

ГЕОХИМИЯ АПАТИТА В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ УРАЛА, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХСЯ РАЗЛИЧНОЙ РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИЕЙ

В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Е. В. Коновалова

Внимание, уделяемое в литературе такому широко распространенному акцессорному минералу, как апатит, объясняется его особыми петрогенетическими возможностями. Апатит через специфику своего состава, с широким диапазоном изоморфных замещений в составе катионов и анионов, несет информацию о составе, природе и окислительном режиме исходных магм, их флюидном режиме и металлогении. Настоящая статья посвящена результатам изучения состава апатита из интрузивных пород Урала (габброидов и гранитоидов), специализированных на титаномagnetитовое, скарново-магнетитовое, меднопорфировое и золотое оруденение кварц-жильного типа. Исследованные монофракции апатитов проанализированы методом ICP-MS в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН (аналитики Н.В. Чердниченко и Д.В. Киселева), эти данные приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Апатиты интрузивных магматических пород, специализированных на титаномagnetитовое и скарново-магнетитовое оруденение (Волковский,

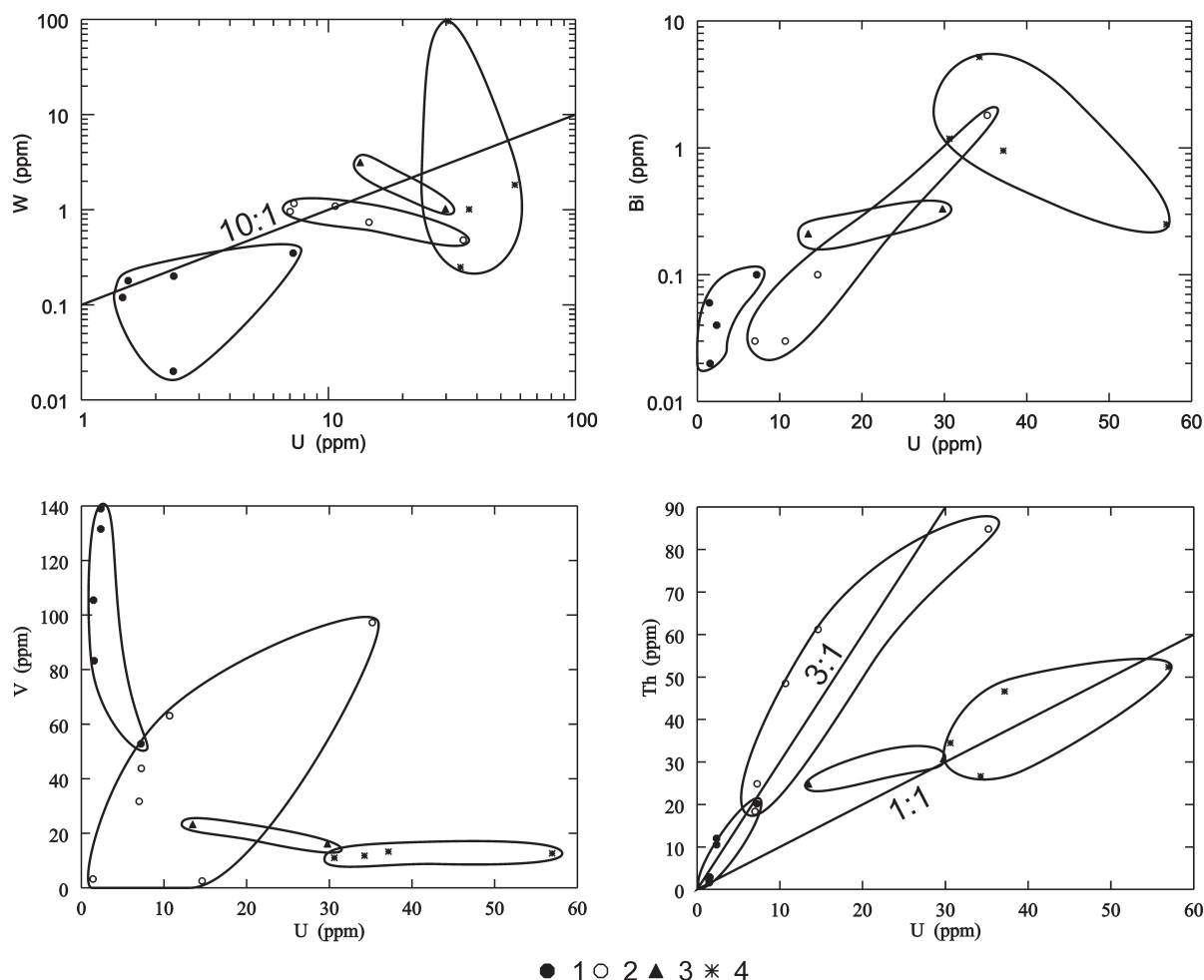


Рис. 1. Особенности геохимической специализации апатитов в интрузивных породах, сопровождающихся различной рудной минерализацией.

