

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЙШИХ МОНАЦИТОВ (2.0–2.2 МЛРД. ЛЕТ) УРАЛА

© 2013 г. С. Синдерн*, Ю. Л. Ронкин, Р. Клигхардт*

Монацит – широко распространенный акцессорный минерал, содержащийся во многих магматических и метаморфических породах, является фосфатом редкоземельных элементов, главным образом, цериевой группы (Ce, La, Nd)PO₄. Монацит содержит более 50% оксидов редкоземельных элементов, 5–10% ThO₂, иногда до 1% U₃O₈ и в силу этого часто используется как минерал геохронометр [26, 54], позволяющий датировать магматические [8, 30], метаморфические [5, 20–23, 28, 34, 42, 46], метасоматические или гидротермальные события [4, 14, 31, 44, 45]. Монацит является довольно устойчивым минералом [47], и в зависимости от химизма горной породы, присутствия и состава флюидной фазы, может выдерживать воздействие в достаточно широком диапазоне *P-T* условий [11, 25, 27, 29, 50, 51, 56]. В породах со сложной *P-T-t* историей рост монацита обычно сопровождается формированием определенных композиционных доменов в пределах основного кристалла [38, 54], отражающих его эволюцию. Таким образом, в зависимости от сложности эволюции, монацит часто состоит из микрообластей, которые при локальном датировании дают различные возрасты [7, 12, 13, 17, 30, 33, 37, 38, 53, 55]. Однако реализация подобного подхода требует применения методов датирования, обладающих достаточным пространственным разрешением. Одним из инструментов, позволяющим осуществить локальное U-Th-Pb датирование, является электронный микрозонд [1, 3, 15, 16, 52, 54]. Более совершенным методом U-Pb датирования монацитов в настоящее время является лазерная абляция в интеграции с секторными масс-спектрометрами, использующими индуктивно связанную ионизацию ICP-MS [12, 54, 56]. Тем не менее, в любом случае, интерпретация результатов U-Pb датирования монацитов в каждом конкретном случае, представляет собой далеко непростую задачу, предполагая детальное изучение минералогических и геохимической специфики датированного материала. В настоящей работе рассматриваются геохимические особенности древнейших монацитов Урала (2.0–2.4 млрд. лет), датированных методами изотопной геологии, поскольку в силу лимитирования объема публикации этот материал в статье [2] не представлялся.

Основные сведения о локализации и минеральном составе представительных проб, изучен-

ных в настоящем сообщении, приводятся в статье [2], рис. 1–2, табл. 1. Аналитические данные, приведенные в табл. 1–3, были получены на микроанализаторе JEOL JXA 8900R (RWTH University, Aachen), оснащенном 5 волновыми спектрометрами. Условия измерения: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 23.6 нА, диаметр сфокусированного пучка 1–2 мкм (10 мкм при анализе фторапатита). Согласно [43], выбраны аналитические линии: AlK_α, SiK_α, PK_α, CaK_α, FeK_α, YL_α, LaL_α, CeL_α, PrL_β, NdL_β, SmL_β, GdL_β, PbM_β, ThM_α, и UM_β. Учет спектрального наложения линии ThM_γ на линию UM_β осуществлялась в режиме “offline”. Для калибровки использовались натуральные и синтетические стандарты: плагиоклаз (для Al, Si, Ca), монацит (для P, La, Ce, Pr, Nd), синтетические стекла (для Y, Sm, Gd, и U), фаялит (Fe), галенит (Pb), торианит (Th). При элементном анализе ZAF коррекция рассчитывалась программным обеспечением к JEOL JXA 8900R, версия 3.02.

Монацит, выделенный из метагранитоидных и метаосадочных пород древнейшего на Урале Тараташского полиметаморфического комплекса, преимущественно приурочен к биотиту, встречаясь в виде изометричных, а также удлиненных зерен размером от 100 до 300 мкм; более подробные сведения изложены в работе [2, 49]. Кристаллы имеют неправильные, извилистые контуры, что свидетельствует об их коррозии. На BSE микрофотографиях можно выделить два типа монацита. Первый тип представлен редкими идиоморфными ядрами и характерен для монацитов из метагранитоидных пород. Эта популяция монацита местами имеет ритмический тип зональности, что является типичной особенностью минералов из магматических пород [48]. Второй тип, доминирующий, формирует зоны, которые окружают идиоморфные ядра или представлены отдельными зернами, как в метагранитоидных, так и метаосадочных породах, при этом монацит характеризуется пятнистой зональностью; границы между “пятнами” резкие, местами сглаженные. В некоторых случаях пятнисто-зональные домены срastaются с ядрами зерен первого типа.

