

УДК (470.5)

АРТЕМОВСКО-АЛТЫНАЙСКИЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ АРЕАЛ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ТИПА (СРЕДНИЙ УРАЛ): U-Pb SHRIMP-II ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА

© 2012 г. А. И. Грабежев, В. Н. Смирнов

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: grabezhev@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 26.12.2011 г.

Артемовско-Алтынайский ареал (восточная часть Среднего Урала) включает в себя гип- мезоабиссальные Артемовский и Алтынайский гранитоидные массивы и вмещающие их вулканогенно-осадочные породы ближайшего обрамления. Массивы сложены рядом пород от диоритов до гранитов при преобладании малокалиевых (обычно 0.9–1.9 мас. % K_2O) кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов. U-Pb SHRIMP-II конкордантные возраста цирконов по трем пробам (кварцевые диориты и гранит) составляют, соответственно, 405.9 ± 3.8 , 405.7 ± 2.5 и 404.2 ± 2.4 млн. лет. Сумма РЗЭ в гранитоидах равна 53–71 г/т, на спектрах РЗЭ обычно наблюдается Eu минимум. На спайдер-диаграммах (относительно MORB) фиксируются минимумы Nb, Ti, Zr. В минимально гидротермально измененных диорите и граните величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ составляет 0.7044 и 0.7049, соответственно, а величина $\epsilon_{Nd}(T)$ равна +7.5 и +8.7. Очень часто наблюдается серицитизация и прожилково-вкрапленная пиритизация (\pm халькопирит и молибденит) пород, выявлено значительное количество мелких рудопоявлений. Величина $\delta^{34}S$ в пирите стабильна и отвечает метеоритному значению $- (+0.1 \dots +1.8)\%$. Полученные данные свидетельствуют о формировании ареала в условиях раннеостроводужной обстановки за счет глубокой кристаллизационной дифференциации базальтоидного расплава мантийной природы. Рассматриваемый ореол можно отнести к “гранодиоритовой” модели медно-порфировой системы, не характерной для других уральских порфириковых объектов. Последние ассоциируют исключительно с раннеостроводужными малыми интрузиями кварц-диоритового состава или, очень редко, – с позднеостроводужными, раннеколлизийными интрузиями монцониитоидного состава.

Ключевые слова: U-Pb SHRIMP-II датирование, Cu-порфириковые системы, циркон, гранитоиды, Урал.

ВВЕДЕНИЕ

(Mo)-Au-Cu-порфириковые месторождения и многочисленные рудопоявления Урала парагенетически связаны с малыми интрузиями кварц-диоритового состава, характеризующимися очень слабым развитием ранних габброидов и поздних даек гранитоидов плагиогранодиоритового (тоналитового), плагиогранитного состава. Эти рудно-магматические системы соответствуют “диоритовой” модели по [21], характерной для островодужных обстановок. Такой тип порфириковой рудно-магматической системы, слабо распространенный в других регионах мира, детально изучен нами в последние два десятилетия на Южном Урале. Артемовский и Алтынайский массивы, в пределах которых (а также в зоне их обрамления) повсеместно наблюдается прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация, резко отличаются от вышеуказанного типа уральской медно-порфириковой системы тем, что представляют собой достаточно крупные по размерам массивы гранитоидов, варьирующие по составу от диоритов до гранитов. Район

Артемовско-Алтынайского ареала изучался многими исследователями, которые классифицировали его как медно-порфириковый [16, 17]. В настоящей статье, на основе современных методов, приводятся, первые данные по U-Pb SHRIMP-II возрасту и геохимии пород, в сравнении с южно-уральскими, хорошо изученными порфириковыми объектами. Полученные результаты позволяют отнести рассматриваемый порфириковый ареал к “гранодиоритовой” модели медно-порфириковых систем по классификации [8]. Объекты этой модели практически отсутствуют в других районах Урала.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Артемовско-Алтынайский ареал слабо сульфидизированных пород включает в себя Артемовский, Алтынайский гранитоидные массивы и вмещающие их в зоне ближайшего обрамления вулканогенно-осадочные породы (рис. 1). Географически ареал находится в 80 км северо-восточнее г. Екатеринбург, протягиваясь на 40 км от г. Ар-

темовска на юг. В геолого-структурном плане он локализован в центральной-восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны или Восточно-Уральской структуры, по В.Н. Пучкову [13]. Рассматриваемый ареал шириной 2–8 км приурочен к средней части субмеридионального Алапаевско-Сухоложского тектонического блока (часть Алапаевско-Теченского глубинного разлома), имеющего протяженность более 90 км (от г. Сухой Лог до г. Алапаевска). Вулканогенно-осадочные породы и предположительно комагматичные им гранитоидные интрузии имеют, по данным геологической съемки, позднеэфельский возраст (А.В. Коровко). Породы тектонического блока почти на всем протяжении очень часто содержат прожилково-вкрапленную пиритовую и халькопирит-пиритовую минерализацию. Рассматриваемые массивы имеют субмеридиональное простирание (размеры примерно 10 на 1–3 и 20 на 2–5 км), соединяясь, судя по геофизическим данным, на глубине [19]. К этой же интрузивной группе относится Белозерский гранитный массив, расположенный в пределах полиформационного Рефтинского плутона (рис. 1).

Прожилково-вкрапленный пирит (\pm халькопирит и молибденит) очень часто наблюдается в гранитоидах интрузии и породах обрамления. Граниты Белозерского массива, по-видимому, повсеместно содержат вкрапленность сульфидов, в этом отношении массив очень слабо изучен. По металлогеническому обобщению А.В. Коровко с коллегами, небольшие рудопроявления меди (часто сопровождающейся молибденом) прожилково-вкрапленного типа выявлены во многих участках интрузии и ее обрамления (рис. 1). Особенно они распространены в южном и западном экзоконтактах Алтынайского массива (в районе сел Рудянское, Глядены и др.) и в контактах Артемовского массива. Мощность зон обычно не превышает 0.5–3 м, а содержание меди – 0.1–0.3 мас. %. Однако, в единичных случаях ширина зон минерализации может достигать 5–10 м, а содержание меди – 0.5 мас. % и более. Исключительно широким распространением пользуются мелкие зоны и участки пиритизации, почти не содержащие халькопирита. Установлено несколько мелких скарновых тел магнетит-гранат-эпидотового состава. Несмотря на значительный объем ранее проведенных поисковых и съемочных работ, промышленных объектов на рассматриваемой площади пока не выявлено, хотя имеются старинные разработки, по-видимому, окисленных руд и бурожелезняковых шляп. Расположенная в 0.5 км западнее Алтынайского массива, узкая субмеридиональная полоса Февральского тектонического блока (рис. 1) включает ранее разрабатывавшиеся шахтами мелкие золото-кварцево-жильные и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные рудные тела в кварц-карбонат-серицит-хлоритовых сланцах по тектонизированным породам различно-

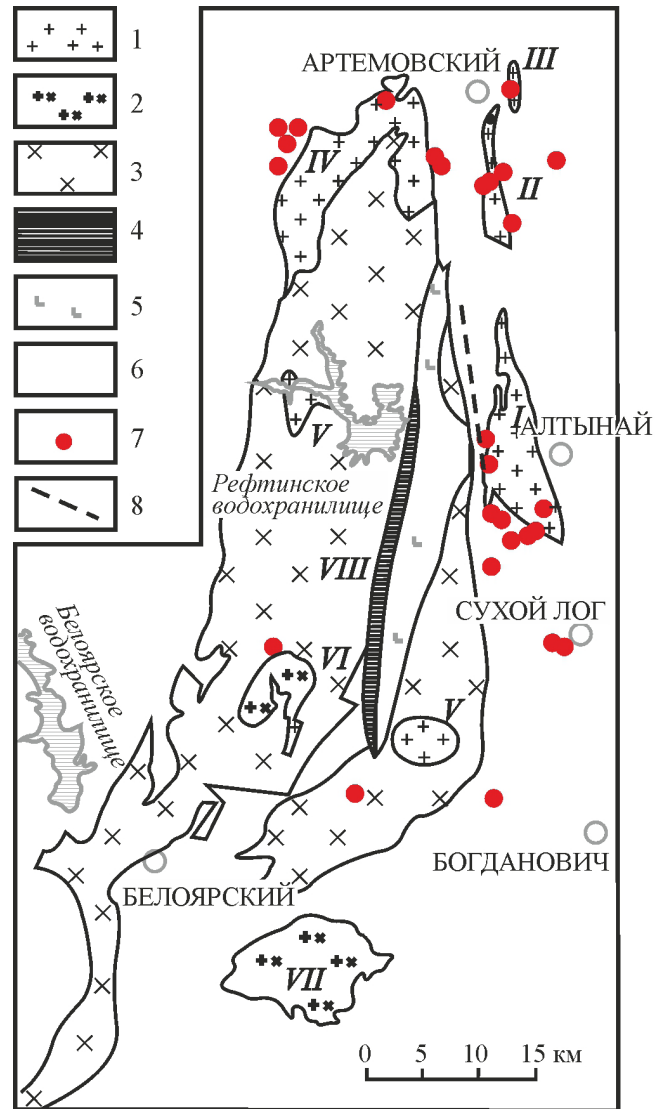


Рис. 1. Схема расположения интрузивных тел, (Mo)-Au-Cu-порфировых проявлений и золотых месторождений района Артемовско-Алтынайской интрузии и Рефтинского плутона по А.В. Коровко (Схема минерагенического районирования Каменско-Сафьяновской рудной зоны м-ба 1 : 200 000, 2004 г.) с изменениями.