1 – габброиды и пироксениты с Ti-Fe-V оруденением, 2 – габброиды и гранитоиды с крупной скарново-магнетитовой минерализацией, 3 – гранитоиды с Cu-порфировым оруденением, 4 – гранитоиды с Au-сульфидным оруденением в кварцевых жилах.

Таблица 1. Микроэлементный состав апатитов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Li	0.32	0.24	0.35	0.36	0.70	2.60	2.06	1.51	0.54	0.52	0.09	1.08	1.10	1.66	0.21	0.73	1.07
Sc	1.85	0.83	1.28	1.29	1.58	1.81	1.88	3.27	1.68	1.01	0.70	3.32	2.10	1.07	1.87	1.93	3.10
Ti	38.35	23.20	74.52	32.26	103.7	246.2	73.27	80.33	25.89	50.61	6.19	81.30	426.3	100.9	12.97	451.3	432.1
V	139.00	131.60	83.29	105.5	63.09	97.26	3.30	12.66	52.86	31.70	2.58	43.81	23.31	16.20	13.29	11.80	11.03
Cr	0.36	0.00	0.24	1.37	1.96	6.62	0.37	0.91	0.68	0.31	1.81	0.96	2.11	1.33	1.14	1.30	0.64
Co	3.96	4.18	3.17	4.69	0.99	11.91	0.62	1.68	5.74	2.05	1.72	7.09	1.67	0.91	0.70	0.63	0.69
Ni	8.71	9.06	8.97	18.78	19.37	20.96	5.57	8.63	9.45	9.94	17.44	24.46	12.19	10.55	13.52	15.79	8.34
Cu	7.39	7.83	63.66	2538	40.37	236.3	27.99	92.62	4.07	3.77	26.82	281.1	9.29	12.98	10.61	10.71	23.02
Zn	11.06	13.74	4.00	32.95	25.94	43.31	92.67	16.52	7.90	15.79	12.41	70.44	15.71	98.20	6.23	8.55	8.33
Ga	4.02	4.10	2.55	2.65	34.23	23.39	0.40	14.01	5.54	8.83	5.92	3.95	4.51	10.58	3.30	2.33	4.13
Ge	0.52	0.49	0.37	0.42	7.01	2.65	0.25	2.46	1.06	1.76	0.69	0.62	0.76	1.80	0.55	0.36	0.66
Rb	1.00	0.67	0.12	0.43	0.47	1.06	1.69	0.80	0.22	0.24	0.16	0.33	0.15	0.62	0.26	0.45	1.60
Sr	5378.6	5402.7	703.5	962.4	906.8	524.8	277.6	377.2	432.1	363.1	192.1	267.2	332.8	202.3	246.7	397.1	461.9
Y	71.88	77.91	49.96	81.23	813.4	210.4	117.6	329.2	263.5	482.2	11.1	150.1	192.8	439.4	223.1	100.7	92.88
Zr	2.65	2.46	0.23	0.46	12.46	11.92	1.07	98.26	4.53	3.81	1.55	4.43	1.51	3.37	1.40	2.70	87.85
Nb	0.03	0.01	0.01	0.01	0.27	3.45	н/о	0.13	0.01	0.02	0.02	0.01	0.26	0.07	0.02	2.08	2.16
Mo	0.41	0.26	0.15	0.26	0.09	1.56	н/о	0.74	0.01	0.15	0.06	2.25	0.35	н/о	0.00	0.21	0.14
Ag	0.41	1.67	0.24	2.67	0.05	0.12	0.33	29.18	0.61	0.08	0.10	0.08	0.11	0.25	0.20	0.11	0.30
Cd	0.07	0.10	0.03	2.10	0.43	0.21	н/о	0.27	0.16	0.03	0.11	0.13	0.07	0.34	0.18	0.44	0.39
Sn	0.13	0.09	0.42	2.43	2.94	3.77	118.4	8.06	0.86	0.27	2.01	3.62	0.54	3.05	1.56	2.57	0.82
Sb	0.02	0.00	0.02	0.07	0.18	0.20	0.06	0.40	0.04	0.05	0.06	0.07	0.07	0.35	0.19	0.04	0.13
Te	0.01	0.00	0.03	0.42	0.03	0.03	н/о	н/о	н/о	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	н/о	0.03	0.00