Фторапатит, ортит, и эпидот (обогащенный REE), часто образуют реакционные каймы или короны вокруг зерен монацита как в метагранитоид-

* Рейнско-Вестфальский технический университет г. Ахена, Германия

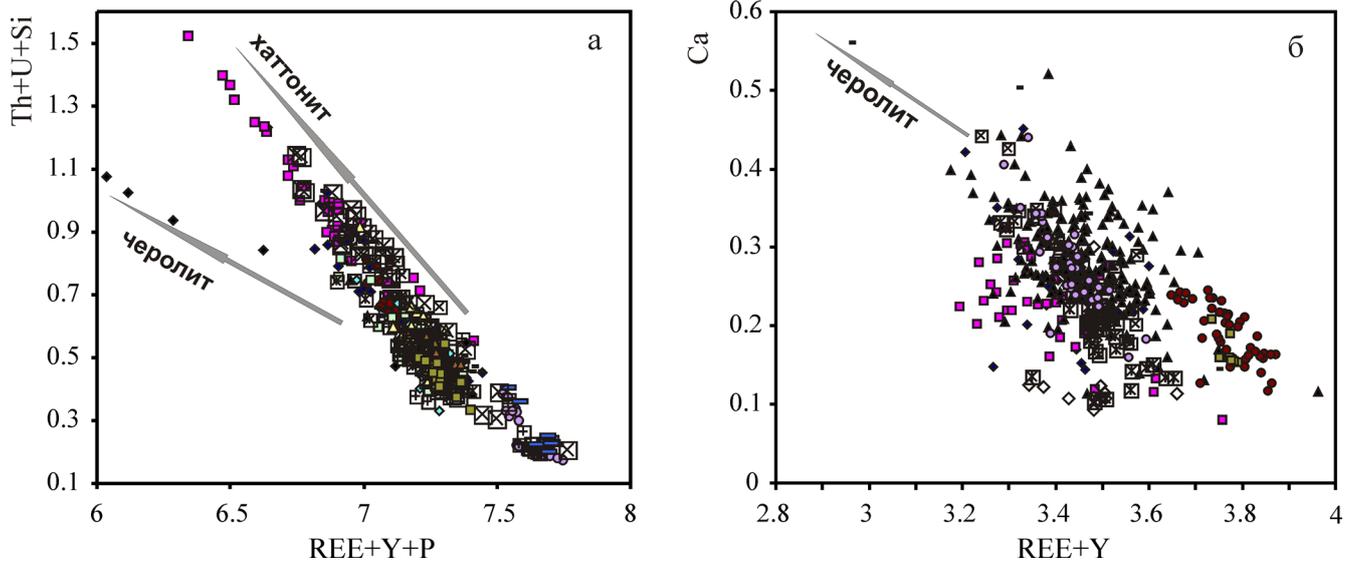


Рис. 1. График в координатах $(Y + REE + P) - (Th + U + Si)$ для монацитов из метагранитоидных и метаосадочных пород (а) и график в координатах $(Y + REE) - Ca$ для монацитов из метаосадочных пород, демонстрирующий привалирование чералитовой части в пятнисто-зональных кристаллах 132 P1, 132 P5, R78 M3 (б).

Монациты из метаосадочных пород характеризуются минимальными содержаниями чералита и хаттонита. Композиционные данные идиоморфных магматических ядер (зерна 133 P4, 134 P2) удовлетворяют хаттонитовому тренду, тогда как чералитовая составляющая доминирует в пятнисто-зональных кристаллах.

ных, так и метаосадочных породах. Независимо от положения в образце или окружающих минералов, короны или реакционные каймы неправильной формы замещают в различной степени зерна монацита – от локального замещения в оторочках вокруг зерен до формирования полных апомонацитовых псевдоморфоз. Короны состоят из внутреннего слоя, представленного фторапатитом и внешней каймы, в свою очередь выполненной ортитом и эпидотом. Ортит (алланит) внешней зоны местами сростается с близлежащими зернами биотита и кварца. Подобные короны вокруг зерен монацита, образующиеся в различных P-T условиях вследствие разложения монацита, описаны в работах [9, 10, 35, 40, 43].

В реакционных зонах неправильной формы фторапатит и ортит сосуществуют с монацитом без формирования корон. Здесь ортит развивается вдоль трещин спайности биотита или эпидота. Иногда фторапатит и апатит встречаются в виде включений в монаците, или образуют единичные ксеноморфные зерна в парагенезисе с эпидотом и биотитом. На микрофотографиях, сделанных в отраженных электронах (BSE), в зернах фторапатита и ортита наблюдаются очень маленькие яркие включения и/или сеть заполненных трещин. Эти фазы содержат, главным образом, Th и Si с небольшим количеством кальция и фосфора, что может быть связано с контаминацией от соседних зерен фторапатита. Это означает, что эти фазы могут являться или тетрагональным торитом или моноклинным хаттонитом. Малый размер зер-

на (<3 мкм) не позволяет применить количественный микрозондовый анализ. Кроме того, крошечные зерна ксенотима локально связаны как с фторапатитом, так и с ортитом.

Зерна монацита характеризуются обратной корреляцией между варьирующей суммой $Th + U + Si$ и суммой $Y + REE + P$ (табл. 1, рис. 1а). Эта зависимость связана с изоморфизмом монацита ($Y + REEPO_4$) и хаттонита ($ThSiO_4$) или коффинита ($USiO_4$), что наиболее ярко проявлено в идиоморфных ядрах монацита из метагранитоидов (рис. 1а). Большая часть фигуративных точек состава неоднородных зон в монаците из метагранитоидных пород, изученных с помощью микрозонда, расположены несколько ниже линии этого тренда (рис. 1а), что объясняется наличием примеси чералитового компонента ($CaTh(PO_4)_2$, [36]) (рис. 1а), констатируя сильную обратную корреляцию между Ca и $Y + REE$ (рис. 1б). Внедрение чералитового компонента, вероятно, связано с формированием неоднородных пятнистых доменов в зернах монацита, что наиболее наглядно иллюстрируется на примере монацита 133 P4 (рис. 1б).