1 – кварцевые диориты, гранодиориты, граниты Артемовско-Алтынайской интрузии и ряда мелких массивов; 2 – габбро-нориты, роговообманковые габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты Некрасовского и Хомутинского массивов; 3 – породы рефтинского габбро-тоналитового комплекса (роговообманковые габбро и габбродолериты, диориты, кварцевые диориты и тоналиты); 4, 5 – породы офиолитовой ассоциации: 4 – габбро расслоенной части офиолитового разреза, 5 – комплекс параллельных дозеритовых даек; 6 – вулканогенные и осадочные породы O_3-C_1 возраста; 7 – (Mo)-Au-Cu-порфировые рудопроявления; 8 – Февральская полоса золото-прожилково-вкрапленных месторождений. Интрузивные массивы: I – Алтынайский, II – Артемовский, III – Восточно-Артемовский, IV – Белозерский, V – Пещерный, VI – Хомутинский, VII – Некрасовский, VIII – Рефтинский.

го состава [14 и др.]. Предположительно эти рудные тела могут рассматриваться как верхняя периферическая часть медно-порфировой колонны. Такие штокверковые и кварцево-жильные системы характерны для внешних частей медно-порфировых рудных полей [7, 8, 11, 22].

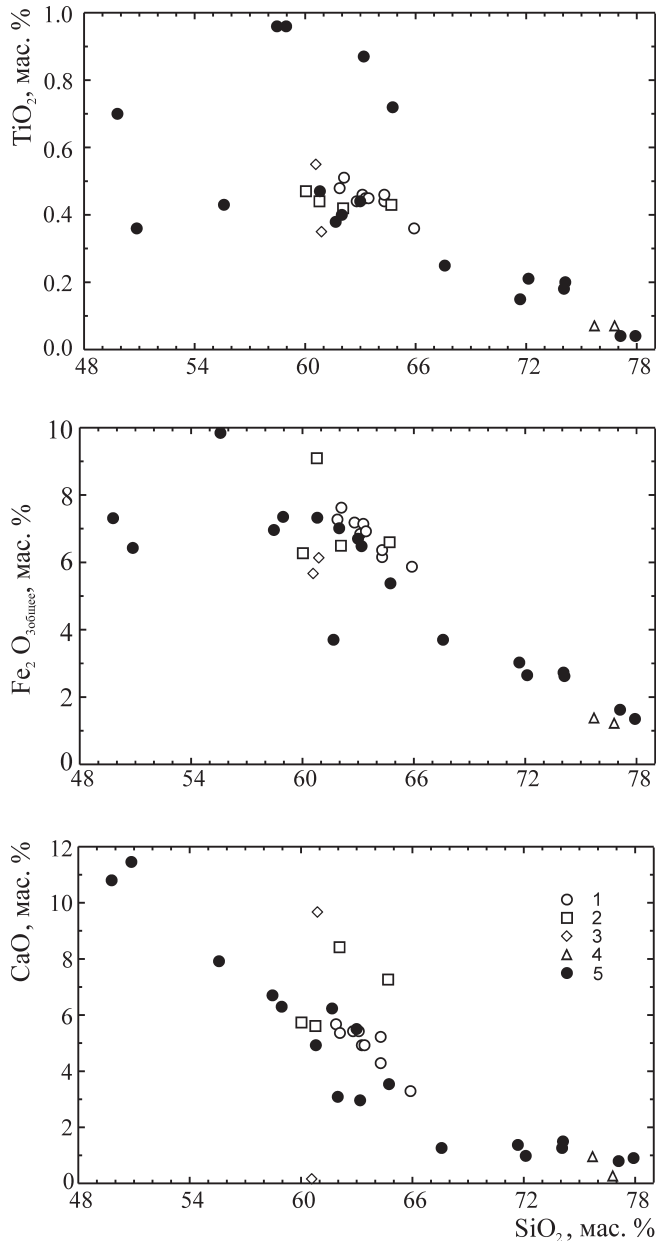


Рис. 2. Соотношения кремнезема с другими оксидами в гранитоидах Артемовско-Алтынайской интрузии.

1–4 – анализы 1995–2005 гг.: 1 – минимально измененные кварцевые диориты ($\text{Na}_2\text{O} = 3\text{--}4$ мас. %); 2 – заметно хлоритизированные и серицитизированные кварцевые диориты ($\text{Na}_2\text{O} = 1.6\text{--}1.9$ мас. %); 3 – аподиоритовые метасоматиты ($\text{Na}_2\text{O} = 0.2\text{--}0.9$ мас. %); 4 – граниты; 5 – анализы из [19], пробы габброидов отобраны в Нерасовском массиве.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ И МЕТАСОМАТИТОВ

Артемовский и Алтынайский массивы сложены породами среднего и кислого состава (табл. 1, рис. 2), представленными двумя интрузивными фазами. Первая фаза включает преимущественно кварцевые диориты и в небольшом объеме – гранодиориты, вторая – гранодиориты, граниты и гранит-порфиры. Породы второй фазы местами преобладают в составе обоих массивов. Для Алтынайского массива характерны среднезернистые, иногда слабо порфировидные разновидности пород и только в приконтактных частях отмечено присутствие гранит-порфиров. Артемовский массив отличается широким развитием закаленных разновидностей пород: гранит-порфиров и мелкозернистых порфировидных гранитов. Эта особенность, наряду с небольшими размерами массива, свидетельствует о том, что на поверхность выходит прикровлевая часть интрузии. Содержание калия несколько возрастает в гранитоидах среднего состава от первой ко второй фазе (соответственно, 0.94–1.51 и 1.61–1.87 мас. % K_2O) при идентичности других петрохимических параметров. В целом же гранитоиды соответствуют нижней части умеренно-калиевой известково-щелочной группы гранитоидов [9]. Петрографическая характеристика гранитоидов детально изложена ранее [19]. Отметим только нередкое присутствие в породах среднего состава небольшого количества мало упорядоченного пертитового (до 25 об. %) калишпата ($2V = 62\text{--}84^\circ$). В гранитах калишпат является уже обычным минералом. В целом гранитоиды отвечают гип-мезоабиссальному уровню становления массивов при меньшем эрозионном срезе Артемовского массива по сравнению с Алтынайским.