Cs	0.02	0.00	0.02	0.03	0.07	0.25	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.02	0.05	0.06	0.01	0.01	0.10
Ba	17.77	16.75	4.66	13.95	7.77	23.93	129.87	26.93	10.41	12.07	5.50	24.03	9.07	29.76	9.35	12.10	19.56
La	243.56	250.13	62.51	53.71	1712	1376	62.40	714.4	208.2	437.6	449.9	267.2	211.4	681.1	125.8	72.88	153.3
Ce	581.76	562.29	155.8	145.8	4257	2696	160.8	1723	552.9	1144	878.5	417.4	455.4	1442	332.1	208.5	427.7
Pr	82.71	83.52	31.37	32.33	532.50	255.19	21.73	197.09	72.82	140.13	87.35	38.41	53.50	227.8	62.97	41.44	54.39
Nd	383.94	400.71	156.93	174.91	2290	837.7	100.8	792.1	336.4	588.4	266.3	211.5	355.5	879.3	286.5	188.3	345.8
Sm	74.12	78.17	31.27	41.29	412.5	161.5	22.48	193.5	105.1	167.9	24.01	35.75	72.97	155.4	62.87	36.30	58.92
Eu	18.58	19.39	7.00	11.29	53.28	23.16	1.63	16.27	21.62	15.34	5.26	6.69	8.49	11.99	18.99	10.91	11.21
Gd	53.44	57.67	29.01	38.50	319.5	130.1	23.81	168.6	116.9	112.3	17.17	42.33	86.42	172.3	70.90	39.63	52.11
Tb	4.58	5.02	2.46	3.82	53.98	12.43	3.32	17.55	13.98	22.30	0.89	5.08	9.89	20.25	9.25	4.49	4.86
Dy	20.33	21.75	11.51	18.99	256.82	59.56	20.56	89.47	76.16	84.92	2.46	32.62	56.79	121.81	57.95	26.36	26.20
Ho	3.09	3.31	1.83	3.12	43.36	10.80	4.08	16.42	13.98	24.63	0.34	7.04	11.04	23.95	11.98	5.36	4.82
Er	6.40	6.83	3.84	6.65	99.66	27.84	10.97	42.08	33.17	62.29	0.71	20.25	27.21	63.26	34.05	14.61	12.16
Tm	0.69	0.71	0.39	0.70	11.21	3.55	1.41	5.40	3.81	7.45	0.07	2.80	3.12	8.10	4.89	1.91	1.53
Yb	3.48	3.45	1.92	3.65	59.04	19.58	8.71	31.57	20.18	40.43	0.20	17.98	16.66	46.90	33.25	12.16	9.31
Lu	0.44	0.45	0.26	0.48	7.15	2.50	1.15	4.70	2.74	5.35	0.03	2.89	2.47	6.67	5.65	2.20	1.45
Hf	0.17	0.62	0.06	0.08	1.30	0.33	0.05	1.24	0.35	0.65	0.01	0.19	0.28	0.66	0.28	0.21	2.34
Ta	0.11	0.03	0.02	0.02	0.28	0.08	н/о	0.10	0.09	0.16	0.01	0.05	0.08	0.16	0.07	0.18	0.09
W	0.20	0.02	0.18	0.12	1.09	0.48	н/о	1.83	0.35	0.96	0.74	1.16	3.14	1.02	1.01	0.25	96.14
Tl	0.07	0.15	0.71	12.90	10.25	0.05	0.36	2.17	0.29	1.21	1.78	0.02	1.22	1.57	0.18	158.86	0.38
Pb	11.01	3.98	0.32	1.45	6.18	6.40	5.78	13.00	17.44	3.26	8.30	10.66	9.07	16.18	4.35	11.55	11.15
Bi	0.04	0.01	0.02	0.06	0.03	1.81	н/о	0.25	0.10	0.03	0.10	0.01	0.21	0.33	0.95	5.20	1.18
Th	12.00	10.54	2.90	1.61	48.52	84.85	2.32	52.36	20.19	18.36	61.20	24.89	24.83	30.78	46.65	26.66	34.46
U	2.37	2.36	1.55	1.47	10.67	35.21	1.43	56.96	7.21	7.01	14.61	7.26	13.47	29.78	37.17	34.26	30.60