Согласно проведенным анализам, ритмически зональные монациты первого типа имеют самое низкое содержание Ca, тогда как неоднородные внешние области (монациты второго типа) удовлетворяют чералитовому тренду. Эта тенденция также отражается во многих других пятнисто-зональных зернах (133 P5 и 133 P8) (рис. 1б). Тем не менее, фигуративные точки некоторых неоднородных областей в монацитах из метагранитоидов отклоняются

Таблица 1. Состав монацитов из метагранитоидов (м/г) и метаосадков (м/о) Тараташского комплекса [49]

	133P4		133P2		133P3			134P2	961P2	132 P5	
	тип 1, ядра		тип 2								
	31м/г	34м/г	5м/г	14м/г	17м/г	21м/г	27м/г	2м/г	13м/о	7м/г	12м/г
P ₂ O ₅	24.92	25.35	26.39	27.94	27.54	26.37	27.24	26.88	28.07	25.55	24.52
SiO ₂	2.16	1.91	0.95	0.57	0.43	1.07	0.46	0.84	0.00	1.87	2.57
ThO ₂	12.78	12.61	12.42	10.17	11.66	10.82	10.16	10.73	5.59	11.72	14.65
UO ₂	0.27	0.16	0.36	0.36	0.32	0.47	0.52	0.23	0.39	0.05	0.14
Y ₂ O ₃	1.33	1.72	0.18	1.95	0.70	0.66	0.38	0.51	1.72	0.53	0.37
La ₂ O ₃	11.76	11.38	12.07	12.29	12.16	12.29	11.78	12.85	13.63	14.00	14.71
Ce ₂ O ₃	28.43	28.39	28.57	28.63	28.39	29.76	29.14	29.52	31.81	30.42	28.73
Pr ₂ O ₃	4.31	4.42	4.28	4.11	4.18	4.38	4.44	4.22	4.54	4.08	3.61
Nd ₂ O ₃	9.31	9.23	9.12	8.70	9.04	9.61	9.95	9.31	10.14	8.58	7.53
Sm ₂ O ₃	1.77	1.86	1.58	1.51	1.62	1.70	2.05	1.73	1.50	1.34	1.05
Gd ₂ O ₃	1.21	1.29	0.68	0.94	0.96	0.88	1.26	0.86	0.51	0.73	0.43
CaO	0.57	0.74	1.69	1.48	2.01	1.15	1.57	1.36	1.00	0.66	0.97
PbO	1.39	0.97	1.10	0.95	0.87	1.15	0.79	0.81	0.59	0.54	0.65
Σ	100.21	100.05	99.39	99.60	99.88	100.30	99.75	99.86	99.48	100.07	99.92
Катионы											
	133P4	133P4	133P2	133P2	133P3	133P3	133P3	134P2	961P2	132P5	132P5
	31	34	5	14	17	21	27	2	13.00	7	12
P	3.51	3.56	3.70	3.82	3.79	3.68	3.78	3.73	3.85	3.58	3.46
Si	0.36	0.32	0.16	0.09	0.07	0.18	0.07	0.14	0.00	0.31	0.43
Th	0.48	0.48	0.47	0.37	0.43	0.41	0.38	0.40	0.21	0.44	0.56
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Y	0.12	0.15	0.02	0.17	0.06	0.06	0.03	0.04	0.15	0.05	0.03
La	0.72	0.70	0.74	0.73	0.73	0.75	0.71	0.78	0.82	0.85	0.90
Ce	1.73	1.72	1.73	1.69	1.69	1.79	1.75	1.77	1.89	1.84	1.75
Pr	0.26	0.27	0.26	0.24	0.25	0.26	0.27	0.25	0.27	0.25	0.22
Nd	0.55	0.55	0.54	0.50	0.53	0.56	0.58	0.55	0.59	0.51	0.45
Sm	0.10	0.11	0.09	0.08	0.09	0.10	0.12	0.10	0.08	0.08	0.06
Gd	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.02
Ca	0.10	0.13	0.30	0.26	0.35	0.20	0.28	0.24	0.17	0.12	0.17
Pb	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03
Σ	8.09	8.09	8.10	8.06	8.09	8.10	8.09	8.09	8.09	8.08	8.10

от этого тренда, или с очень явно выраженным содержанием чералитового (например, R78 M3) или хаттонитового компонентов (например, 132 P5), либо имеющих значительный разброс по отношению к обоим компонентам (например, 132 P1).

Фигуративные точки монацита из метаосадочных пород (образец 961 P1-P3), характеризующиеся повышенным содержанием доли монацитового компонента, лежат в области, не совпадающей с полем точек соответствующих составов монацитов из метагранитоидных пород (рис. 1а). В этих кристаллах неоднородно-зональные ядра имеют монацитовое обогащение, тогда как внешние зоны характеризуются хаттонитовым компонентом.