Во многих участках гранитоиды и вмещающие их породы около трещин или по зонам мощностью от 1 до 100–300 см (и до 10–23 м) в той или иной мере хлоритизированы, серицитизированы, деанортитизированы и пиритизированы. Имеет место небольшой вынос натрия, привнос кальция и калия (табл. 1, ан. 3, 4). Встречаются также участки сильной альбитизации, характеризующиеся выносом кальция и привносом натрия (табл. 1, ан. 5). Вероятно, они комплиментарны предыдущим. Такие элементы как **Si, Ti, Al, Fe** обычно малоподвижны. Метасоматиты (хлорит, карбонат)-серицит-кварцевого состава наблюдаются достаточно редко и имеют малую мощность, достигая в единичных случаях 10–15 м. Метасоматоз сопровождается значительной разнонаправленной миграцией щелочных и щелочноземельных элементов. Максимальное метасоматическое преобразование пород и сильная пиритизация фиксируются в экзоконтакте Артемовского массива. В Алтынайском массиве рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита

Таблица 1. Химические анализы гранитоидов Артемовско-Алтынайской интрузии, мас. % (Rb и Sr в г/т)

Компо- ненты	1(9)		2(3)		3(3)		4(1)	5(1)	6(1)	7(1)	8(2)		9(6)	
	x	±1σ	x	±1σ	x	±1σ					x	±1σ	x	±1σ
SiO ₂	62.49	0.86	64.83	0.93	60.96	1.03	64.69	67.58	60.59	60.90	71.90	0.31	75.96	1.61
TiO ₂	0.46	0.03	0.42	0.05	0.44	0.03	0.43	0.25	0.55	0.35	0.18	0.04	0.10	0.07
Al ₂ O ₃	13.83	0.85	14.47	0.95	13.60	1.31	12.68	16.31	17.67	13.38	13.86	0.16	13.12	1.07
Fe ₂ O ₃	2.57	0.72	1.50	0.71	1.77	0.72	2.70	0.84	5.66*	2.20	0.76	0.18	0.73	0.54
FeO	4.08	0.67	4.25	0.78	4.95	1.83	3.50	2.60		3.50	1.89	0.41	1.49	0.48
MnO	0.12	0.03	0.13	0.06	0.13	0.01	0.09	0.10	0.06	0.10	0.06	0.03	0.03	0.01
MgO	3.95	0.49	3.30	0.52	3.67	0.70	3.42	0.18	6.60	4.26	0.46	0.8	0.31	0.23
CaO	5.03	0.78	4.27	0.97	6.59	1.59	7.27	1.27	0.16	9.66	1.18	0.28	0.95	0.42
Na ₂ O	3.17	0.48	4.03	0.65	1.73	0.15	1.70	7.60	0.22	0.90	5.54	0.08	4.05	0.83
K ₂ O	1.16	0.36	0.76	0.74	1.69	1.22	1.00	3.05	3.12	0.97	3.60	0.21	2.61	0.79
P ₂ O ₅	0.08	0.01	0.09	0.01	0.08	0.01	0.07	0.05	0.12	0.06	0.03	0.01	0.03	0.02
П.п.п.	2.66	0.59	2.21	0.55	4.93	0.85	3.20	0.28	6.05	4.40	0.62	0.03	1.18	0.72
Сумма	99.89		100.30		100.54		100.75	100.11	100.80	100.68	100.06		100.56	
Rb	15	6	22		27	10		13	26		40		41	25
Sr	203	55	197	45	135	26	269	70	40	282	58		94	73

Примечание. 1, 2 – минимально измененные, соответственно, кварцевые диориты и гранодиориты (Na₂O = 3–4 мас. %); 3, 4 – заметно хлоритизированные и серицитизированные гранитоиды (Na₂O = 1.6–1.9 мас. %); 5 – альбитизированный гранодиорит; 6, 7 – аподиоритовые метасоматиты (Na₂O = 0.2–0.9 мас. %); 8, 9 – граниты. Анализы выполнены в химической лаборатории Уральского геологического управления и в ИГГ УрО РАН. x – среднее арифметическое, σ – квадратичное отклонение. В скобках показано число анализов. * – Fe₂O₃ + 1.1 FeO.

та часто наблюдается в гранитоидах самого массива. Метасоматические процессы и сульфидизация накладываются на наиболее поздние магматиты – граниты, но, скорее всего, они неоднократно проявлялись и до их внедрения. Все же, учитывая широкое распространение пиритизации гранитов (в том числе объемной вкрапленности пирита в крупном Белозерском массиве), можно полагать, что в максимальной степени рудно-метасоматический процесс проявился после завершения магматической деятельности.

По [19], неизменные гранитоиды среднего состава содержат 13–27 г/т Rb и 275–525 г/т Sr, что примерно совпадает с новыми анализами. ICP-MS данные у нас имеются только для в той или иной степени измененных гранитоидов (табл. 2). В трех пробах наблюдаются повышенные содержания Cu или Mo, однако количество остальных микроэлементов отвечает фоновым, как и в остальных четырех пробах. Поэтому можно предварительно считать, что метасоматоз не привел к существенной миграции микроэлементов. По содержанию суммы РЗЭ (53–71 г/т), La (в диоритах – 8–10, гранитах 11 и 12 г/т), величинам La_N (в диоритах 25–29, в гранитах 36 и 37) и (La/Yb)_N (в диоритах 2.4–3.2, в гранитах – 2.7 и 4.9, табл. 2, рис. 3), гранитоиды данных массивов существенно не отличаются от кварцевых диоритов рядом расположенного Восточно-Артемовского массива [4] и южноуральских порфировых массивов. Однако, по сравнению со всеми другими уральскими массивами, продуктивными на порфировое оруденение, в спектрах РЗЭ присутствует Eu минимум, независимо от кремнекислотности гранитоидов и количества калишпата-

та. Наиболее сильно Eu минимум выражен в двуполовошпатовых гранитах и минимально – в кварцевых диоритах. Формирование серицит-кварцевого метасоматита происходит при значительном выносе РЗЭ, тренд которых (сумма РЗЭ = 30.5 г/т, La = 4.4, La_N = 13.5 и (La/Yb)_N = 2.35) строго параллелен тренду исходных диоритов, а величина Eu минимума не увеличивается (рис. 3). На спайдердиаграмме микроэлементов (относительно MORB) из кварцевых диоритов и гранитов (рис. 4) отчетливо фиксируются минимумы при Nb, Ti, Zr. Содержания многих других элементов (кроме Cs, Rb, Ba, Th) также меньше, чем в базальтах. В целом, картина – типовая для надсубдукционных гранитоидов.

Изотопные характеристики, рассчитанные на возраст 405 млн. лет (табл. 3, 4), свидетельствуют о заметной вариации в гранитоидах величины (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t отношения при незначительном изменении значения ε_{Nd}(T). Минимальные значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t отношения фиксируются в амфиболовом кварцевом диорите (0.7044) и заметно серицитизированном лейкограните (0.7049) Алтынайского массива. В плагиоклазовом диоритовом порфирите Артемовского массива, содержащем единичные вкрапленники калишпата и полностью хлоритизированный амфибол, величина (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t отношения заметно выше – 0.7059. В тонкозернистом гидросерицит-кварцевом метасоматите, образовавшемся по вмещающей породе, эта величина достигает 0.7280. Значения ε_{Nd}(T) составляют +(7.5...8.7). Таким образом, источник гранитоидов имел существенно мантийную природу. Местами расплав и рудоносный флюид, вероятно, активно взаимодействовали с вмещающими коровыми породами.

Таблица 2. Содержание микроэлементов в породах Артемовского (1, 2) и Алтынайского (3–9) массивов (г/т)

