

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА
ВОЗНЕСЕНСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.И. Грабежев, Г.Ю. Шардакова, А.Н. Ларионов

Вознесенское месторождение (находится в 60 км к северо-востоку от г. Учалы) от других медно-порфировых месторождений Тагило-Магнитогорской вулканогенной зоны существенно отличается по возрасту и другим ниже рассматриваемым особенностям интрузивного магматизма и последующего рудно-метасоматического процесса.

Месторождение, кратко охарактеризованное в [Кривцов и др., 1986; Шишаков и др., 1988; Грабежев, Белгородский, 1992 и др.], находится вблизи Главного Уральского глубинного разлома в пределах Вознесенской структурно-формационной зоны. Месторождение приурочено к северо-восточной части Вознесенского массива (вытянутого в меридиональном направлении на 3,5 км при ширине до 0,5 км), прорывающего осадочно-вулканогенные породы базальтовой, базальт-андезит-базальтовой формаций и серпентиниты. В районе месторождения массив сложен порфировидными мелко-среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами (55-61 мас. % SiO_2 , табл. 1), которые ниже глубины 300 м приобретают фанеритовый облик. Диоритоиды инъецированы редкими дорудными жилами диоритовых порфириров и многочисленными дорудными-внутрирудными телами и дайками плагиогранитов, плагиолейкогранитов (соответственно 70,5-71,6 и 74,2-75,0 мас. % SiO_2). Порфировые структуры встречаются достаточно редко, вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом, кварцем. На большинстве петрохимических диаграмм анализы гранитоидов укладываются в тренды, иллюстрирующие генетическое единство двухфазовой последовательности внедрения гранитоидов (рис. 1). Широкое распространение кислых гранитоидов является характерной особенностью Вознесенского массива, отличающей его от других диорит-кварцдиоритовых медно-порфировых массивов Тагило-Магнитогорской вулканогенной зоны.

Для гранитоидов каждой из фаз и в целом характерны хорошо выраженные обратные

корреляционные зависимости кремния с железом, кальцием, титаном, а также прямые зависимости между титаном и железом, титаном и фосфором (см. рис. 1), что свидетельствует о первично-магматическом соотношении главных петрогенных компонентов. Другой важной чертой диоритов и кварцевых диоритов массива является повышенное и довольно стабильное содержание K_2O (1,2-1,7, реже до 2,1-2,4 мас. %), не связанное с вариацией содержаний кальция и натрия. Количество калия в гранитоидах не коррелируется со степенью их изменения. Так как большая часть гранитоидов слабо (иногда умеренно) серицитизирована, то можно полагать, с учетом вышесказанного, что образование серицита не связано с существенным привносом калия. По-видимому, серицитизация, как и обычно сопутствующая ей хлоритизация, пренитизация, происходили преимущественно в условиях перераспределения компонентов в породе. Тоже можно сказать и об образовании иногда наблюдающегося биотита. Только при формировании аподиоритового серицит-кварцевого метасоматита имел место значительный привнос калия и вынос кальция, натрия (см. табл. 1). Количество K_2O в плагиогранитах варьирует от 0,6 до 1,6 мас. %, а в плагиолейкогранитах не превышает 0,7 мас. %. Содержание кварца в плагиогранитах составляет 34-39 об. %. Диоритоиды содержат 28-41 г/т рубидия и 407-697 г/т стронция, причем их количество не зависит от степени изменения гранитоидов. Столь высокие содержания рубидия и стронция в гранитоидах не отвечают их формированию в условиях типовой ранней островодужной обстановки.