Нормированное к хондриту распределение Y + REE в монацитах демонстрирует отчетливое обогащение в содержании La, Ce, Pr и понижение в содержании Nd, Sm, Gd, Y (рис. 2а, б). Монациты первого типа характеризуется меньшим разбросом содержаний Sm, Gd, Y по сравнению с кристаллами второго типа. Монациты из метаосадочных пород имеют более низкие содержания Sm, Gd и Y и вариации Gd (рис. 2б).

Результаты химического анализа фторапатита, ортита и REE-обогащенного эпидота из реакционных зон вокруг монацита и метаморфического фторапатита, который не связан структурно с монацитом, приведены в табл. 2 и 3. Фторапатит, который формируются за счет разложения монацита, показывает варьирование, но в целом более высокие концентрации тория, кремния и церия по сравнению с фторапатитом метаморфического происхождения. Последние два компонента указывают на значительное содержание бритолитовой части ((Ca, REE)₅(SiO₄)₃(F, OH)), которая также отмечается во всех кристаллах фторапатита, возникших за счет разложения монацита [10, 19].

Ортит из корон, а также из ламелей в эпидоте химически неоднороден по составу. Содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах нескольких весовых процентов (табл. 3); Содержание тория может достигать 2.3 вес. % ThO₂. Поскольку сумма катионов Y+REE+Th (рассчитанная на 12.5 атомов кислорода на формульную единицу) в одних доменах >0.5 и <0.5 в других, то их состав колеблется от ортита в буквальном смысле до REE-обогащенного эпидота [24].

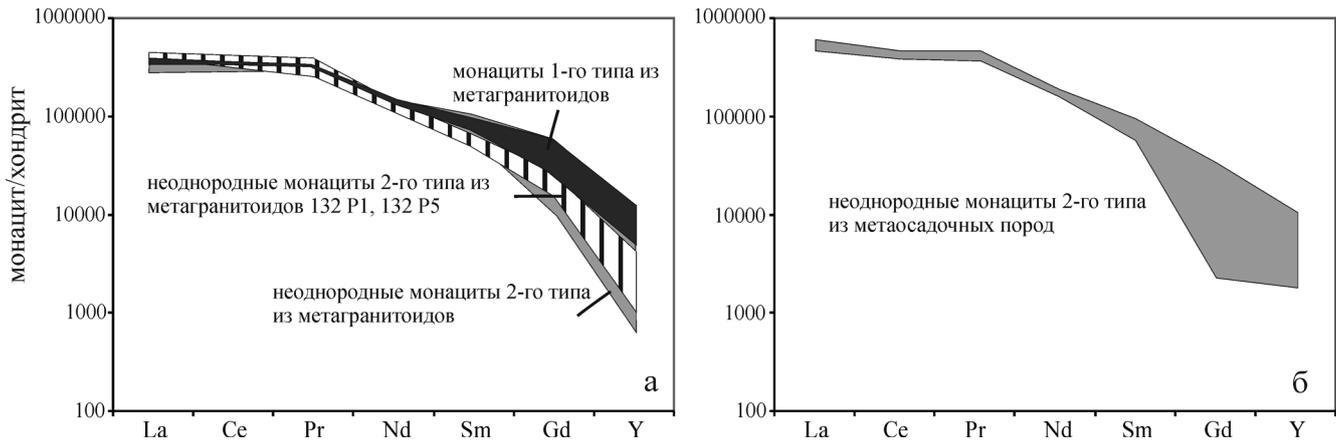


Рис. 2. Графики нормализованной к хондриту [40] суммы Y + REE.

а – монациты типа 1 из метагранитоидных пород имеют меньшие вариации содержаний элементов иттербиевой части REE в сравнении с пятнисто-зональными кристаллами 2-го типа, б – неоднородные монациты 2-го типа из метаосадочных пород характеризуются большим размахом концентраций тяжелых REE.

Таблица 2. Состав апатитов из метагранитоидов (м/гр) и метаосадков (м/о) из реакционных зон (р/з) вокруг монацита [49]