Элемент	312–35	311–30	564–137	567–20	574–75	199–26	202–32	569–56	573–40
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	54	10.1	62	49	8.0	6.5	330	6.4	106
Zn	19	12	25	32	17	7.1	19	4.8	42
Pb	71	4.4	7.8	23	9.8	9.4	5.9	5.1	12
Mo	5.8	11.1	2.1	1.5	1.6	3.5	57	1.1	0.8
Re	н/о	0.008	н/о	н/о	–	–	–	н/о	–
Ag	1.10	0.07	0.09	0.07	0.05	0.08	0.17	0.03	0.04
Rh	0.006	0.001	0.012	0.011	–	–	–	0.042	–
Bi	н/о	0.97	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.83	0.00
Cd	0.057	н/о	н/о	н/о	0.02	0.004	0.106	н/о	0.061
Sb	4.0	1.1	1.5	5.5	1.6	0.8	0.8	1.4	1.4
As	18	12	2.7	2.0	–	–	–	2.0	–
Se	0.7	3.4	0.3	0.4	–	–	–	0.6	–
Te	0.02	1.82	0.04	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.05
Tl	0.13	0.18	0.13	0.15	0.04	0.33	0.15	0.03	0.05
Hg	3.3	6.6	1.9	н/о	–	–	–	н/о	–
Sn	3.5	3.1	2.0	6.3	2.1	1.1	3.0	3.2	1.8
W	2.8	2.4	2.5	2.9	3.2	4.2	4.7	3.2	0.5
Ti	1978	2275	2468	2525	2811	378	377	1919	2507
V	55	98	128	149	196	3	6	177	263
Cr	211	308	285	329	358	437	378	257	690
Mn	150	159	535	705	532	148	107	955	1252
Co	34	26	16	17	12	1.2	2.2	8.5	50
Ni	12	45	31	33	18	9.7	8.7	15	141
Li	15.9	8.7	4.8	4.1	3.6	0.9	1.3	1.6	3.5
Be	0.56	0.23	0.46	0.43	0.83	1.06	0.64	0.31	0.21
B	3.7	12.3	15.6	37.4	–	–	–	8.3	–
Sc	16.0	18.8	22.1	24.4	16.9	6.3	5.9	26.8	38.0
Ga	13.0	13.1	12.0	11.9	16.2	10.8	12.3	20.7	10.4
Ge	0.56	0.60	1.20	1.34	2.03	1.83	1.34	4.71	1.36
Rb	13.0	25.7	34.5	24.6	5.1	71.1	32.8	3.5	6.6
Cs	0.64	0.15	0.59	0.51	0.23	0.39	0.32	0.09	0.13
Sr	53	8	192	197	156	26	24	930	194
Ba	80	328	260	274	38	312	284	20	92
Zr	123.6	55.1	39.0	39.8	28.4	60.9	63.1	29.3	20.1
Hf	3.31	1.50	1.50	1.50	1.11	2.59	2.90	1.12	0.61
Nb	1.55	1.30	2.23	2.10	2.02	3.14	2.24	1.25	0.43
Ta	0.21	0.15	0.29	0.27	0.18	0.45	0.29	0.21	0.05
Th	2.65	1.40	2.67	2.12	2.07	7.28	6.83	1.53	0.36
U	2.82	0.68	1.18	0.61	0.97	1.68	2.79	6.16	0.20
Y	20.4	8.5	17.1	16.6	14.9	10.8	20.2	39.9	8.7
La	9.546	4.440	9.160	8.214	8.474	12.01	11.8	33.192	2.021
Ce	22.477	10.401	20.630	19.386	20.09	29.4	26.5	61.102	5.005
Pr	2.801	1.323	2.440	2.386	2.397	3.439	3.086	7.182	0.656
Nd	12.929	6.197	10.619	10.606	9.747	12.7	12.42	31.424	3.183
Sm	3.152	1.508	2.451	2.488	2.160	2.851	2.785	7.602	0.981
Eu	0.730	0.363	0.589	0.606	0.536	0.108	0.141	4.673	0.380
Gd	3.231	1.497	2.673	2.597	2.309	2.515	2.923	8.780	1.292
Tb	0.507	0.216	0.447	0.437	0.365	0.346	0.487	1.381	0.214
Dy	3.449	1.462	3.007	2.944	2.495	2.130	3.25	8.552	1.501
Ho	0.775	0.334	0.669	0.639	0.551	0.433	0.753	1.595	0.343
Er	2.480	1.090	2.034	1.976	1.631	1.272	2.444	3.948	0.988
Tm	0.385	0.176	0.312	0.314	0.252	0.209	0.403	0.484	0.146
Yb	2.619	1.262	2.082	2.104	1.758	1.644	2.959	2.863	1.016
Lu	0.419	0.213	0.315	0.319	0.278	0.300	0.505	0.423	0.163
TR	65.5	30.5	57.4	55.0	53.0	69.3	70.5	173.2	17.9

Примечание. В верхней строке – номера скважин и глубина отбора образца. Характеристика пород приведена на рис. 3. Про- черк – элемент не определялся, н/о – содержание ниже порога чувствительности анализа.

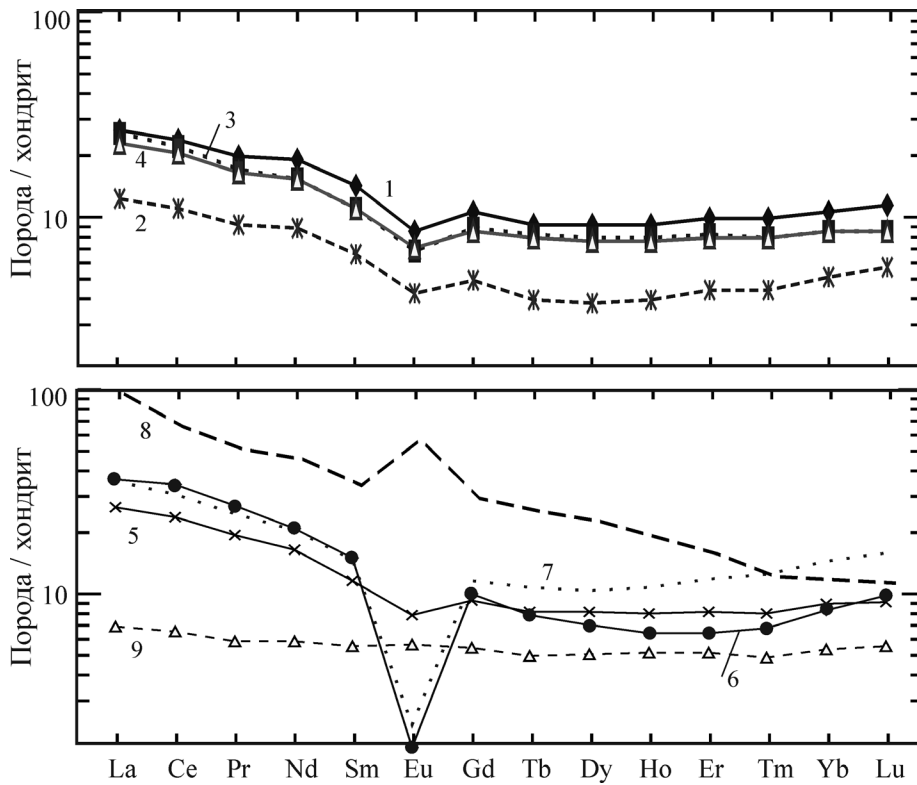


Рис. 3. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах Артемовского (1, 2) и Алтынайского (3–9) массивов.

1 – плагиоклазовый диоритовый порфирит с небольшим количеством вкрапленников калишпата, не содержащий темноцветных минералов и серицита; 2 – кварц-гидросерицитовый метасоматит по диоритовому порфириту; 3 – кварцевый диорит, сильно серицитизированный, с реликтами амфибола, биотита и хлорита; 4 – кварцевый диорит с пелитизированным калишпатом и реликтами амфибола, хлорита; 5 – кварцевый диорит, местами сильно серицитизированный; 6 – гранит с высоким содержанием пертита в сильно пелитизированном калишпате, слабо серицитизирован; 7 – гранит с калишпатом, частично замещенным шахматным альбитом, умеренно серицитизирован; 8 – эпидозит; 9 – вулканит актинолитизированный. Нормирование по [23].

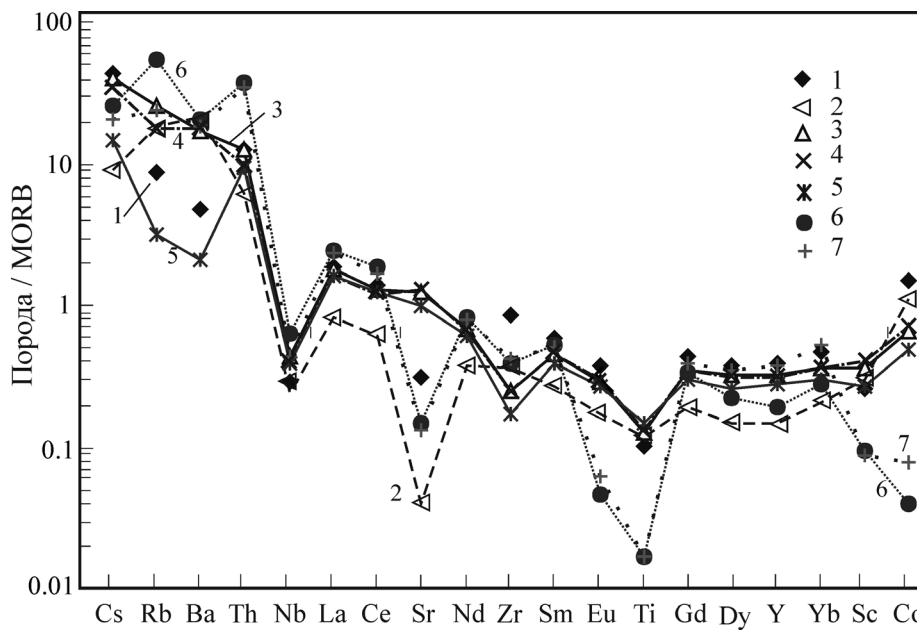


Рис. 4. Спайдер-диаграммы микроэлементов из пород Артемовского (1, 2) и Алтынайского (3–7) массивов. Характеристика пород приведена на рис. 3.