U-Pb анализ цирконов на SHRIMP-II (лаборатория ВСЕГЕИ) из заметно серицитизированного, хлоритизированного и пренитизированного кварцевого диорита свидетельствует о возрасте образования циркона в 412 ± 7 млн. лет и возрасте, вероятно, метаморфизма (полное удаление свинца из циркона) при 381 ± 4 млн. лет (рис. 2, табл. 2). Менее вероятный альтернатив-

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Вознесенского массива, мас. % (Rb и Sr в г/т)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	3-285	3-89	3-172	Среднее, 2 ан.	4-32	3-141	6-403	6-513	5-140	5-271	Среднее, 6 ан.
SiO ₂	54,99	58,27	58,27	58,27	55,05	56,30	56,63	57,17	59,09	59,40	57,27
TiO ₂	0,40	0,35	0,39	0,37	0,37	0,38	0,36	0,38	0,36	0,35	0,37
Al ₂ O ₃	16,78	15,24	15,06	15,15	16,66	15,96	15,95	15,30	15,46	15,65	15,83
Fe ₂ O ₃	2,81	1,92	2,41	2,17	3,09	2,92	1,79	2,17	2,01	2,18	2,36
FeO	6,23	5,84	5,65	5,75	5,38	5,89	7,87	5,38	5,48	5,11	5,85
MnO	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,09	0,10
MgO	4,22	4,60	4,35	4,48	4,28	4,28	4,27	4,98	4,04	4,03	4,31
CaO	6,97	5,08	6,13	5,61	6,37	6,75	6,24	7,05	5,70	4,36	6,08
Na ₂ O	2,77	3,55	3,17	3,36	2,67	2,63	2,14	2,14	2,41	2,45	2,41
K ₂ O	1,33	1,34	1,53	1,44	2,08	1,53	1,69	1,69	2,06	2,39	1,91
P ₂ O ₅	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,16
CO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,11	0,05	0,05	0,05	0,11	0,07
S	0,14	0,52	0,13	0,33	0,18	0,48	0,48	0,43	0,35	0,36	0,38
F	0,09	0,10	0,09	0,10	0,08	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08
H ₂ O	2,74	2,73	2,31	2,52	3,26	2,22	1,99	2,73	2,47	3,08	2,63
Сумма	99,81	99,84	99,79	99,82	99,78	99,81	99,80	99,81	99,81	99,79	99,80
FeO'	8,76	7,57	7,82	7,70	8,16	8,52	9,48	7,33	7,29	7,07	7,98
Rb	28	32	28	30	33	32	-	31	31	41	33
Sr	697	525	529	527	529	610	-	459	407	421	485

Компо- ненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	6-451	6-180	Среднее, 2 ан.	6-45	6-93	2-14	Среднее, 3 ан.	3-50	6-187	7-59	Среднее, 3 ан.	5-240
SiO ₂	58,92	61,23	60,08	70,45	71,52	71,62	71,20	74,15	74,77	74,97	74,63	62,43
TiO ₂	0,35	0,32	0,34	0,18	0,17	0,13	0,16	0,10	0,13	0,10	0,11	0,37
Al ₂ O ₃	16,00	16,10	16,05	14,17	13,84	12,99	13,67	12,74	12,32	11,76	12,27	16,76
Fe ₂ O ₃	1,97	1,01	1,49	0,69	0,95	0,72	0,79	0,56	0,37	0,36	0,43	3,38
FeO	5,45	5,38	5,42	3,47	3,60	3,54	3,54	2,04	2,96	2,18	2,39	2,25
MnO	0,10	0,07	0,09	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03
MgO	3,67	2,72	3,20	1,29	1,15	1,10	1,18	0,53	0,76	0,42	0,57	1,84
CaO	6,56	4,33	5,45	2,21	1,11	2,59	1,97	2,21	2,50	1,84	2,18	1,44
Na ₂ O	2,25	3,66	2,96	3,98	3,91	5,15	4,35	5,09	4,02	5,79	4,97	0,11
K ₂ O	1,31	1,05	1,18	1,34	1,57	0,64	1,18	0,70	0,70	0,47	0,62	4,76
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,13	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,14
CO ₂	0,05	0,16	0,11	0,05	0,32	0,05	0,14	0,21	0,05	0,91	0,39	0,75
S	0,40	0,52	0,46	0,46	0,47	0,38	0,44	0,43	0,31	0,05	0,26	2,54
F	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,04	0,06	0,08
H ₂ O	2,55	3,07	2,81	1,31	1,03	0,73	1,02	0,91	0,75	0,81	0,82	2,16
Сумма	99,80	99,80	99,80	99,76	99,80	99,79	99,78	99,80	99,81	99,80	99,80	99,04
FeO'	7,22	6,29	6,76	4,09	4,46	4,19	4,24	2,54	3,29	2,50	2,78	5,29
Rb	24	22	23	28	-	13	21	8	-	6	7	93
Sr	488	418	453	303	-	201	252	313	-	157	235	48

