

УДК 553.86(470.5)

ВОЗРАСТ ПОЗДНИХ ОРОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ УРАЛА ПО ДАННЫМ U–РЬ-ИЗОТОПИИ ЦИРКОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ШАРТАШСКОГО И ШАБРОВСКОГО МАССИВОВ)

© 2011 г. С. В. Прибавкин, Е. В. Пушкарев

Представлено академиком В.А. Коротеевым 24.11.2010 г.

Поступило 09.12.2010 г.

Шарташский и Шабровский гранитоидные массивы расположены на Среднем Урале в городской черте Екатеринбурга. Они совместно с другими массивами (Середовинский, Первомайский, Талицкий, Кедровский, Свердловский, Большесельниковский, Осинковский) образуют ареал тоналит-гранодиорит-гранитных интрузий, залегающих преимущественно восточнее крупного и сложнопостроенного Верхисетского батолита (рис. 1). Верхисетский батолит является мантийно-коровым образованием. В нем наиболее полно отражены этапы развития орогенного гранитоидного магматизма в окраинно-континентальной обстановке андийского типа. Модель формирования батолита детально изложена в работе Г.Б. Ферштатера [1]. Батолит состоит из четырех последовательно формировавшихся серий разного состава и возраста [2, 3], которые образовались в результате многоступенчатого анатексиса при $P_{H_2O} = 0.7–1.0P_{общ}$ в условиях нижней и средней коры под воздействием тепла габбровых интрузий. Возрастной диапазон пород от 369 млн лет для габбро-диоритовой серии, 316–320 — для тоналит-трондьемитовой, тоналит-гранодиоритовой и 310–274 — для поздней адамеллит-гранитной серии.

Если возрастные рубежи формирования гранитоидных серий Верхисетского батолита надежно датированы Rb–Sr-, U–Pb-методами [3], то возраст других массивов базируется на K–Ar-данных и единственной породной Rb–Sr-изохроне для Шарташского массива [4] и U–Pb-возрасте цирконов Середовинского массива [5].

Шарташский массив среди гранитоидных массивов Среднего Урала может считаться одним из наиболее детально изученных, что обусловлено наличием в его апикальной части крупного Березовского месторождения золота, генетически с

ним связанного [6]. Массив образован в результате последовательного внедрения трех фаз гранитов, каждая из которых сопровождается своей жильной серией, — от тоналитов до лейкогранитов. Породы обладают ярко выраженным K–Na-типом щелочности и характеризуются слабым развитием или отсутствием деформаций. Детали геологического строения и петрологии пород массива подробно описаны в литературе [2, 7].

Шабровский массив сложен гранитами с подчиненным развитием гранодиоритов. Для пород характерны порфиоровидные структуры и отсутствие деформаций. По химическому составу и геохимическим особенностям они похожи на шарташские граниты. Характерной особенностью массива является присутствие среди кислых пород крупных тел габбро, клинопироксенитов, горнблендитов и меланодиоритов, часть из которых выглядит как ксенолиты, а часть несет признаки синмагматического образования с гранитоидами [8, 9]. В отличие от Шарташского массива с Шабровским не связаны значимые коренные месторождения золота, однако широко распространены месторождения россыпного золота, ныне отработанные. Вероятно, отсутствие рудного золота можно объяснить его более глубоким эрозийным срезом.

Петрохимические и геохимические особенности гранитоидов обоих массивов сближают их с поздними порфиоровидными гранитами эталонного Верхисетского батолита, образовавшимися в результате переплавления более ранних тоналитов 310–274 млн лет назад [3].

По данным Д.С. Штейнберга с соавторами, возраст Шарташского массива, определенный изохронным Rb–Sr-методом, составляет 328 ± 18 млн лет. K–Ar-определения по породам и минералам находятся в интервале от 360 до 308 млн лет [4, 10]. Согласно этим датировкам формирование шарташских гранитов должно соответствовать раннему этапу тоналит-гранодиоритового магматизма Верхисетского батолита. Однако петрографиче-