Таблица 3. Rb-Sr изотопные параметры в породах Алтынайского (1, 2) и Артемовского (3, 4) массивов

№ пп	Номер пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t
1	567-20	24.77	202.5	0.3534	0.0018	0.70641	0.000006	0.70437
2	202-32	33.84	24.18	4.054	0.0203	0.72832	0.000015	0.70489
3	312-35	12.38	50.85	0.7039	0.0035	0.70991	0.000019	0.70585
4	311-30	26.57	8.873	8.716	0.0436	0.77840	0.000057	0.72803

Примечание. 1 – кварцевый диорит с пелитизированным калишпатом и реликтами амфибола, хлорита; 2 – гранит с калишпатом, частично замещенным шахматным альбитом, умеренно серицитизирован; 3 – плагиоклазовый диоритовый порфирит с небольшим количеством вкрапленников калишпата, не содержащий темноцветных минералов и серицита; 4 – кварц-гидросерицитовый метасоматит по алевролиту. Величина (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t, отношения рассчитана на возраст 405 млн. лет. Номер пробы соответствует номеру скважины и глубине отбора образца. SHUR: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0827, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045. Анализы, приведенные здесь и в табл. 4, выполнены под руководством Ю.Л. Ронкина в ИГГ УрО РАН.

Таблица 4. Sm-Nd изотопные параметры в породах Алтынайского (1, 2) и Артемовского (3, 4) массивов

№ пп	Номер пробы	Nd, г/т	Sm, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	±2σ	ε _{Nd} (T)
1	567-20	10.606	2.488	0.1418	0.0014	0.513451	2.2E-05	18.8
2	202-32	12.418	2.785	0.1356	0.0014	0.512917	7E-06	8.7
3	312-35	12.929	3.152	0.1474	0.0015	0.51289	5E-06	7.5
4	311-30	6.197	1.508	0.1471	0.0015	0.512886	1.8E-05	7.5

Примечание. Характеристику пород см. в табл.3. Величины (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_m отношения и ε_{Nd}(T) рассчитаны на возраст 405 млн. лет. SHUR: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512636. Значение ε_{Nd}(T) для пробы 1 маловероятно.

Метасоматические преобразования пород далеко не всегда сопровождалась привнесением рудных элементов. Повышенные содержания Cu, Mo, а также Ag, Bi, Sb, As явно тяготеют к участкам максимальной пиритизации. Содержания Au в измененных гранитоидах Каменского рудопоявления, находящегося в пределах Алтынайского массива, составляют 1.2–5.6 (обычно 2–4) мг/т по 18 пробам. В Артемовском массиве они выше – 5–14 мг/т. Количество Au в пирите из существенно пиритовых сегрегаций размером 1.5–11.0 см, находящихся в кварцевых диоритах, составляет по восьми пробам 50–76 и 128–843 мг/т (нейтронно-активационный анализ). Величина δ³⁴S в прожилковом и вкрапленном пирите весьма стабильна и отвечает метеоритному значению: 0.1, 0.7, 1.3, 1.5 и 1.8‰, т.е. явно имеет глубинный источник.

U-Pb SHRIMP-II ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ

По трем пробам гранитоидов получены совпавшие U-Pb SHRIMP-II конкордантные возрасты цирконов, отвечающие интервалу средних значений 404–406 млн. лет (аналитик и интерпретатор И.П. Падерин, ВСЕГЕИ) (рис. 5, табл. 5). Анализы проводились в 2010 и 2011 гг. Две пробы отобраны из кварцевых диоритов Алтынайского массива, третья – из гранита Артемовского массива. Среднезернистый амфиболовый кварцевый диорит Алтынайского массива (проба взята из керна скважины 240, инт. 16.5–39.5, пробуренной на лесной дороге в 1.5 км западнее п. Алтынай) содержит немногочисленные зерна сильно пелитизированного калишпата. Количество амфибола состав-

ляет примерно 15 мас. %, кварца – 15–25 мас. %. Центральная часть таблиц плагиоклаза часто замещена сосюритом, часть амфибола – эпидотом, т.е. порода умеренно пропилитизирована. Циркон представлен длиннопризматическими (примерно 160 на 50 мкм) бесцветными кристаллами (рис. 6а). Наблюдается идеальная прямая корреляция между содержаниями U и Th при значительной вариации содержаний этих элементов (209–686 г/т для U и 77–455 г/т для Th, рис. 7). Конкордантный возраст отвечает 405.9 ± 3.8 млн. лет (11 анализов, СКВО = 0.01, вероятность соответствия конкордантности составляет 0.91). Другая проба кварцевого диорита из Алтынайского массива (проба С-239-25) взята из керна скважины, пробуренной в 2250 м северо-западнее п. Алтынай, у дороги из пос. Золото в д. Рудянка. В диорите содержится около 25% кварца и 15–20% роговой обманки, остальная часть представлена плагиоклазом. Последний полностью сосюритизирован, а амфибол в значительной мере замещен хлоритом и эпидотом (±магнетит). Циркон представлен бесцветными (редко, бледно-желтыми) короткопризматическими кристаллами (удлинение 1 : 2–1 : 2.5). В отличие от предыдущего образца, данный циркон характеризуется низкими содержаниями U (92–256 г/т) и Th (30–104 г/т) при неплохой корреляции между этими элементами (за исключением одного кристалла с высокими содержаниями U и Th). Конкордантный возраст отвечает 405.7 ± 2.5 млн. лет (11 анализов, СКВО = 0.01, вероятность соответствия конкордантности составляет 0.92).

Более сложная картина фиксируется для циркона из гранита Артемовского массива. Проба № III представлена порфировидным гранитом – лейко-

гранитом, отобранном в пределах г. Артемовска (на правом берегу р. Бобровки, в 200 м от ж/д моста выше по ее течению). Гранит содержит (мас. %): SiO_2 – 74.06, Na_2O – 4.22, K_2O – 2.35. Кристаллы циркона неоднородны по размеру, форме и окраске. Представлены мелкими короткопризматическими зернами ($0.2\text{--}0.3 \times 0.08\text{--}0.1$ мм, удлинение 1.3–1.8), в редких случаях – длиннопризматическими ($0.2\text{--}0.3 \times 0.04\text{--}0.08$ мм, удлинение до 1 : 5). Наблюдаются бесцветные и желтые (чаще светложелтые) кристаллы. Иногда окрашена только периферия кристаллов, в редких случаях ядра кристаллов имеют черный или красный цвет. По 8 кристаллам конкордантный возраст отвечает 404.2 ± 2.4 млн. лет (9 ан., СКВО = 0.15, вероятность соответствия конкордантности составляет 0.70). По остальным анализам возможные датировки соответствуют 361.0 ± 3.4 млн. лет (2 анализа в одном кристалле, СКВО = 0.09, вероятность соответствия конкордантности – 0.77) и 322.3 ± 3.1 млн. лет (2 анализа, СКВО = 0.008, вероятность соответствия конкордантности – 0.93). Возможно, две последние датировки отвечают поздним преобразованиям первичного циркона. На диаграмме U–Th восемь анализов образуют очень строгую линейную последовательность. Остальные три анализа отклоняются от этой последовательности, причем два из них очень сильно. Отметим, что Pb–Pb возраст (метод Кобера) циркона из кварцевого диорита Некрасовского массива, относимого [19] к одному типу с рассматриваемыми массивами, отвечает 352 ± 12 млн. лет [18]. Однако, А.В. Коровко выделяет этот массив в отдельный комплекс (личное сообщение).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдается существенное отличие гранитоидов Артемовско-Алтынайской интрузии, сопровождающейся рассеянной сульфидной минерализацией, от порфириновых рудоносных гранитоидов Южного Урала и Тагильской вулканогенной зоны. Рассматриваемая интрузия состоит из крупных тел кварцевых диоритов, кварцевых диоритов-гранодиоритов и гранитов. Напротив, южноуральские порфириновые рудоносные массивы, находящиеся в пределах вулканогенных мегазон, имеют (если не рассматривать Cu–Mo-порфириновые монцитонидные раннекарбонатные интрузии) исключительно кварцдиоритовый состав при крайне ограниченном распространении габброидов и мелких даек кислых гранитоидов [3, 6]. Можно отметить, что на Михеевском и Тарутинском месторождениях наблюдаются единичные мелкие жилы послерудных розовых гранитов неясной природы, эти граниты содержат повышенные количества U, Th, Nb и других редких элементов. Соответственно, можно полагать, что гранитоиды Артемовско-Алтынайской интрузии сформировались в условиях глубокой кри-