Примечание. 1 – диорит амфиболовый; 2-4 – кварцевые диориты амфиболовые со слабо прениитизированным и серицитизированным плагиоклазом; 5-11 – кварцевые диориты с сильно серицитизированным и прениитизированным плагиоклазом и реликтовым амфиболом, в последних двух образцах сильная хлоритизация амфибола; 12-14 – кварцевые диориты обычно амфиболовые, слабо или умеренно прениитизированы, серицитизированы и хлоритизированы; 15-18 – плагиогранит слабо серицитизированный, обычен хлорит, пренит, биотит; 19-22 – плагиолейкогранит с небольшим количеством мусковита, хлорита, пренита, биотита; 23 – кварц-серицитовый метасоматит аподиоритовый. Номер пробы включает номер скважины и глубину отбора пробы.

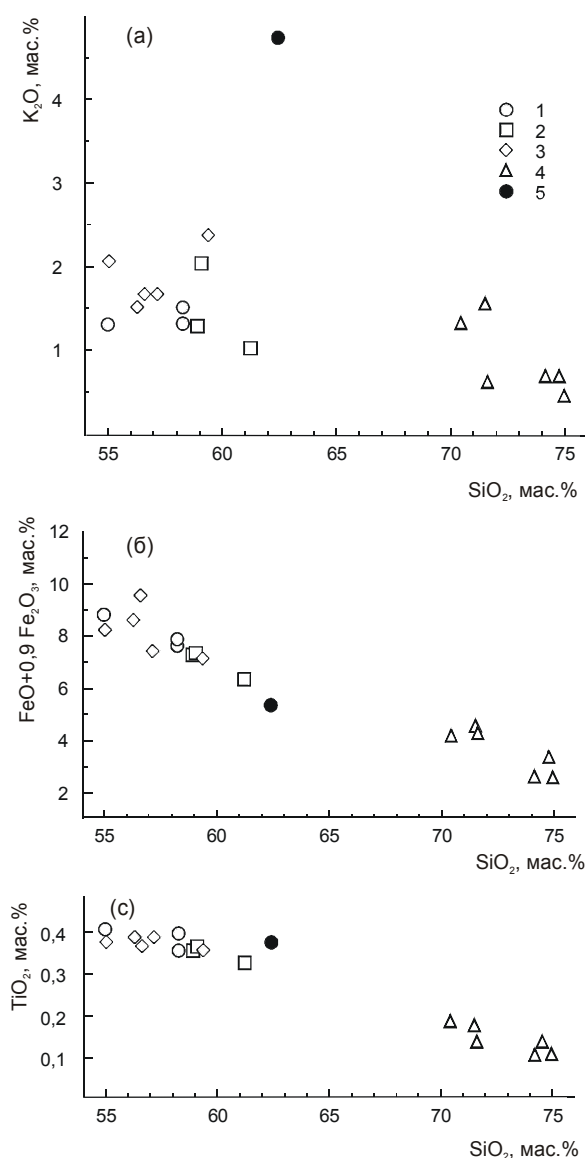


Рис. 1. Зависимость между содержаниями петрогенных компонентов в породах Вознесенского месторождения.

1 – кварцевые диориты амфиболовые со слабо преницитизованным и серицитизованным плагиоклазом; 2 – кварцевые диориты обычно амфиболовые, слабо или умеренно преницитизованные, серицитизованные и хлоритизированные; 3 – кварцевые диориты сильно серицитизованные; 4 – плагиограниты и плагиолейкограниты с небольшим количеством мусковита, хлорита, пренита, биотита; 5 – кварц-серицитовый метасоматит аподиоритовый.