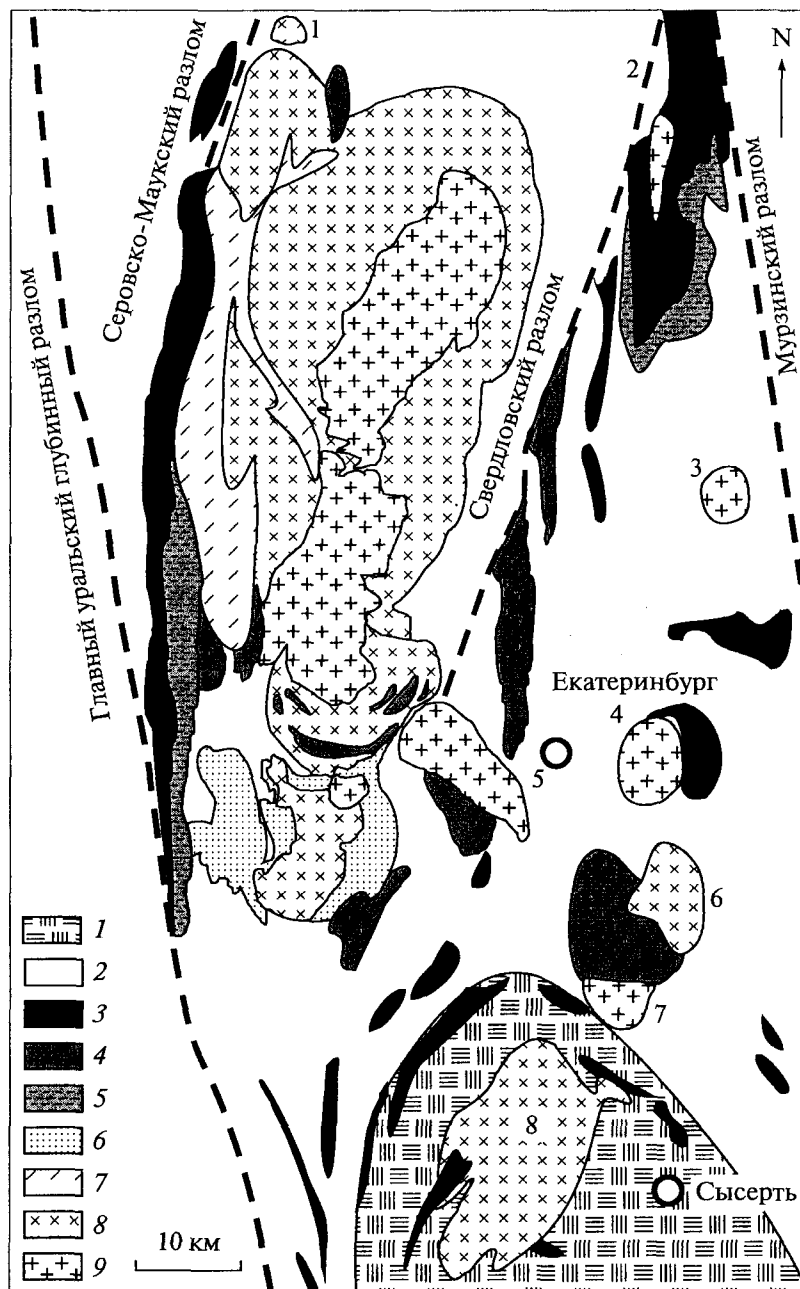


Рис. 1. Геологическая схема района Верхисетского батолита. 1 – метаморфические породы сысертского комплекса, 2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи силурийского–раннедевонского возраста, 3 – дуниты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы средне-позднедевонской ультрабазитовой формации, 4 – средне-позднедевонские габбро габбро-гранитной формации, 5 – плагиограниты средне-позднедевонской габбро-гранитной формации, 6–9 – серии пород Верхисетского батолита: 6 – чувовская габбро-диоритовая, 7 – таватуйская малокалиевая трондьемит-тоналитовая, 8 – исетская калинастровая тоналит-гранодиоритовая, 9 – аятская адамеллит-гранитная. Цифрами обозначены гранитные массивы: 1 – Середовинский, 2 – Талицкий, 3 – Кедровский, 4 – Шарташский, 5 – Свердловский, 6 – Большеседельниковский, 7 – Шабровский, 8 – Осиновский.