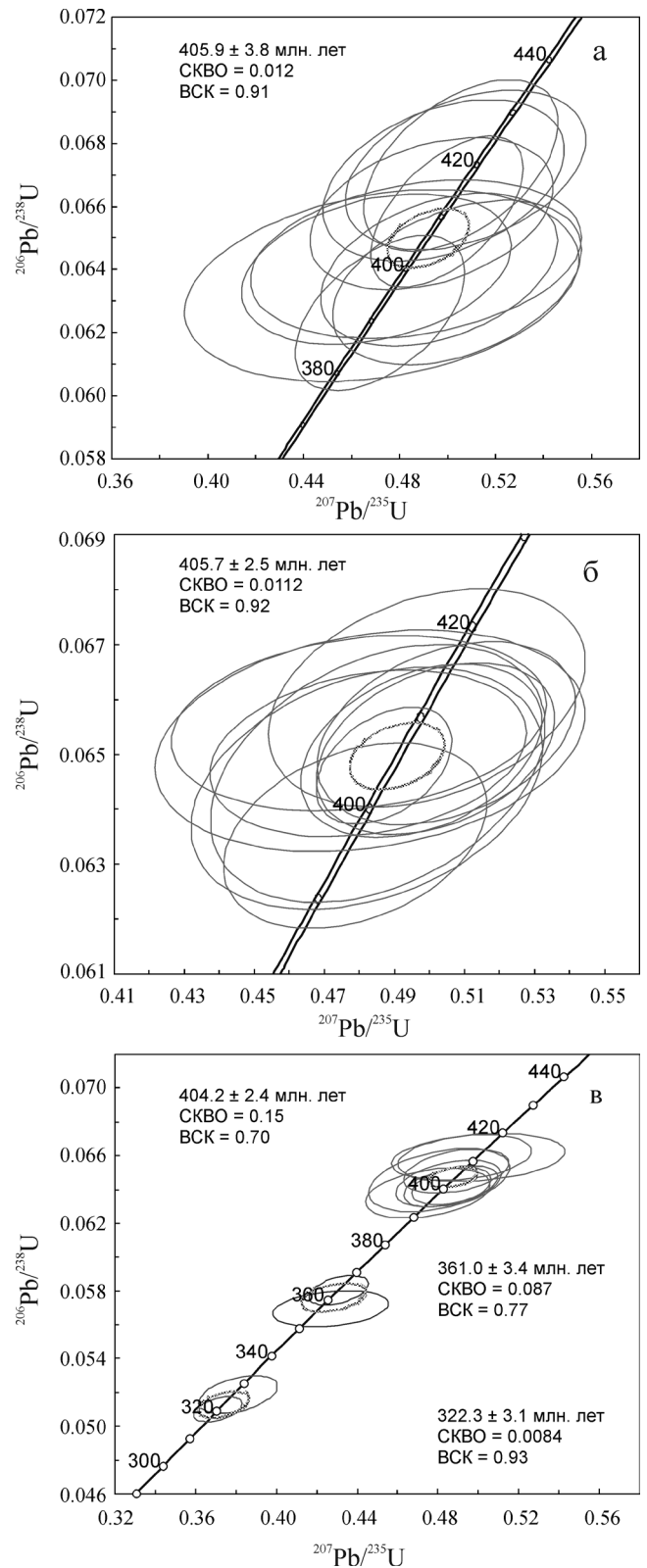


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов из кварцевых диоритов Алтынайского (а, б) и гранитов Артемовского (в) массивов.

СКВО – среднее квадратичное взвешенное отклонение, ВСК – вероятность соответствия конкордантности. Номера проб для рис. 5, 6 приведены в табл. 5.

Таблица 5. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из гранитоидов Алтынайского и Артемовского массивов

Кристалл. кратер	²⁰⁶ Pb _c %	U, ppm	Th, ppm	²⁰⁶ Pb* ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U млн. лет	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb млн. лет	D, %	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	±%	Rho
Алтынайский массив, амфиболовый кварцевый диорит (проба 240-16.5-39.5)															
1.1	0.11	621	373	35.2	35.2	411 ± 6	415 ± 48	1	0.0551	2.1	0.500	2.6	0.0658	1.5	0.57
2.1	0.68	209	77	11.5	11.5	397 ± 8	370 ± 150	-7	0.054	6.8	0.473	7.1	0.0635	2.0	0.28
3.1	0.00	311	149	16.8	16.8	392 ± 6	398 ± 59	2	0.0547	2.6	0.472	3.1	0.0626	1.6	0.52
4.1	0.30	242	102	13.2	13.2	397 ± 7	510 ± 85	28	0.0575	3.9	0.504	4.2	0.0636	1.7	0.40
5.1	0.48	686	455	39	39.0	411 ± 6	388 ± 88	-6	0.0544	3.9	0.493	4.2	0.0658	1.5	0.36
6.1	0.35	391	190	22.5	22.5	417 ± 6	375 ± 86	-10	0.0541	3.8	0.498	4.1	0.0668	1.6	0.38
7.1	0.33	352	164	19.5	19.5	402 ± 6	408 ± 130	1	0.0549	5.6	0.487	5.8	0.0643	1.6	0.27
8.1	0.41	461	252	26.7	26.7	419 ± 6	405 ± 83	-3	0.0548	3.7	0.508	4.0	0.0672	1.5	0.38
9.1	0.19	448	246	25.9	25.9	420 ± 7	391 ± 64	-7	0.0545	2.8	0.506	3.3	0.0673	1.6	0.50
10.1	0.31	423	222	23.3	23.3	400 ± 6	463 ± 83	16	0.0563	3.8	0.496	4.1	0.064	1.5	0.38
10.2	0.59	537	320	29.7	29.7	400 ± 6	341 ± 110	-15	0.0533	4.6	0.470	4.9	0.0640	1.5	0.31
Алтынайский массив, амфиболовый кварцевый диорит (проба С-239-25)															
1.1	0.40	119	45	6.69	6.69	408 ± 5	359 ± 100	-12	0.0537	5.0	0.483	5.2	0.0653	1.3	0.24
2.1	0.00	221	88	12.3	12.3	407 ± 4	449 ± 58	10	0.0559	2.6	0.502	2.8	0.0651	1.0	0.35
3.1	0.00	214	86	12	12.0	406 ± 4	431 ± 59	6	0.0555	2.6	0.498	2.8	0.0651	1.0	0.35
4.1	0.31	256	104	14.4	14.4	406 ± 4	364 ± 84	-10	0.0538	3.7	0.483	3.8	0.0650	1.0	0.25
5.1	0.41	236	59	13.4	13.4	409 ± 4	333 ± 100	-19	0.0531	4.5	0.480	4.6	0.0656	1.0	0.22
6.1	0.00	92	32	5.09	5.09	402 ± 5	384 ± 90	-4	0.0543	4.0	0.482	4.3	0.0644	1.4	0.33
6.2	0.06	819	332	45.6	45.6	405 ± 3	392 ± 33	-3	0.0545	1.5	0.4871	1.6	0.0648	0.7	0.41
7.1	0.00	189	81	10.6	10.6	408 ± 4	452 ± 62	11	0.056	2.8	0.505	3.0	0.0654	1.0	0.35
7.2	0.00	129	30	7.31	7.31	412 ± 5	406 ± 78	-1	0.0548	3.5	0.499	3.7	0.0660	1.2	0.33
8.1	0.00	167	71	9.1	9.10	397 ± 4	399 ± 68	0	0.0547	3.0	0.479	3.2	0.0635	1.1	0.34
9.1	0.00	113	42	6.29	6.29	404 ± 6	389 ± 84	-4	0.0544	3.7	0.485	4.0	0.0646	1.5	0.37
Артемовский массив, биотитовый порфириовидный гранит (проба III)															
1.1	0.00	566	186	31.2	0.34	402 ± 3	416 ± 36	4	0.0551	1.6	0.4882	1.8	0.0643	0.7	0.41
2.1	0.00	263	63	14.4	0.25	399 ± 4	372 ± 56	-7	0.054	2.5	0.475	2.7	0.0638	0.9	0.35
3.1	0.10	483	155	26.7	0.33	402 ± 3	400 ± 45	0	0.0547	2.0	0.485	2.2	0.0643	0.9	0.40
3.2	0.00	362	114	20.2	0.32	407 ± 3	392 ± 45	-4	0.0545	2.0	0.489	2.2	0.0651	0.8	0.38
4.1	0.24	318	73	18.1	0.24	411 ± 4	414 ± 76	1	0.055	3.4	0.500	3.5	0.0659	0.9	0.25
4.2	0.00	500	162	27.5	0.33	401 ± 3	405 ± 37	1	0.0548	1.7	0.4847	1.8	0.0641	0.7	0.41
5.1	0.05	1832	1763	80.3	0.99	321 ± 2	318 ± 27	-1	0.0528	1.2	0.371	1.3	0.051	0.6	0.46
6.1	0.14	553	144	27.1	0.27	357 ± 3	386 ± 59	8	0.0544	2.6	0.427	2.7	0.0570	0.8	0.28
7.1	0.05	1322	32	65.9	0.02	364 ± 2	364 ± 28	0	0.0534	1.2	0.4308	1.4	0.0580	0.6	0.44
7.2	0.00	208	45	11.5	0.22	403 ± 5	370 ± 61	-8	0.054	2.7	0.481	3	0.0646	1.2	0.40
8.1	0.17	358	118	20.3	0.34	411 ± 3	384 ± 59	-7	0.0543	2.6	0.493	2.7	0.0659	0.8	0.30
9.1	0.00	548	222	24.4	0.42	326 ± 3	341 ± 43	5	0.0533	1.9	0.3811	2.1	0.0519	0.9	0.43
10.1	0.00	566	186	31.2	0.34	401 ± 3	416 ± 36	4	0.0551	1.6	0.4882	1.8	0.0643	0.7	0.41