новый вариант интерпретации: конкордантный возраст 412 ± 7 млн. лет и возраст метаморфизма по дискордии (верхнее пересечение) 324 ± 7 млн. лет. Калий-аргоновые возраста по амфиболу соответствуют 430 ± 20 , 436 ± 35 , 457 ± 12 , 471 ± 15 млн. лет [Грабежев, Белгородский, 1992]. На диаграмме К-Аг⁴⁰ пробы образуют четкий

тренд, свидетельствующий о потере радиогенного аргона. Вместе с тем, столь высокие значения К-Аг возрастов должны объясняться присутствием в амфиболах избыточного аргона.

Диоритоиды и плагиограниты Вознесенского месторождения мало отличаются по содержанию (соответственно 61-69 и 50-53 г/т) и распределению редких земель (табл. 3, рис. 3). Содержание La (10,5-13,0 г/т) и Ce (22,7-26,8 г/т) довольно близко во всех гранитоидах, однако плагиограниты имеют, по сравнению с диоритоидами, несколько пониженное содержание промежуточных и тяжелых редких земель, что и отражено на рис. 3. Различия подчеркиваются величинами отношений La/Yb (соответственно 8,7-11,0 и 6,9-8,1) и La/Gd (соответственно 7,0-8,6 и 3,6-4,2). В некоторых пробах слабо выражена отрицательная европиевая аномалия. Приведенные данные не оставляют сомнений в тесной генетической связи диоритоидов и плагиогранитов массива. Эволюция магматизма приводит к некоторому накоплению в плагиогранитах, по сравнению с диоритоидами, Zr, Hf, Nb, Ta, Sn, Ag, Th, U и обеднению Rb, Sr, Li, Cs, Ba, Sc, Ti, V, Mn, Co, Zn, Pb, Ga, Ge, Y при близких содержаниях Be, Bi, Tl (см. табл. 3). Приведенные данные и спайдердиаграмма позволяют отнести гранитоиды к островодужному типу, они мало отличаются также от плагиогранитоидов ряда альпинотипных комплексов [Бородин, Ферштатер, 2006 и др.]. Для минимально измененного амфиболового кварцевого диорита (обр. 3-141) Ю.Л. Ронкиным с коллегами получены изотопные данные. Величина $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}}$ составляет $0,512666 \pm 6$, расчетное значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (содержания элементов даны в табл. 3) отвечает 0,124. Рассчитанные на возраст 412 млн. лет величины $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ и $(\epsilon\text{Nd})_{\text{CHUR}}^t$ соответственно составляют 0,512332 и 4,4. Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренного, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ расчетного и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ рассчитанного составляют соответственно $0,704691 \pm 11$ и 0,1535 и 0,703790.

Аподиоритовый кварц-серицитовый метасоматит не отличается от диоритоидов по содержанию суммы редких земель (60,8 г/т), но занимает промежуточное положение между диоритоидами и плагиогранитами на графике нормированного распределения редких земель, что наиболее четко фиксируется по величине La/Gd отношения (соответственно 5,4, 3,6-4,2 и 7,0-8,6). Интересно, что полное замещение пла-

