621	91	0.15	335	212	0.65
10	582	376	0.67	907	524	0.60				99	65	0.68

от метаморфических, но с учетом морфологических особенностей отдельных кристаллов и изотопными возрастными датировками, более надежно восстанавливать историю формирования конкретных метаморфических и магматических комплексов.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

Литература:

1. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / *Отв. ред. А.М. Пыстин.* — Сыктывкар: Геопринт, 2011. — 261 с.
2. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. — 153 с.
3. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В. Цирконология рутитовых эклогитов Максютковского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. — 2017. — Т. 477, № 3. — С. 342–346.
4. Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия) // Геология и геофизика. — 2016. — Т. 57, № 6. — С. 1135–1154.
5. Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орса В.И. Генерационный анализ акцессорного циркона. — М.: Наука, 1989. — 203 с.
6. Пыстин А.М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала: Серия препринтов «Научные доклады» / Коми НЦ УрО АН СССР. — Вып. 259. — Сыктывкар, 1991. — 20 с.
7. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. — 2008. — № 8. — С. 25–38.
8. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. // Известия Коми НЦ УрО РАН. — 2011. — Вып. 4. — С. 73–78.
9. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Панфилов А.В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. — Сыктывкар: Геопринт, 2012. — 46 с.
10. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Геология докембрия. — 2015. — № 7. — С. 3–18.
11. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Главные типы гранитоидов Приполярного Урала по результатам изучения акцессорных минералов // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения: Информ. Матер. Всерос. совещ. — Сыктывкар: Геопринт, 1997. — С. 53.
12. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. — Екатеринбург: УрО РАН, 2002. — 167 с.
13. Пыстина Ю.И., Денисова Ю.В., Пыстин А.М. Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. — 2017. — № 12. — С. 3–15.
14. Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии // Геохимия. — 2009. — № 9. — С. 958–971.
15. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала // Литосфера. — 2012. — № 4. — С. 13–29.
16. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. — Л.: Наука, 1968. — 250 с.
17. Corfu F., Krogh Ravna E., Kullerud K.A. Late Ordovician U-Pb age for HP metamorphism of the Tromsdalstind eclogite in the Uppermost Allochthon of the Scandinavian Caledonides // 12-th Annual Goldschmidt Conference, Geochim Cosmochim Acta 77. 2002. — P. A153.
18. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon: Reviews in mineralogy & geochemistry. — 2003. — V. 53. — P. 27–62.
19. Liatí A., Gebauer D., Fanning C.M. Geochronological evolution of HP metamorphic rocks of the Adula nappe, Central Alps, in pre-Alpine and Alpine subduction cycles // J. Geol. Soc. — 2009. — V. 166. — P. 797–810.
20. Osovetskiy B.M. Typomorphism of schly minerals: Reference book. — Perm: Publishing house of Perm. State. University, 2001. — 244 p.
21. Pystin A., Pystina J. The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // International Geology Review. — 2015. — Vol. 57, Is. 11–12. — P. 1650–1659.
22. 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.
23. Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallisation 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.