Примечание. Погрешности составляют ±1σ. Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно. D – коэффициент дискордантности. * Коррекция по ²⁰⁴Pb. Погрешность калибровки относительно стандартов – 0.39%. Rho – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

сталлизионной дифференциации, по-видимому, базальтоидного расплава, в то время как кварцдиоритовые массивы Южного Урала – при частичном плавлении базальтоидного первоисточника. На то, что этот базальтоидный источник имел на Среднем Урале мантийную природу (верхняя мантия или система слэб–мантийный клин), однозначно указывают вышеприведенные Sr-Nd изотопные данные – (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.7044, 0.7049, а ε_{Nd}(T) = 7.5, 8.7. Значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i отношения свидетельствуют о присутствии небольшого количества корового материала, количество которого значительно увеличивается (до 0.70585) в образце жильного диоритово-

го порфирита. Близмантийные значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i и ε_{Nd}(T) свойственны всем южноуральским порфириовым диоритоидным массивам [1, 2].

Сопоставляемые объекты Среднего и Южного Урала принципиально отличаются и по калиевой щелочнометальности. Южноуральские, минимально измененные рудоносные диоритоиды Магнитогорской зоны относятся к низкокалиевой группе (0.3–0.9 мас. % K₂O). Исключение здесь представляют гранитоиды двух массивов, аномальных по петрогеохимическому составу. Это кварцевые диориты Вознесенского месторождения (1.1–1.8 мас. % K₂O), содержащие многочислен-

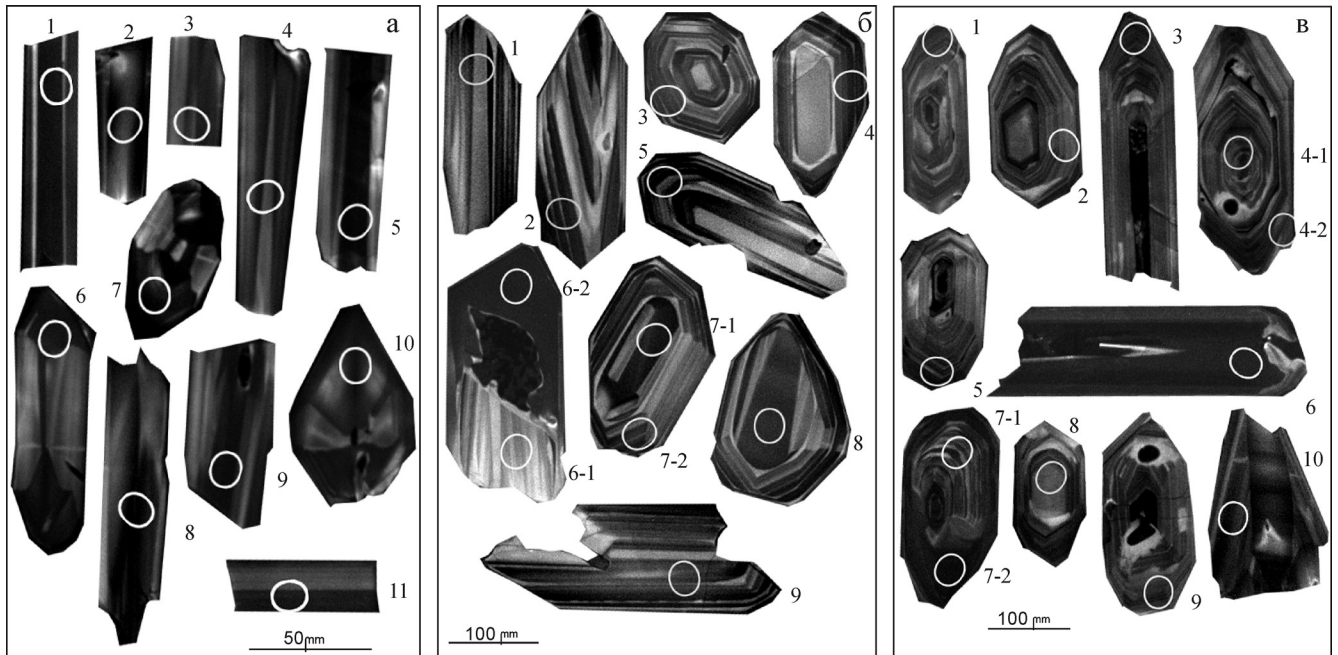


Рис. 6. Картины катодолюминесцентной зональности кристаллов циркона из кварцевых диоритов Алтынайского (а, б) и гранитов Артемовского (в) массивов.

ные жилы плагиогранитов и молибденит в рудах, и коровые адамеллиты-плагиоадамеллиты Cu-Au-порфирового Юбилейного месторождения. В Восточноуральской вулканогенной мегазоне калиевая щелочнометальность рудоносных кварцевых диоритоидов Таругинско-Новониколаевской рудной зоны несколько возрастает по сравнению с диоритоидами Магнитогорской зоны – содержание K_2O варьирует здесь уже от 0.3 до 2.0 мас. %. Таким образом, калиевая щелочнометальность диоритоидов южной части Восточноуральской вулканогенной зоны отвечает промежуточному положению между низко-калиевыми и умеренно-калиевыми гранитоидами. В Артемовско-Алтынайской интрузии содержание K_2O в кварцевых диоритах-гранодиоритах изменяется примерно в таком же интервале. Однако они часто содержат пертитовый калишпат и биотит, совершенно не характерные для диоритоидов южноуральских массивов. Содержание K_2O резко увеличивается в гранитах (до 1.6–3.8 мас. %, табл. 1). Отметим еще, что имеется два Cu-Mo-порфировых объекта, связанных с монзонитоидными нижнекарбонными массивами. Это позднеостроводужное Верхне-Уральское рудопроявление и раннеколлизийное Талицкое месторождение.

Еще одно различие касается распределения в диоритоидах РЗЭ. Для гранитоидов Артемовско-Алтынайской интрузии характерен Eu минимум, отсутствующий в южноуральских гранитоидах, при примерно одинаковых содержаниях РЗЭ в сравниваемых объектах. Вероятно, это связано с глубокой дифференциацией исходного расплава и, соответственно, образованием большого объ-

ема гранитов. Наличие минимумов Zr, Nb, Ti на спайдер-диаграммах (относительно MORB) свидетельствует о надсубдукционной природе гранитоидов. С учетом вышеприведенных изотопных данных можно полагать, что гранитоиды Артемовско-Алтынайской интрузии отвечают, как и южноуральские рудоносные диоритоиды, островодужному геохимическому типу. Геодинамическое положение порфировых месторождений Южного Урала рассматривается в ряде работ В.Н. Пучкова, И.Б. Серавкина и других авторов [12, 13, 15, 20].