ские и геохимические данные противоречат этому, указывая на их принадлежность к поздней адамеллит-гранитной серии.

Возраст Шабровского массива, согласно К–Аг-данным, от 330 до 260 млн лет [8, 9], что соответствует временному диапазону формирования

большей части гранитоидов Верхисетского батолита. В то же время состав пород указывает на их соответствие поздней серии.

Имеющееся несоответствие возрастных данных по Шарташскому массиву с эталонным Верхисетским батолитом, а также неопределенность

возраста Шабровского массива вызывают необходимость их датирования новыми современными методами, что позволит уточнить не только возраст самих массивов, но и временной диапазон формирования золотого оруденения, в частности крупного Березовского месторождения. Для решения поставленных задач мы датировали цирконы, выделенные из гранитоидов и меланодиоритов этих массивов, изотопным U–Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева.

Для определения возраста Шарташского массива использовали цирконы, извлеченные из среднезернистого гранита второй фазы (восточный борт Шарташского щебеночного карьера $56^{\circ}50'23.7''$ с.ш.; $60^{\circ}42'44.9''$ в.д.). Форма цирконов изменяется от коротко- до длиннопризматической, дипирамидальной. Окраска от бесцветной, желтоватой до бежевой. Центральные части кристаллов, как правило, полупрозрачные и более интенсивно окрашенные, иногда непрозрачные. Внутреннее строение зональное. Ядерная часть большинства зерен преобразована, что выражается в стирании зональности, появлении пламевидных структур. В центре кристаллов сосредоточено множество включений; края, наоборот, более чистые с хорошо выраженными зонами роста.

Результаты U–Pb-датирования приведены в табл. 1 и на рис. 2. Конкордантный возраст циркона в этих гранитах составил 302 ± 3 млн лет.

Для датирования Шабровского массива нами выделены цирконы из гранодиоритов главной фазы массива (100 м к западу от вершины горы Высокая, $56^{\circ}37'58.7''$ с.ш.; $60^{\circ}38'35.6''$ в.д.). Кроме этого, цирконы выделены из тела меланодиоритов, предположительно синплутонической природы (500 м к северо-востоку от разъезда Седельниково, $56^{\circ}38'16.49''$ с.ш.; $60^{\circ}39'19.66''$ в.д.), и секущей их дайки гранодиоритового состава.

Цирконы из главной фазы и дайки внешне схожи с шарташскими, но в отличие от последних имеют полностью ритмично-зональное строение. Иначе выглядят цирконы из меланодиорита. Они имеют бипирамидальный или призматический облик и часто срастаются с кристаллами роговой обманки; содержат множество газово-жидких включений и каналов. Циркон полупрозрачный, имеет буро-красную, нежно-розовую окраску. В катодоллюминесцентном изображении цирконы почти черные, со слабо проявленной зональностью.

Результаты датирования циркона приведены на рис. 3а, 3б. Полученный возраст составляет 300 ± 4 млн лет для главной фазы и 306 ± 3 млн лет для дайки. Ранее [11] нами были датированы цир-

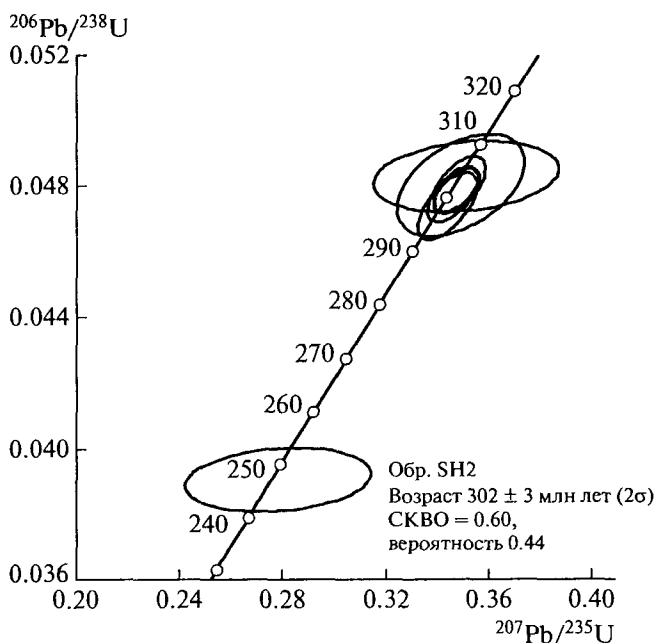


Рис. 2. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для зерен циркона из Шарташского массива.