Примечание. 1 – обр. 4, пироксенит; 2 – обр. 25, пироксенит, Суроямский м-в; 3 – обр. к528, габбро, Волковский м-в; 4 – обр. 34п92, то же; 5 – обр. к262, сиенит, Кушвинский м-в; 6 – обр. 880/73, магнетитовая руда, Лебяжинское м-е; 7 – обр. к1876, гранодиорит, Ауэрбаховский м-в; 8 – обр. к414, диорит, г. Ермакова; 9 – обр. к797, габбро, Куйбас; 10 – обр. к1393, габбро, Магнитогорский м-в; 11 – обр. 45п87, магнетитовая руда, Магнитогорское м-е; 12 – обр. 216п87, магнетитовая руда, Качарское м-е; 13 – обр. 92п, кв. диорит, Краснинский м-в; 14 – обр. 124п, кв. диорит, Краснинский м-в; 15 – обр. к852, кв.диорит, Верхисетский м-в; 16 – обр. к876, гранодиорит, Верхисетский м-в; 17 – обр. к883, гранит, Шарташский м-в.

Суроямский, Кушвинский, Ауэрбаховский, Магнитогорский массивы) обнаруживают повышенные содержания сидерофильных (V, Co) и халькофильных (Cu, Zn) рудных элементов. Эти же апатиты характеризуются максимальными для Урала (до 2–3 мас. %) содержаниями Cl [1, 5 и др.], к которому данные сидерофильные и халькофиль-

ные рудные элементы имеют высокое химическое сродство.

Наиболее высокие (до максимальных) содержания V (83–105 г/т) наблюдаются в апатите из габброидов Волковского титаномагнетитового месторождения (Тагильская мегазона) и в апатитах (119–139 г/т) рудных пироксенитов Суроямского масси-

ва (платиноносный тип титаномagnetитовых мест). Эти же апатиты имеют высокие содержания Co. Для апатитов Волковского месторождения характерны также высокие содержания Cu (до 63 г/т) и Zn (до 32 г/т), что определяется наличием здесь комплексного медносульфидного оруденения. В апатитах Суроямского массива наблюдаются высокие содержания Fe, Mn и Ga. Высокие содержания V и Co характерны и для апатита из более молодых раннекаменноугольных габброидов с титаномagnetитовой минерализацией в Магнитогорской мегазоне (мест Малый Куйбас). Апатиты этого месторождения бедны Cu и Zn, что согласуется с отсутствием здесь медносульфидной минерализации. Для апатита габброидов Волковского месторождения характерны минимальные содержания многих редких элементов, при сравнительно высоких содержаниях Sr (703–962 г/т). В апатите из габбро м-я Малый Куйбас концентрации редких и редкоземельных элементов выше, а Sr (432 г/т) ниже. Содержания Th и U также выше в апатитах Волковского месторождения при низких значениях U/Th отношения – 0.35. В апатитах Суроямского массива выявлены максимально высокие содержания Sr (5370–6250 г/т), повышенные содержания Zr, Hf, Ta, Pb, Th и U и очень низкое U/Th отношение (0.20–0.30). Состав РЗЭ здесь сильно дифференцирован, La/Yb отношение имеет наиболее высокое значение (60–72.5). Наблюдается заметное сходство состава апатитов Суроямского массива по содержаниям и соотношениям литофильных элементов Sr, Th, U, Ce и Y и содержаниям галогенов (F и Cl) с мантийными апатитами в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, преобразованных в результате высокобарического водно-углекислотного мантийного метасоматоза [11]. Присутствие карбонат-иона CO_3^{2-} по данным ИК-спектроскопии наблюдается и в апатитах Суроямского массива [9]. Это сходство в составах апатитов определяет возможность участия процессов водно-углекислотного мантийного (карбонатитового?) метасоматоза при генерации богатых Sr магм, формирующих на Урале зональные массивы платиноносного типа. С клинопироксенитами в составе таких массивов связаны уникальные по масштабам месторождения малотитанистых титаномagnetитов (первоуральско-качканарская группа месторождений).