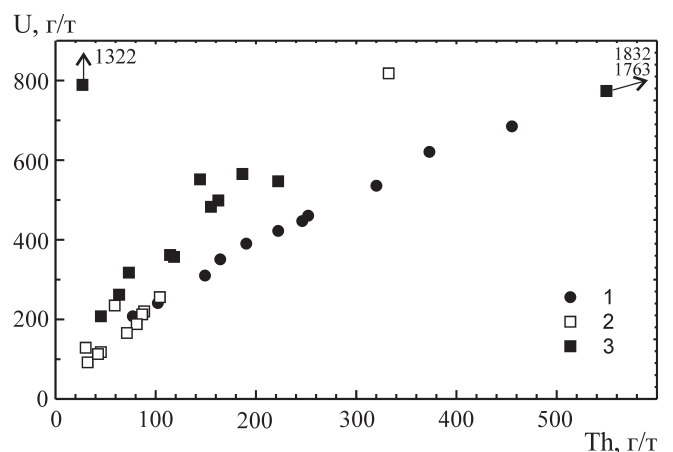


Рис. 7. Соотношение U и Th в цирконах из гранитоидов Артемовского (1, 2) и Алтынайского (3) массивов.

1, 2 – амфиболовые кварцевые диориты, пробы 240-16.5–39.5 и С-239-25; 3 – биотитовый порфировидный гранит (проба III).

По U-Pb SHRIMP-II датированию цирконов, гранитоиды Артемовско-Алтынайской интрузии значительно древнее (от 404.2 ± 2.4 до 405.9 ± 3.8 млн. лет) южноуральского диоритоидного дайкового комплекса промышленной Тарутинско-Новониколаевской рудной зоны (от 356 ± 6 до 362 ± 4 млн. лет). Обе рудные зоны имеют одинаковое геологоструктурное положение – они локализованы в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны. По-видимому, значительная глубина становления гранитоидов Артемовско-Алтынайской интрузии и отсутствие дайкового комплекса являются главными причинами слабой рудоносности интрузии. Отметим, что на Михеевском месторождении (Новониколаевское рудное поле) крупная интрузия, по геофизическим данным, находится на глубине 3–4 км. Гранитоиды Артемовско-Алтынайской интрузии наиболее близки по возрасту диоритоидам Гумешевского месторождения (390.0 ± 2.8 млн. лет) [2], находящегося в Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоне.

Золото-сульфидное оруденение слабо изученной Февральской тектоно-сланцевой полосы, находящейся в западном экзоконтакте Артемовско-Алтынайской интрузии, может быть генетически с ней связано. Косвенным подтверждением этого является повышенное содержание золота в пирите медно-порфировых проявлений региона. Оруденение золото-сульфидного типа часто наблюдается в периферической части медно-порфировых колонн [11, 22 и др.]. Еще более характерно для медно-порфировых колонн эпitherмальное золотое оруденение, отвечающее гипабиссально-субвулканическому и субвулканическому срезам колонны [22 и др.].

Все вышесказанное позволяет отнести Артемовско-Алтынайский ареал, имеющий эмский возраст, к образованиям “гранодиоритовой” модели Cu-порфировых систем, по классификации [8]. Это первый ареал такого типа в вулканогенных мегазонах Урала. Именно значительная степень дифференциации отличает условия формирования рассматриваемой интрузии от южноуральских диоритоидных систем. Гранитоиды ареала сформировались в результате глубокой дифференциации базальтоидного расплава мантийной природы и отвечают островодужному геохимическому типу. Основные причины низкой рудной продуктивности ареала, несмотря на огромную массу рассеянного сульфидного вещества, кроются, скорее всего, в значительном эрозионном срезе гранитоидных массивов (гип-мезоабиссальная фация глубинности), приуроченности их к глубинному разлому и в слабом распространении литологически благоприятных для рудоотложения пород (особенно известняков). Тем не менее, на современном эрозионном срезе не исключено выявление протяженных линейных эндогенных рудных зон или обогащенных медью кор выветри-

вания. Изучение Февральской золоторудной полосы может способствовать генетической интерпретации соотношения прожилково-вкрапленного золотого и медного оруденения, что необходимо для прогнозирования новых объектов.

Авторы признательны А.В. Коровко, В.В. Мурзину, И.П. Падерину, Ю.Л. Ронкину, В.Г. Крживицкой, Н.В. Чередниченко, Д.В. Киселевой, О.П. Лепихиной и другим коллегам за помощь в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00103а), а также по программе Президиума РАН № 27, финансируемой УрО РАН (проект 12-П-5-2015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопная характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.*
2. *Грабежев А.И. Гумешевское скарново-медно-порфировое месторождение (Средний Урал, Россия): рудоносные диориты, метасоматиты и жилы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, C, O, H) // Геология рудных месторождений. 2010. № 2. С. 153–170.*
3. *Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 199 с.*
4. *Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Коровко А.В., Чередниченко Н.В. Петрогеохимия диоритоидов Восточно-Артемовского медно-порфирового массива (Средний Урал) // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 121–124.*
5. *Грабежев А.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П. и др. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирового рудного узла // Геология рудных месторождений. 1995. № 6. С. 500–510.*
6. *Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. Изотопы Sr, Nd и редкие земли в породах и минералах медно-порфировых систем главной вулканогенной зоны Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 330–343.*
7. *Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.*
8. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.*
9. *Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2008. 199 с.*
10. *Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А. и др. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. № 5. С. 414–443.*
11. *Попов В.С. Геология и генезис медно-молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.*
12. *Пучков В.Н. Очерк минерагении Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт,*

2006. С. 195–222.
13. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.
 14. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 621 с.
 15. Серавкин И.Б., Минибаева К.В., Родичева З.И. Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор) // Геологический сборник № 9. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2011. С. 186–200.
 16. Смирнов В.Н., Ведерников В.В., Грабезжев А.И. Особенности среднедевонских вулканоплутонических ассоциаций Среднего Урала, сопровождающихся минерализацией медно-порфирового типа // Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск: ИГиГ УФАИ СССР, 1988. С. 13–22.
 17. Федорова И.Б., Григорьева Г.Г., Компанец С.Н. Условия размещения медно-порфирового оруденения на Урале // Геология медно-порфировых месторождений. Алма-Ата: ИГиН Каз. АН, 1971. С. 12–14.
 18. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 98–124.
 19. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
 20. Herrington R.J., Zaikov V.V., Maslennikov V.V. et al. Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1069–1095.
 21. Hollister V.F. An appraisal of the nature of some porphyry copper deposits // Mineralogical Science Engineering, 1975. V. 7. P. 225–233.
 22. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105, № 1. P. 3–41.
 23. Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179–192.

Рецензент В.С. Попов

Artyomovsk-Altynai ore-magmatic porphyry-copper areal (the Middle Urals): U-Pb SHRIMP-II age, petrogeochemistry of granitoids and genetic peculiarity

A. I. Grabezhev, V. N. Smirnov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Porphyry copper Artyomovsk-Altynai areal (eastern part of the Middle Urals) includes sulphide-bearing hypmesoabyssal Artyomovskii, Altynaiskii granitoid massifs and country volcanic-sedimentary rocks of their nearest framing zone. The massifs consist from poor potassium (usually 0.9–1.9 vol. % K₂O) quartz diorites, granodiorites and granites. U-Pb SHRIMP-II concordant ages of the three probes (quartz diorites and granite) are 405.9 ± 3.8, 405.7 ± 2.5 and 404.2 ± 2.4 Ma. The sum of REE in granitoids is 53–71 ppm, their distribution usually is characterised by Eu minimum. Spider-diagrams (relative to MORB) fix minimums of Nb, Ti, Zr. Value of (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), in low altered diorite and granite are 0.7044 и 0.7049, accordingly, and ε_{Nd}(T) is (+7.5...+8.7). Sericitization and streaky-disseminated pyritization (±chalcopyrite and molybdenite) are observed very often, there are considerable quantity of small ore manifestation. δ³⁴S in pyrite is very stable and corresponds to meteoritic value – +0.1...+1.8‰. Adduced data testify about formation of the area in early arc island conditions as a result of deep crystallization differentiation of mantle basaltic melt. Investigated area may be attributed to porphyry copper “granodiorite” model which is not typical for other regions of the Urals. The last associate only with early arc island quartz diorite small intrusions or hardly ever with late arc island, early collision monzonitoid intrusions.

Keywords: U-Pb SHRIMP-II dating, porphyry-copper systems, zircon, granitoids, the Urals.