Таблица 2

Параметры для определения U-Pb возраста цирконов

Точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis- cor- dant	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±%	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	err corr
1,1	0,14	1600	744	0,44	83,8	380,9±4,8	381±4,9	380±44	0	16,4	1,3	0,05534	0,81	0,0542	1,9	0,455	2,3	0,06087	1,3	,558
2,1	0,18	1341	554	0,36	71,8	389±3,8	388,7±3,8	415±41	7	16,05	1	0,05648	1,2	0,0551	1,9	0,4722	2,1	0,0622	1	,479
3,1	0,52	503	212	0,43	26,3	378,7±3,9	378,5±3,9	398±77	5	16,44	1	0,05884	1,6	0,0546	3,4	0,456	3,6	0,0605	1,1	,296
4,1	0,12	2259	685	0,34	115	371,3±3,5	371,3±3,6	369±23	0	16,85	0,98	0,05496	0,72	0,05396	1	0,4411	1,4	0,05928	0,98	,686
5,1	0,62	1087	1617	0,53	55,9	372,1±3,7	372±3,7	395±60	6	16,72	10	0,05955	0,97	0,0546	2,7	0,447	2,8	0,05943	1	,356
6,1	0,36	597	150	0,38	33,8	409,2±4,2	409,1±4,1	422±77	3	15,2	1	0,05814	1,3	0,0553	3,5	0,499	3,6	0,06553	1,1	,291
6,2	0,40	234	464	0,22	13,4	415±4,6	415±4,6	417±92	0	14,98	1,1	0,0583	2,1	0,0551	4,1	0,505	4,3	0,06649	1,2	,271
7,1	0,04	1087	381	0,36	59,1	395,5±3,9	395,5±3,9	392±26	-1	15,8	1	0,05482	0,99	0,0545	1,2	0,4754	1,5	0,06327	1	,660
8,1	0,22	545	222	0,28	28,8	383,4±4	383,1±4	416±49	8	16,28	1,1	0,05684	1,4	0,0551	2,2	0,465	2,4	0,06128	1,1	,442
8,2	0,00	2688	51	0,62	141	382,3±5	382,3±5,1	388±18	1	16,37	1,4	0,0544	0,81	0,0544	0,81	0,4583	1,6	0,06111	1,4	,858

Примечание. Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively. 1s Error in 91500 Standard calibration was 0,29 % (mean of 19).
(1) Common Pb corrected using measured ^{206}Pb . (2) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age-concordance.

гиоклаза относительно высокотемпературной кварц-серицитовой (модификация 2M₁) ассоциацией не сопровождается выносом редких земель. Однако, оно естественно приводит к значительному привносу Rb, Cs и сильному выносу Sr. При этом на диаграмме K-Rb метасоматит, серицитизированные диоритоиды и плагиограниты находятся на одном тренде, что должно свидетельствовать о единой природе процесса серицитизации гранитоидов и образования кварц-серицитовых метасоматитов. Образование метасоматита сопровождается привносом большинства тех же элементов, которыми обогащены плагиограниты. Отчетливо выражен и значительный привнос рудных элементов – Mo, Cu, Zn, Bi, Cd, Sb, Te, Tl, Ag, W. Поэтому можно полагать, что рудно-метасоматический процесс протекал уже после внедрения плагиогранитов, что фиксируется и по геологическим данным, и имел своим источником резервуар, отвечающий кислой остаточной магме. Повышенное содержание Cr и Ni в метасоматите свидетельствует о взаимодействии флюида с вмещающими массив серпентинитами до его достижения зоны рудоотложения.

Прожилково-вкрапленное оруденение наблюдается в субмеридиональной зоне распространения плагиогранитных жил в пределах быстро выклинивающегося по падению и простиранию крутопадающего слабоконтрастного метасоматического ореола серицит-пропилитового типа, выклинивающегося на глубине 350-400 м [Шишаков и др., 1988; Грабежев, Белго-

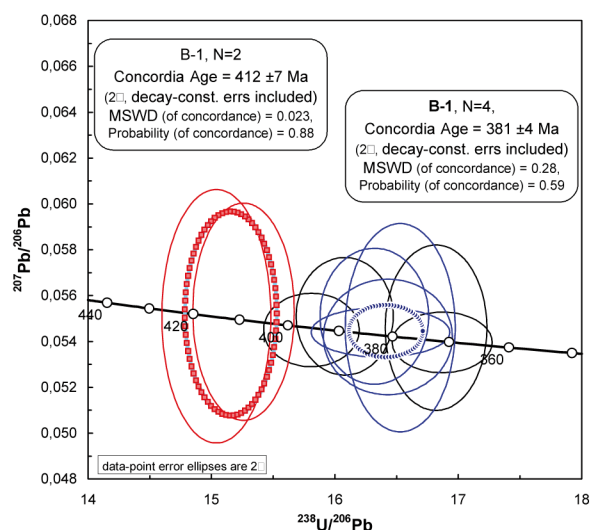


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из диорита Вознесенского месторождения.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Таблица 3