коны из гранитов Шабровского массива и получено среднее значение возраста 302 ± 11 млн лет при разбросе от 329 до 277 и сильной дискордантности, указывающей на потерю радиогенного свинца.

Датирование цирконов из двух проб меланодиоритов дало сходящиеся результаты 305 ± 5 и 306 ± 4 млн лет (рис. 3в, 3г), сопоставимые с возрастом гранитоидов, что свидетельствует о синплутонической природе основных и кислых пород.

Результаты датирования гранитоидов Шарташского и Шабровского массива хорошо согласуются с петрогенетической моделью формирования орогенного гранитоидного магматизма [1]. Возраст формирования массивов составляет 300–306 млн лет, а не 330, как считалось ранее. Они сформировались за счет плавления более ранних тоналитов и гранодиоритов под воздействием тепла и флюидов базитовых интрузий на уровне средней или нижней коры. Доказательствами этого являются синплутонический характер взаимоотношений основных пород с гранитоидами, их взаимные пересечения и близкий возраст образования. Новые возрастные данные позволяют уточнить время формирования вольфрамового и золотого оруденения, связанных с этими массивами. Нижняя граница золотого оруденения определяется временем формирования гранитов с возрастом 300–306 млн лет, а верхняя – дайками ультрамафических лампрофиров с Ar/Ar-возрастом 284 млн лет [12], секущими метасоматиты и