Высокие содержания V, Co, Cu, Zn, а также Ga, Ge наблюдаются в апатитах из интрузивных пород габбро-гранитных серий Магнитогорской и Тагильской мегазон, сопровождаемых крупным скарново-magnetитовым оруденением. Апатит из габбро Магнитогорского габбро-гранитного массива имеет высокое содержание Co. Апатит сиенитов Кушвинского массива Тагильской мегазоны выделяется высокими содержаниями V, Cu, Zn, Ga, Ge, при повышенных содержаниях Ti, Zr, Hf, Nb, Sb, Ta, Pb, Th и U. Содержание Th здесь возрастает до 48 г/т, а

U до 10.6 г/т, против 18 и 7 г/т в апатите из габбро Магнитогорского массива. При этом U/Th отношение для того и другого массивов остается стабильно низким на уровне 0.22–0.38. Апатит сиенитов Кушвинского массива имеет и максимально высокие содержания Y и РЗЭ, при резко фракционированном спектре последних, на что указывает высокое La/Yb отношение – 29.0. В апатите Магнитогорского массива содержание РЗЭ и степень их фракционирования существенно ниже, La/Yb отношение – 10.8. Содержание Sr также значительно выше в апатите сиенитов Кушвинского массива (906 г/т), против 363 г/т в апатите из габбро Магнитогорского массива. Для апатитов этой группы, в целом, характерно преобладание содержаний крупноионных легких РЗЭ (La и Ce) над содержанием Sr, в апатитах Волковского и Суроямского массивов проявляется обратное соотношение: $\text{Sr} > \text{La} + \text{Ce}$, что является отличительным признаком пород платиноносной ассоциации.

Апатиты из скарново-magnetитовых руд, генетически связанных с габбро-гранитными сериями различной щелочности, во многом наследуют геохимические характеристики апатитов материнских интрузивных пород. В апатите из magnetитовых руд Лебяжинского месторождения, пространственно и генетически связанного с тагило-кушвинским интрузивным комплексом повышенной щелочности, в сравнении с апатитами magnetитовых руд Магнитогорского месторождения, существенно выше содержания V, Co, Cu, Zn, Ga, Ge, а также Sr (524 г/т против 192 г/т) и РЗЭ, при повышенных содержаниях и многих литофильных РЭ. В составе РЗЭ содержания ЛРЗЭ здесь резко преобладают над содержаниями всех остальных РЗЭ, La/Yb отношение возрастает до 70, против 10–30 в апатите интрузивных пород. В апатите magnetитовых руд Магнитогорского месторождения несколько выше концентрации W, Pb, Ta. По данным микрозондового анализа, в апатите magnetитовых руд Магнитогорского месторождения отмечено повышенное содержание S (400–1300 г/т). Апатит magnetитовых руд Качарского месторождения в Казахстане выделяется высокими концентрациями тех же сидерофильных и халькофильных элементов: V, Cu, Zn, Co, для него характерны также повышенные количества Ni, Pb, Mo, Ti, Ba, Sc, Li, W. Особенностью апатита magnetитовых руд Лебяжинского месторождения являются также очень высокие содержания Th (84 г/т) и U (35 г/т). В апатитах Магнитогорского и Качарского месторождений содержания этих радиоактивных элементов существенно ниже, но величина U/Th отношения остается стабильно низкой – 0.24–0.40, аналогичной апатитам интрузивных пород. Данные Е.А. Белоусовой с соавторами [10] по химическому составу апатита из железорудных и Fe-Ti месторождений Мексики (Cerro de Mercado), Швеции (Kiruna), Норвегии (Kodal, Vestford) согласуются с особенностями

геохимической специализации апатитов уральских Fe-Ti месторождений. Апатиты зарубежных месторождений, как и уральские, характеризуются высокими средними содержаниями V, Cu, Zn, Ni, а также Mg и As. Для них типичны также повышенные содержания Sr, легких РЗЭ (La/Yb около 20), Th и низкая величина U/Th отношения – 0.16. В апатитах Fe месторождения Дюранго в Мексике выявлена значительная негативная Ce-аномалия (0.68–0.74), что свидетельствует о высокой фугитивности кислорода при его формировании.