Содержание малых элементов в гранитоидах Вознесенского массива, г/т

Эле- менты	1	2	3	4	5	6
	4-32	3-141	5-271	2-13,5	7-59	5-240А
Rb	41,60	31,89	45,35	12,49	8,32	94,94
Sr	526,81	596,86	399,19	172,27	123,74	44,13
Li	12,86	11,66	15,90	6,92	2,83	8,95
Cs	3,60	2,28	3,27	0,77	0,48	6,76
Be	0,54	0,65	0,66	0,60	0,46	0,71
Zr	34,47	35,77	51,73	63,41	59,93	62,40
Hf	1,13	1,10	1,52	2,00	1,99	1,79
Nb	1,83	1,97	2,18	3,24	3,69	2,81
Ta	0,20	0,18	0,39	0,62	0,66	0,28
W	2,41	2,25	0,97	1,96	14,06	13,12
Mo	5,88	23,27	0,00	5,67	16,40	19,24
Sn	1,07	1,08	1,02	2,30	1,93	2,35
Ba	559,14	441,86	728,18	144,25	133,49	619,85
Sc	40,09	46,53	39,23	9,61	4,55	41,45
Ti	2526,81	2920,15	2439,35	1113,82	681,52	2662,34
V	218,89	244,02	192,93	51,53	25,63	205,04
Cr	355,20	402,83	39,50	19,70	2173,44	1604,20
Mn	852,97	921,85	736,68	325,38	265,05	318,92
Co	23,23	25,46	19,69	6,43	7,43	24,68
Ni	174,86	208,83	11,57	19,86	1144,49	875,59
Cu	160,33	837,93	163,57	880,30	401,58	677,27
Zn	46,38	55,01	46,64	22,51	8,44	63,67
Pb	1,92	2,08	2,50	1,59	1,73	2,42
Bi	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,14
Tl	0,23	0,17	0,25	0,13	0,08	0,47
Ga	14,57	15,99	14,12	10,61	6,66	16,50
Ge	1,89	2,19	1,99	1,62	0,99	1,64
Ag	0,06	0,22	0,07	0,36	0,13	0,48
Cd	0,06	0,13	0,03	0,12	0,04	0,21
Sb	1,62	1,47	2,27	2,84	1,35	14,35
Te	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,14
Y	11,72	11,63	12,45	8,59	7,10	8,75
La	10,57	10,81	12,94	10,56	12,30	11,93
Ce	22,70	23,15	26,80	20,98	23,19	24,41
Pr	2,78	2,82	3,14	2,25	2,32	2,85
Nd	12,17	12,18	13,14	8,20	8,09	11,86
Sm	2,58	2,49	2,69	1,45	1,35	2,28
Eu	0,80	0,74	0,76	0,32	0,41	0,50
Gd	2,93	2,73	3,05	1,50	1,43	2,19
Tb	0,34	0,31	0,34	0,19	0,17	0,25
Dy	2,28	2,04	2,29	1,29	1,18	1,58
Ho	0,48	0,44	0,49	0,30	0,26	0,34
Er	1,47	1,33	1,48	0,95	0,84	1,04
Tm	0,22	0,20	0,23	0,16	0,14	0,16
Yb	1,54	1,43	1,60	1,22	1,12	1,19
Lu	0,24	0,23	0,26	0,22	0,20	0,20
Th	3,42	2,73	5,01	9,35	9,57	7,33
U	0,88	1,01	2,15	2,35	1,99	2,31

Примечание. 1-3 – кварцевые диориты обычно амфиболовые, умеренно прениitized, серицитизированы и хлоритизированы; 4,5 – соответственно плагиогранит и плагиолейкогранит с небольшим количеством мусковита, хлорита, пренита, биотита; 6 – кварц-серицитовый метасоматит аподиоритовый. Номер пробы включает номер скважины и глубину отбора пробы. Анализы выполнены методом ICP-MS в ИГиГ УрО РАН.