	29/1	29/1	29/1	29/1	29/1	29/1	29/1	37/1	37/1	97R10	97R10
	P1-4	P7-24	P7-25	P8a-38	P8a-40	P12-1	P13-27	6	12	5 51	5 70
	м/гр р/з	м/о	м/о	м/о	м/о						
P ₂ O ₅	38.68	39.32	39.03	40.10	39.24	39.80	41.54	40.78	41.02	40.55	41.35
SiO ₂	2.44	0.91	0.92	1.20	1.19	0.93	0.44	0.10	0.03	0.04	0.05
ThO ₂	1.83	3.53	3.03	0.87	2.20	1.89	0.68	0.04	<0.01	<0.01	<0.01
UO ₂	н/д	< 0.01	<0.01	<0.01	<0.01						
Y ₂ O ₃	0.05	0.14	0.19	0.08	0.20	0.04	0.04	0.11	0.06	0.02	0.03
La ₂ O ₃	0.04	0.41	0.15	0.04	0.06	0.07	0.03	0.04	<0.01	0.02	<0.01
Ce ₂ O ₃	0.27	0.99	0.64	0.24	1.13	0.52	0.20	0.05	0.06	0.06	0.04
Pr ₂ O ₃	н/д	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01						
Nd ₂ O ₃	н/д	0.02	0.07	0.03	<0.01						
PbO	н/д	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01						
FeO ^t	0.45	0.12	0.12	0.12	0.23	0.08	0.10	0.17	0.16	0.13	0.15
SrO	0.05	0.07	0.07	0.04	0.09	0.09	0.06	н/д	н/д	н/д	н/д
CaO	52.16	52.72	53.26	54.41	53.02	53.47	53.21	56.26	56.38	55.74	55.81
F	3.65	2.70	3.03	3.77	3.32	3.81	3.73	2.91	2.94	3.83	3.69
Cl	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.08	0.10	0.07	0.09	0.08
-O = F	1.55	1.14	1.28	1.59	1.40	1.62	1.57	1.23	1.24	1.61	1.55
Σ	98.12	99.79	99.18	99.30	99.29	99.13	98.54	99.36	99.55	98.90	99.66
Катионы											
P	5.68	5.83	5.79	5.80	5.78	5.81	6.00	5.73	5.75	5.64	5.71
Si	0.42	0.16	0.16	0.20	0.21	0.16	0.08	0.02	0.01	0.01	0.01
Th	0.07	0.14	0.12	0.03	0.09	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
U								0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
La	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.02	0.06	0.04	0.02	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Pr								0.00	0.00	0.00	0.00
Nd								0.00	0.00	0.00	0.00
Pb								0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.07	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Sr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01				
Ca	9.69	9.89	10.00	9.95	9.88	9.88	9.73	10.01	10.00	9.82	9.75
F	2.00	1.37	1.68	2.04	1.83	2.08	2.01	1.53	1.54	1.99	1.90
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Σ	17.98	17.80	17.84	18.08	17.91	18.08	17.90	17.35	17.35	17.51	17.41

Таблица 3. Состав эпидота (Ep), в том числе обогащенного редкими землями (REE-ep) и алланита (Aln) из корон (кор) и реакционных зон (p/z) вокруг монацита [49]

	-116 Al1	97R78	97R78	97R78	-116 Al1	-116 Al1	-116 Al2	97R78	97R78
	10 кор	17 p/z	23 p/z	24 p/z	7 кор	8 кор	4 кор	20 p/z	22 p/z
	Ep	Ep	Ep	Ep	Aln	REE-ep	Aln	REE-ep	REE-ep
SiO ₂	38.87	38.38	38.33	38.85	36.60	37.83	40.07	35.01	35.53
TiO ₂	0.14	0.01	0.01	0.02	0.18	0.12	0.24	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	27.84	27.30	26.69	27.49	21.83	22.99	19.57	22.91	24.54
FeO	6.65	8.02	9.04	7.79	8.71	7.14	6.89	9.92	8.50
La ₂ O ₃	0.00	0.08	0.00	0.00	3.84	2.83	5.38	2.69	2.65
Ce ₂ O ₃	0.01	0.24	0.00	0.06	8.02	6.59	9.87	5.78	5.14
Pr ₂ O ₃	0.02	0.12	0.00	0.05	1.25	1.22	1.28	0.82	0.65
Nd ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.04	2.48	2.42	2.22	1.66	1.59
Sm ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.02	0.25	0.31	0.10	0.10	0.15
Gd ₂ O ₃	0.03	0.08	0.06	0.06	0.07	0.17	0.03	0.08	0.16
Y ₂ O ₃	0.00	0.43	0.08	0.82	0.13	0.19	0.08	0.33	0.53
ThO ₂	0.01	0.01	0.00	0.00	1.24	2.32	2.20	0.01	0.00
UO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.06	0.00	0.01
MnO	0.09	0.17	0.11	0.20	0.10	0.16	0.15	0.11	0.27
CaO	24.17	23.26	23.76	22.86	11.96	11.88	8.41	17.40	18.22
MgO	0.02	0.03	0.00	0.02	0.36	0.30	0.55	0.06	0.04
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.14	0.09	0.00	0.00
Σ	97.88	98.21	98.10	98.28	97.14	96.64	97.16	96.91	97.97
Катионы									
Si	3.024	3.004	3.000	3.033	3.216	3.272	3.519	3.011	2.989
Ti	0.008	0.001	0.001	0.001	0.012	0.008	0.016	0.001	0.000
Al	2.553	2.519	2.462	2.529	2.261	2.343	2.025	2.322	2.433
Fe _{tot}	0.433	0.525	0.591	0.509	0.640	0.517	0.506	0.713	0.598
Fe ^{II}	0.009	0.042	0.000	0.107	0.640	0.517	0.506	0.392	0.323
Fe ^{III}	0.382	0.435	0.532	0.362	0.000	0.000	0.000	0.289	0.247
La	0.000	0.002	0.000	0.000	0.124	0.090	0.174	0.085	0.082
Ce	0.000	0.007	0.000	0.002	0.258	0.209	0.317	0.182	0.158
Pr	0.001	0.004	0.000	0.001	0.040	0.039	0.041	0.026	0.020
Nd	0.000	0.002	0.000	0.001	0.078	0.075	0.070	0.051	0.048
Sm	0.001	0.001	0.001	0.001	0.008	0.009	0.003	0.003	0.004
Gd	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.005	0.001	0.002	0.004
Y	0.000	0.018	0.003	0.034	0.006	0.009	0.004	0.015	0.024
Th	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.046	0.044	0.000	0.000
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Mn	0.006	0.011	0.007	0.013	0.007	0.012	0.011	0.008	0.019
Ca	2.014	1.950	1.992	1.912	1.126	1.101	0.792	1.604	1.643
Mg	0.002	0.004	0.000	0.003	0.047	0.038	0.072	0.008	0.005
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.024	0.015	0.001	0.000
Σ	8.000	8.001	8.000	8.000	7.868	7.796	7.610	8.000	8.000
X _{ep} ^b	0.41	0.46	0.54	0.41					