Таблица 1. Возраст цирконовых зерен Шарташского и Шабровского массивов

Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U- возраст, млн лет	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ±%	Rho
		ppm							
SH2.2-1	0.18	265	25	0.10	11.0	302 ± 4	0.35 ± 2.9	0.0480 ± 1.3	0.453
SH2.3-1	0.15	1996	411	0.21	82.3	302 ± 3	0.35 ± 1.3	0.0479 ± 0.9	0.647
SH2.4-1	1.51	962	315	0.34	40.5	304 ± 3	0.35 ± 4.2	0.0483 ± 0.9	0.217
SH2.5-1	0.08	1947	349	0.19	79.3	299 ± 3	0.34 ± 1.4	0.0474 ± 0.9	0.630
162.1-1	0.36	463	155	0.34	19	298 ± 6.4	0.3460 ± 6	0.04730 ± 2.2	0.369
162.1-2	0.07	824	222	0.28	34	300 ± 6.2	0.3490 ± 2.9	0.04760 ± 2.1	0.735
162.1-3	0.06	1534	407	0.27	65	308 ± 6.3	0.3500 ± 2.5	0.04890 ± 2.1	0.826
162.2-1	0.75	351	100	0.29	15	302 ± 6.7	0.3230 ± 7.2	0.04790 ± 2.3	0.312
162.3-1	0.72	411	100	0.25	16	291 ± 6	0.337 ± 10	0.0461 ± 2.3	0.218
162.4-1	0.07	825	302	0.38	34	301 ± 6.2	0.3480 ± 3	0.04780 ± 2.1	0.715
162.5-1	0.06	851	228	0.28	35	304 ± 6.4	0.3460 ± 2.9	0.04830 ± 2.1	0.732
162.5-2	0.19	1089	334	0.32	44	295 ± 6.1	0.338 ± 3.3	0.04697 ± 2.1	0.634
162.6-1	0.02	1217	287	0.24	51	309 ± 6.3	0.357 ± 3.1	0.0492 ± 2.1	0.673
162.7-1	0.37	784	290	0.38	31	292 ± 6.1	0.333 ± 3.3	0.0463 ± 2.1	0.642
124.1-1	0.09	1266	580	0.47	54	312 ± 5.1	0.3541 ± 2.5	0.04961 ± 1.7	0.674
124.1-2	0.14	1101	374	0.35	45	300 ± 4.9	0.3486 ± 2.9	0.04765 ± 1.7	0.583
124.2-1	0.10	799	125	0.16	33	306 ± 5	0.3519 ± 2.8	0.04859 ± 1.7	0.606
124.2-2	0.13	1632	495	0.31	69	311 ± 5	0.3582 ± 2.2	0.04947 ± 1.6	0.736
124.3-1	0.07	913	202	0.23	38	305 ± 5	0.3549 ± 2.5	0.04844 ± 1.7	0.675
124.3-2	0.09	1157	304	0.27	47	297 ± 4.8	0.3477 ± 2.2	0.04720 ± 1.7	0.741
124.4-1	0.00	1889	1239	0.68	79	305 ± 4.9	0.3573 ± 2	0.04846 ± 1.6	0.809
124.5-1	0.12	1350	386	0.30	58	314 ± 5.1	0.3554 ± 2.6	0.04999 ± 1.7	0.644
124.6-1	0.14	1506	381	0.26	63	306 ± 4.9	0.3432 ± 2.4	0.04853 ± 1.6	0.674
124.7.1	0.26	1573	343	0.23	66	308 ± 5	0.3452 ± 2.5	0.04896 ± 1.7	0.660
113.7-1	0.16	767	218	0.29	32	307 ± 6.7	0.3420 ± 3.5	0.04880 ± 2.2	0.641
113.4-1	0.10	1192	483	0.42	49	301 ± 6.1	0.3460 ± 3.5	0.04781 ± 2.1	0.594
113.6-1	0.18	1701	1120	0.68	70	301 ± 6.0	0.3350 ± 3.1	0.04772 ± 2	0.656
113.10-1	0.17	2231	885	0.41	95	313 ± 6.4	0.3587 ± 2.8	0.04980 ± 2.1	0.750
113.3-1	2.79	3106	1630	0.54	128	293 ± 5.8	0.3380 ± 4.6	0.04655 ± 2	0.442
113.9-1	0.07	3579	1798	0.52	149	305 ± 6.1	0.3478 ± 2.4	0.04840 ± 2.1	0.849
469.1-1	0.06	2168	540	0.26	96	322 ± 6.3	0.367 ± 2.8	0.0513 ± 2	0.714
469.2-1	0.03	2806	2067	0.76	117	304 ± 5.9	0.3500 ± 2.5	0.04832 ± 2	0.791
469.3-1	0.12	1904	630	0.34	79	303 ± 7.1	0.3480 ± 3.0	0.04810 ± 2.4	0.810
469.4-1	0.03	3574	1592	0.46	149	305 ± 6.1	0.3528 ± 2.4	0.0484 ± 2.1	0.870
469.5-1	0.00	2868	1040	0.37	120	308 ± 6.3	0.3564 ± 2.6	0.04890 ± 2.1	0.793
469.6-1	0.07	2722	952	0.36	112	300 ± 6.1	0.3463 ± 2.5	0.04768 ± 2.1	0.828
469.7-2	0.13	1151	338	0.30	49	309 ± 6.4	0.3550 ± 3.1	0.04900 ± 2.1	0.698
469.8-1	0.11	536	128	0.25	22	302 ± 6.7	0.3420 ± 6.3	0.04790 ± 2.3	0.359
469.8-2	0.09	2234	1104	0.51	92	302 ± 6.2	0.3451 ± 2.6	0.04800 ± 2.1	0.795

Примечание. Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb .