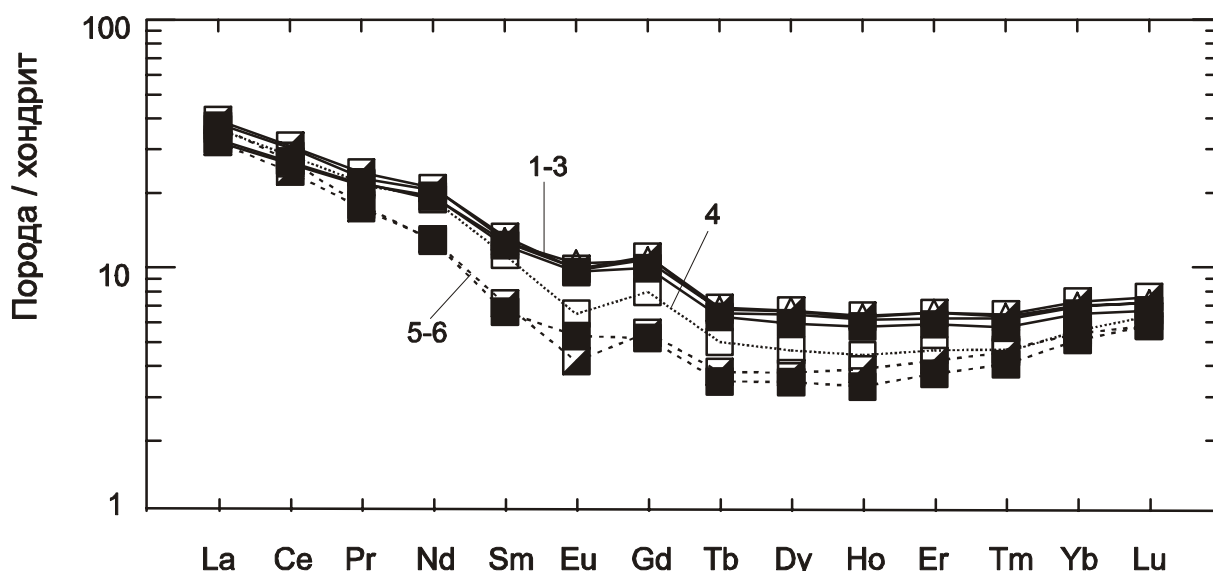


Рис. 3. Нормированное по хондриту (Sun, 1982) распределение редкоземельных элементов в породах Вознесенского месторождения.

1-3 – кварцевые диориты амфиболовые в различной степени серицитизированные, пренитизированные и хлоритизированные; 4 – кварц-серицитовый метасоматит аподиоритовый; 5,6 – соответственно плагиогранит и плагиолейкогранит с небольшим количеством мусковита, хлорита, пренита, биотита.

родский, 1992]. По данным С.В. Сурина длина рудно-метасоматического ореола достигает 600 м, а ширина – 150-200 м. По мере удаления от центральной части ореола уменьшается степень серицитизации, деанортитизации плагиоклаза и увеличивается количество хлорита, пренита, развивающихся по амфиболу и плагиоклазу. Самая внешняя зона представлена хлорит-актинолитовыми пропилитами. В верхней части ореола часто наблюдается жильно-метасоматическое окварцевание, местами амфибол замещен бурым биотитом. Для измененных пород характерно низкое содержание карбоната (до 0,15 мас. % CO_2 , редко больше) и пирита (обычно 0,1-0,4, реже до 1,5 мас. % серы). Только в отдельных участках количество пирита увеличивается до 5-8 об. %. По данным С.В. Сурина среднее содержание меди в рудном теле составляет 0,48 мас. %, серы – 1,5 мас. %. Оруденение представлено преимущественно пирит-халькопирит-кварцевыми прожилками толщиной 0,5-6 см, часто молибденит-содержащими. Широко распространена вкрапленность и просечки сульфидов. Безрудные прожилки имеют кварцевый и карбонатный состав, широко распространены пренитсодержащие прожилки. В одном из шлифов наблюдается пересечение кварцевого прожилка пирит-пренитовым прожилком. В центральной части зоны распространена пирит-халькопирито-