Примечание. ^a микрозондовые анализы для Fe^{II} пересчитаны нормировкой к 12.5 кислорода и 8 катионам; ^b X_{ep} – молекулярное соотношение эпидота в двойной эпидот-клиноцоизитовой смеси.

Описанные выше минералогические и геохимические особенности изученных монацитов, (выделенных из метаосадочных и метагранитоидных пород восточно-Тараташской зоны сдвиговых деформаций) в сочетании с выполненным по ним U-Pb LA ICP-MS датированием [2, 49] позволили выделить два возрастных этапа. На основании наличия идиоморфной формы кристаллов и ритмической зональности в монацитах первого типа можно рассматривать **U-Pb** датировку 2231 ± 23 млн. лет как возраст магмати-

ческой кристаллизации исходного субстрата для метагранитоидов.

Самая древняя генерация монацитов с возрастом 2210 ± 22 млн. лет, сохранившаяся в монацитах второго типа из метаосадочных пород, удовлетворительно согласуется с возрастом гранитов. Подобно поздним по возрасту доменам монацитов второго типа, эта ранняя генерация монацитов характеризуется наличием пятнисто-зональных областей, с резкими границами и варьирующими размером, формой, и ориентацией, свидетельствующими об образовании

монацита в процессе растворения и переотложения вещества [25, 27, 41]. В связи с этим мы интерпретируем эту датировку как возраст главного этапа додеформационного высокотемпературного метаморфизма, связанного с гранитоидным магматизмом.

Вторая стадия роста монацита происходила в период между 2057 ± 18 млн. лет и 2073 ± 47 млн. лет и была связана с ростом монацита вследствие процессов растворения и переотложения. Монацит второго типа, таким образом, развивался по магматическому монациту в метагранитоидных породах и метаморфическому монациту в метаосадочных породах. Монацит второго типа из метагранитоидных пород характеризуется ростом содержания чералитового компонента, что является общей чертой для метаморфических монацитов [32, 51]. Хотя мы не можем исключить, что этот второй метаморфический этап предшествует формированию восточно-Тараташской зоны сдвиговых деформаций, ряд данных говорит о том, что рост монацита мог быть приурочен к этапу пластической деформации. Во-первых, в обоих типах пород милолитовая структура подчеркивается минеральными парагенезисами амфиболитовой фации, и зерна монацита ориентированы параллельно сланцеватости. Это означает также, что монацит второго типа образовался в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и пластической деформации. Во-вторых, процесс растворения и переотложения требует присутствия флюидной фазы в качестве катализатора для увеличения скорости растворения и повторного осаждения вещества, а также для обеспечения обмена элементов между твердой фазой и флюидом [41]. Тем не менее, высокотемпературные метаморфические породы (особенно гранитоиды) относительно “сухие” и их проницаемость, как правило, слишком мала, чтобы позволить водному флюиду активно воздействовать на них [6]. Зоны сдвиговых деформаций часто являются основными путями для продвижения флюидов в земной коре, поскольку комбинирование пластической деформации и взаимодействия между породами и флюидом может привести к значительному повышению проницаемости [18]. Это позволяет сделать вывод, что метаосадочные и метагранитоидные породы изменялись вследствие притока флюидов при формировании зоны сдвиговых деформаций в период между 2057 ± 18 и 2073 ± 47 млн. лет, и этот интервал, вероятно, соответствует возрасту формирования восточно-Тараташской зоны сдвиговых деформаций.

Авторы признательны В.В. Мурзину за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантом № 12-И-5-2022 “Нижний докем-