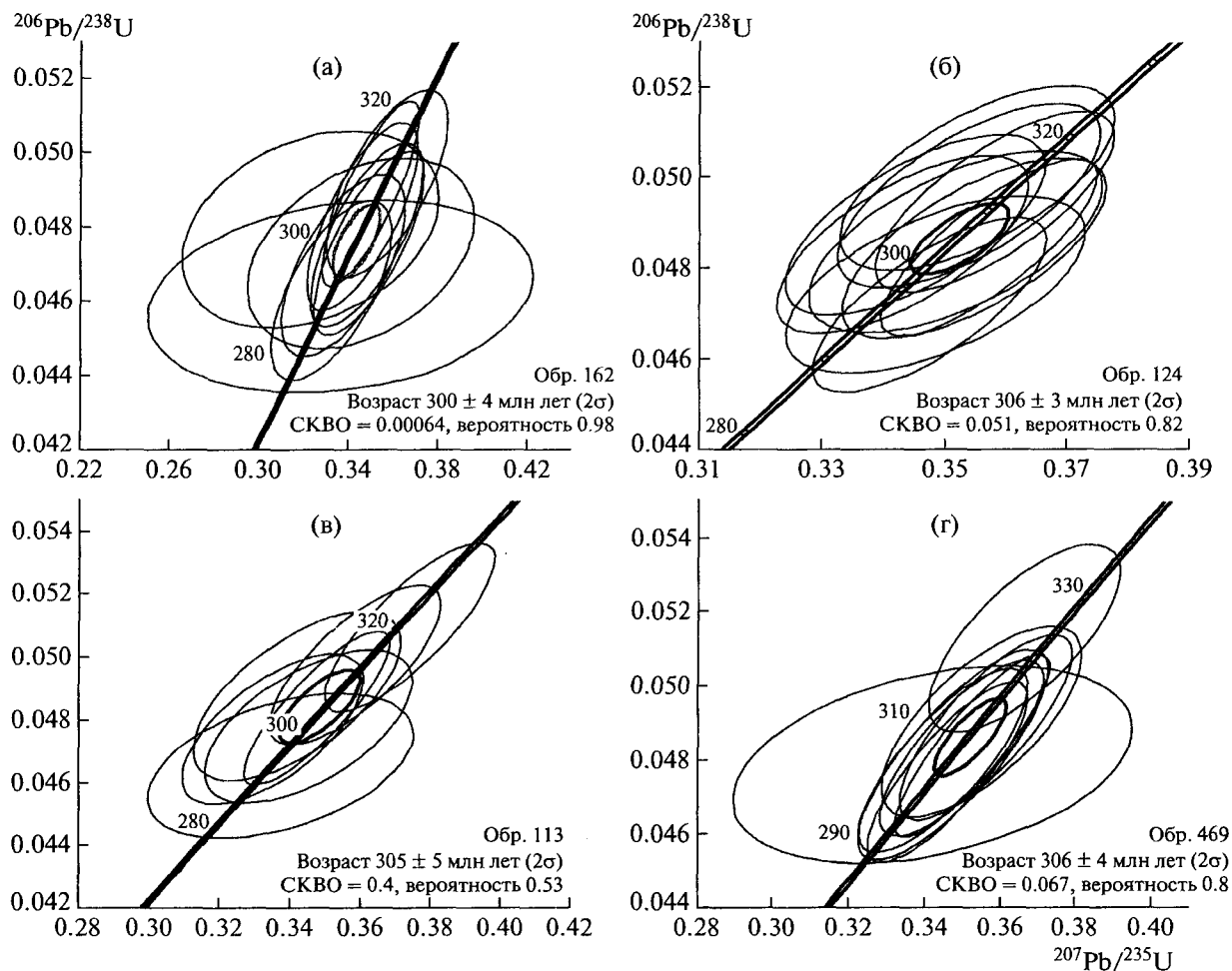


Рис. 3. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для зерен циркона из Шабровского массива. а – гранодиорит главной фазы, б – гранодиорит жильный, в, г – меланодиорит.

золотоносные сульфидно-кварцевые жилы Березовского рудного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (08–05–00018–а, 09–05–00911–а) и программ ОНЗ РАН–2 (09–Т–5–1011), ОНЗ РАН–10 (09–Т–5–1019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ферштатер Г.Б. // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349–1364.
2. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
3. Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., et al. // Tectonophysics. 2000. V. 317. № 1/2. P. 93–108.
4. Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. В кн.: Ежегодник–1988. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 110–112.
5. Зинькова Е.А., Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б. // ДАН. 2008. Т. 420. № 4. С. 520–523.
6. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское золоторудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947. 264 с.
7. Куруленко Р.С. В кн.: Ежегодник–1976. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 39–41.
8. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Готтман И.А. и др. В кн.: Ежегодник–1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 104–108.
9. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А. и др. В кн.: Ежегодник–1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 237–241.
10. Овчинников Л.Н., Воровский С.Н., Малярова Г.В. и др. Определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М., 1976. С. 17–26.
11. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Холоднов В.В. В кн.: Ежегодник–2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 271–276.
12. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. // ДАН. 2003. Т. 393. № 1. С. 78–82.