вая с молибденитом, а в периферической – пиритовая и сфалеритовая минерализация. Возможно, количество молибдена возрастает с глубиной. Наличие эруптивных брекчий, представленных обломками диоритов с прожилковой минерализацией и цементирующими ее рудосодержащими плагиогранитами, свидетельствует, как минимум, о двухэтапном формировании оруденения. Считается, что месторождение сильно эродировано [Шишаков и др., 1988], с чем можно согласиться. Более подробные сведения по рудной зональности приведены в [Шишаков и др., 1988].

За пределами месторождения в контактах с серпентинитами распространены участки пирротиновой (с халькопиритом) минерализации. В южной части массива находятся кварц-кальцитовые жилы мелкомасштабного золото-арсенопирит-кварцевого месторождения Большой Каран, отрабатывавшегося в начале прошлого века [Салихов и др., 2003]. Участки золотоносных кварцевых и кварц-карбонатных жил тяготеют, как и рудная зона Вознесенского месторождения, к плагиогранитным дайкам. Золото ассоциирует с арсенопиритом (содержание мышьяка в рудах достигает 10 мас. %), сфалеритом, галенитом, халькопиритом, стибнитом, пиритом [Салихов и др., 2003]. Все гидротермалиты массива относятся, скорее всего, к одной, эволюционировавшей в про-

странстве и во времени, рудно-магматической системе, как это наблюдается в Новониколаевско-Михеевском и Березняковско-Томинском рудных районах [Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев и др., 1998].

Таким образом, Вознесенский массив выделяется среди других диоритоидных малых медно-порфировых интрузий Тагило-Магнитогорской зоны широким развитием жильных кислых пород – плагиогранитов и плагиолейкогранитов. Можно довольно уверенно утверждать, что возраст кристаллизации диоритов отвечает 412 ± 7 млн. лет, т. е. явно древнее других медно-порфировых интрузий региона. Величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ отношения и $(\text{eNd})_t$, составляющие соответственно 0,703790 и 4,4, отвечают верхнемантийно-нижнекоровому источнику. Для диоритоидов массива характерно повышенное содержание калия, большая часть которого, скорее всего, является первично магматической. Повсеместное распространение в пределах рудной зоны имеет пренит-хлорит-серицитовая ассоциация, образующая преимущественно при перераспределении петрогенных компонентов. Часто встречается, по сравнению с другими объектами, молибденит. Наличие разнообразного оруденения, сопровождающего становление массива, указывает на сложную историю эволюции рудно-магматической системы. Фанеритовая структура диоритоидов свидетельствует о формировании данного среза массива в условиях мезоабиссальной фации глубинности.

Авторы с благодарностью вспоминают плодотворное сотрудничество с д.г.-м.н. Е.А. Белгородским – одним из лучших знатоков региональной геологии и металлогении Южного

Урала. Работа также была бы невозможна без А.А. Краснобаева – как главного специалиста по цирконовой геохронологии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64053) и НШ-4210.2006.5.

Список литературы

Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б. Плагиогранитоиды в офиолитовых комплексах Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 90-92.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 199 с.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 171 с.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И. и др. Полезные ископаемые республики Башкортостан (золото). Часть 1. Уфа: Экология, 2003. 222 с.

Шишаков В.Б., Сергеева Н.Е., Сурин С.В. Вознесенское медно-порфировое месторождение на Южном Урале // Геол. рудн. месторожд. 1988. № 2. С. 85-89.

Sum S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179-192.