брий Урала: геохимия микроэлементов, изотопная геохимия, возраст, генезис, тектоническая позиция в структуре Урала, палеогеодинамическая эволюция”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вотьяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В.* Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования / Под ред. Н.П. Юшкина. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 340 с.
2. *Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П.* Изотопная геохимия древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
3. *Хиллер В.В.* Состав, кристаллохимия, эволюция U-Th-Pb-системы ряда минералов-геохронометров по данным экспериментального исследования и компьютерного моделирования. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 23 с.
4. *Ayers J.C., Loflin M., Miller C.F. et al.* In situ oxygen isotope analysis of monazite as a monitor of fluid infiltration during contact metamorphism: Birch Creek Pluton aureole, White Mountains, eastern California // *Geology*. 2006. С. 653–656.
5. *Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J.* Redistribution of rare earth elements, Th and U over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from SW Norway // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 1341–1354.
6. *Brace W.F.* Permeability of crystalline and argillaceous rocks // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 1980. V. 17. P. 241–251.
7. *Braun I., Montel J.M., Nicollet Chr.* Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India // *Chemical Geology*. 1998. V. 146. P. 6585.
8. *Broska I., Petrik I., Williams C.T.* Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribec Mountains, Western Carpathians // *American Mineralogist*. 2000. V. 85. P. 22–32.
9. *Broska I., Siman P.* The breakdown of monazite in the West-Carpathian Veporic orthogneisses and Tatric granites // *Geologica Carpathica*. 1998. V. 49. P. 161–167.
10. *Broska I., Williams C.T., Janak M., Nagy G.* Alteration and breakdown of xenotime-(Y) and monazite-(Ce) in granitic rocks of the Western Carpathians, Slovakia // *Lithos*. 2005. V. 82. P. 71–83.
11. *Budzyn B., Harlov D.E., Williams M.L., Jercinovic, M.J.* Experimental determination of stability relations between monazite, fluorapatite, allanite and REE-epidote as a function of pressure, temperature, and fluid composition // *American Mineralogist*. 2011. V. 96. P. 1547–1567.
12. *Catlos E.J., Dubey C.S., Harrison T.M., Edwards M.A.* Late Miocene movement within the Himalayan main central thrust shear zone, Sikkim, north-east India // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 207–226.
13. *Catlos E.J., Dubey C.S., Marston R.A., Harrison T.M.* Geochronologic constraints across the main central

- thrust shear zone, Bhagirathi River (NW India); implications for Himalayan tectonics // M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert, J.G. Liou., S.S. Sorensen (Eds.), Convergent margin terranes and associated regions; a tribute to W.G. Ernst: Special Paper – Geological Society of America 2007. V. 419. P. 135–151.
14. *Catlos E.J., Dubey C.S., Sivasubramanian P.* Monazite ages from carbonatites and high grade assemblages along the Kambam Fault (Southern Granulite Terrane, South India) // *American Mineralogist*. 2008. V. 93. P. 1230–1244.
 15. *Cocherie A., Legendre O.* Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe // *Lithos*. 2007. V. 93. P. 288–309.
 16. *Cocherie A., Albarede F.* An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 4509–4522.
 17. *Cocherie A., Be Mezeme E., Legendre O. et al.* Electron microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites // *American Mineralogist*. 2005. V. 90. P. 607–618.
 18. *Dziggel A., Wulff K., Kolb J. et al.* Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: evidence from the Navachab gold deposit, Namibia // *Chemical Geology*. 2009. V. 262. P. 278–292.
 19. *Finger F., Broska I., Roberts M.P., Schermaier A.* Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps // *American Mineralogist*. 1998. V. 83. P. 248–258.
 20. *Fitzsimons I.C.W., Kinny P.D., Wetherley S., Hollingsworth D.A.* Bulk chemical control on metamorphic monazite growth in pelitic schists and implications for U-Pb age data // *Journal of Metamorphic Geology*. 2005. V. 23. P. 261–277.
 21. *Foster G., Gibson H.D., Parrish R. et al.* Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite // *Chemical Geology*. 2002. V. 191. P. 183–207.
 22. *Foster G., Kinny P., Vance D. et al.* The significance of monazite U-Th-Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 181. P. 327–340.
 23. *Franz G., Andrehs G., Rhede D.* Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany // *European Journal of Mineralogy*. 1996. V. 8. P. 1097–1118.
 24. *Giere R., Sorensen S.S.* *Allanite et al.* REE-rich epidote-group minerals // *Liebscher A., Franz, G. (Eds.), Epidotes: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America. 2004. V. 56. P. 431–493.
 25. *Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J.* Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution-precipitation in element redistribution and mass transfer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. V. 162. P. 329–348.
 26. *Harrison T.M., Catlos, E.J., Montel J.-M.* U-Th-Pb dating of phosphate minerals // *Kohn M.J., Rakovan J., Hughes J.M. (Eds.), Phosphates: geochemical, geobiological, and materials importance: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America. 2002. V. 48. P. 523–558.
 27. *Hetherington C.J., Harlov D.E., Budzyn B.* Experimental metasomatism of monazite and xenotime: mineral stability, REE mobility and fluid composition // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 99. P. 165–184.
 28. *Iizuka T., McCulloch M.T., Komiya T. et al.* Monazite geochronology and geochemistry of meta-sediments in the Narryer Gneiss Complex, Western Australia: constraints on the tectonothermal history and provenance // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. P. 803–823.
 29. *Janots E., Engi M., Berger A. et al.* Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite-monazite-xenotime phase relations from 250 to 610°C // *Journal of Metamorphic Geology*. 2008. V. 26. P. 509–526.
 30. *Kelts A.B., Ren M., Anthony E.Y.* Monazite occurrence, chemistry, and chronology in the granitoid rocks of the Lachlan Fold Belt, Australia: an electron microprobe study // *American Mineralogist*. 2008. V. 93. P. 373–383.
 31. *Kempe U., Lehmann B., Wolf D. et al.* U-Pb SHRIMP geochronology of Th-poor, hydrothermal monazite, an example from the Llallagua tin-porphyry deposit, Bolivia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 4352–4366.
 32. *Kim Y., Yi K., Cho M.* Paragenesis and Th-U distributions among allanite, monazite, and xenotime in Barrovan-type metapelites, Imjingang belt, central Korea // *American Mineralogist*. 2009. V. 94. P. 430–438.
 33. *Kohn M.J., Catlos E.J., Ryerson F.J., Harrison T.M.* Pressure-temperature-time path discontinuity in the main central thrust zone, central Nepal // *Geology*. 2001. V. 29. P. 571–574.
 34. *Krenn E., Janalt M., Finger F. et al.* Two types of metamorphic monazite with contrasting La/Nd, Th, and Y signatures in an ultrahigh-pressure metapelite from the Pohorje Mountains, Slovenia: Implications for pressure-dependent REE exchange between apatite and monazite? // *American Mineralogist*. 2009. V. 94. P. 801–815.
 35. *Krenn E., Ustaszewski K., Finger F.* Detrital and newly formed metamorphic monazite in amphibolite-facies metapelites from the Motajica Massif, Bosnia // *Chemical Geology*. 2008. V. 254. P. 164–174.
 36. *Linthout K.* Tripartite division of the system $2\text{REEPO}_4 - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - \text{ThSiO}_4$ discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ // *The Canadian Mineralogist*. 2007. V. 45. P. 503–508.
 37. *Mahan K., Williams M., Flowers R., et al.* Geochronological constraints on the Legs Lake shear zone with implications for regional exhumation of lower continental crust, western Churchill Province, Canadian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006b. V. 52. P. 223–242.
 38. *Mahan K.H., Goncalves P., Williams M.L., Jercinovic M.J.* Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield // *Journal of Metamorphic Geology*. 2006. V. 24. P. 193–217.
 39. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the earth. // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
 40. *Petrik I., Konecny P.* Metasomatic replacement of inherited metamorphic monazite in a biotite-garnet granite from the Nizke Tatry Mountains, Western

- Carpathians, Slovakia: Chemical dating and evidence for disequilibrium melting // *American Mineralogist*. 2009. V. 94. P. 957–974.
41. *Putnis A.* Mineral replacement reactions // *Oelkers E.H., Schott J.* (Eds.), *Thermodynamics and kinetics of water-rock interaction. : Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2009. 70. Mineralogical Society of America, Washington DC. P. 87–124.
 42. *Pyle J.M., Spear F.S., Wark D.A.* Electron microprobe analysis of REE in apatite, monazite and xenotime: protocols and pitfalls // *Kohn M.J., Rakovan J., Hughes J.M.* (Eds.), *Phosphates – Geochemical, geobiological and material importance.: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002. 48. Mineralogical Society of America, Washington DC. P. 337–362.
 43. *Rasmussen B., Muhling J.R.* Reactions destroying detrital monazite in greenschist-facies sandstones from the Witwatersrand basin, South Africa // *Chemical Geology*. 2009. V. 264. P. 311–327.
 44. *Rasmussen B., Sheppard S., Fletcher I.R.* Testing ore deposit models using in situ U-Pb geochronology of hydrothermal monazite: Palaeoproterozoic gold mineralization in northern Australia // *Geology*. 2006. V. 34. P. 77–80.
 45. *Schandl E.S., Gorton M.P.* A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits // *Economic Geology*. 2004. V. 99. P. 1027–1035.
 46. *Schulz B.* EMP-monazite age controls on P-T paths of garnet metapelites in the Variscan inverted metamorphic sequence of La Sioule, French Massif Central // *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 2009. V. 180. P. 271–282.
 47. *Seydoux-Guillaume A.M., Wirth R., Deutsch, A., Scharer U.* Microstructure of 24–1928 Ma concordant monazites; implications for geochronology and nuclear waste deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. P. 2517–2527.
 48. *Shore M., Fowler A.D.* Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon. // *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34. P. 1111–1126.
 49. *Sindern S., Gerdes A., Ronkin Y.L. et al.* Monazite stability, composition and geochronology as tracers of Proterozoic events at the eastern margin of the East European Craton (Taratash complex, Middle Urals) // *Lithos*. 2012. V. 132–133. P. 82–97.
 50. *Spear F.S.* Monazite-allanite phase relations in metapelites // *Chemical Geology* 2010. V. 279. P. 55–62.
 51. *Spear F.S., Pyle J.M.* Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks // *Kohn M.J., Rakovan J., Hughes J.M.* (Eds.), *Phosphates – Geochemical, geobiological and material importance.: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48. Mineralogical Society of America, Washington DC. P. 293–335.
 52. *Spear F.S., Pyle J.M., Cherniak D.* Limitations of chemical dating of monazite // *Chemical Geology*. 2009. V. 266. P. 218–230.
 53. *Williams M.L., Jercinovic M.J.* Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis // *Journal of Structural Geology*. 2002. V. 24. P. 1013–1028.
 54. *Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C.J.* Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2007. V. 35. P. 137–175.
 55. *Williams M.L., Jercinovic M.J., Terry M.P.* Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: deconvoluting multi stage tectonic histories // *Geology*. 1999. V. 27. P. 1023–1026.
 56. *Wing B.A., Ferry J.M., Harrison T.M.* Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 45. P. 228–250.