Апатиты интрузивных пород, специализированных на медно-порфировое с золотом оруденение, представленных кварцевыми диоритами позднеостроводужного Краснинского массива Магнитогорской мегазоны, характеризуются более высокими содержаниями Pb (9–16 г/т), Li (1.1–1.7 г/т) и U (13–30 г/т), при существенном росте U/Th отношения до 0.5–0.95. Отношение U/Pb (1.5–2.0) остается аналогичным апатитам мантийных габбро-гранитных серий с железорудной минерализацией. В сравнении с последними, в апатитах этого металлогенического профиля заметно снижаются содержания V, Co и халькофильных элементов Cu и Zn; остаются повышенными содержания Ga и Ge и растут концентрации Bi, Mo, W, Ti, Sb, Cd. Для этих апатитов характерны также пониженная концентрация Sr (200–330 г/т) и дифференцированный спектр РЗЭ с La/Yb отношением 12–14, с преобладанием содержаний крупноионных легких РЗЭ (La и Ce) над содержанием Sr. Наличие повышенных содержаний сидерофильных и халькофильных элементов в данных апатитах коррелируется с повышенным содержанием в них Cl (до 1–1.5%), что в целом отличает богатые хлором производные мантийных базальтоидных и андезитоидных магм от анатектических магм корового генезиса, бедных Cl [1]. В то же время, заметное снижение содержаний сидерофильных и халькофильных элементов в данных апатитах определяется общим понижением содержаний хлора, характерным для островодужных андезитоидных диорит-гранодиорит-гранитных серий в сравнении с производными базальтоидных магм. По данным микрозондовых исследований [5], в апатитах из интрузивных пород и околорудных метасоматитов Au-Cu-порфировых месторождений Урала (Верхнеуральского и Новониколаевского) обнаружено повышенное содержание S (700–1800 г/т). Литературные данные подтверждают, что апатиты гидротермальных сульфидных месторождений (Cu-Zn и др.), как правило, показывают значительные концентрации S, As, V, Ni, Cu и Fe [10]. Наличие в апатитах железных и сульфидных руд и материнских интрузивных пород высоких содержаний S, V и As обусловлено высокой фугитивностью кислорода в магмах, специализированных на данные типы оруденения. Соответственно в магмах с более окислительным режимом возрастает

доля S, As, V в форме SO_4^{2-} , AsO_4^{2-} и VO_4^{2-} , которые замещают ион PO_4^{2-} в структуре апатита [12]. Полный изоморфизм S, As, V и Si с P в апатитах подтвержден экспериментально.

Апатиты интрузивных пород (гранитоидов), специализированных на золотое и шеелитовое оруденение кварц-жильного типа, имеют свой особый типоморфный для них состав элементов-примесей. Это определяется иной природой исходных магм, особенностями их состава, режима кислорода и состава флюидов. Габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) массивы этого металлогенического профиля представляют собой надсубдукционные образования активной континентальной окраины Урала. Формирование таких массивов начиналось и до завершающих стадий сопровождалось водным базитовым мантийным магматизмом [4]. Продукты последнего (габброиды) наращивали снизу кору, а затем в условиях нижней коры (6–8 кбар) подвергались частичному плавлению (водному анатексису), давая начало ранним тоналит-гранодиоритовым членам таких мантийно-коровых гранитоидных серий. Последующий коровый анатексис тоналитов и гранодиоритов приводил к образованию более поздних адамеллит-гранитных разностей, с которыми непосредственно и связано гидротермальное золотое и золото-шеелитовое оруденение. В ходе эволюции такого очень длительного (до 60–80 млн. лет) многоступенчатого корового водного гранитоидного анатексиса происходило многократное перераспределение золота из породы в слабо хлороносный рудообразующий флюид, обогащенный серой и углекислотой. На пониженную хлороносность породо- и рудообразующих флюидов указывает содержание галогенов в апатите и сосуществующих гидроксилсодержащих силикатах (амфиболе, биотите и др.), в которых содержание Cl не превышает 0.1–0.2% [6], даже в породах повышенной основности (диоритах и габбро-диоритах). При формировании поздних золотоносных адамеллит-гранитных разностей, а также в околорудных метасоматитах (гумбеитах, березитах и др.), в апатите и других минералах (биотите и мусковите), заметно нарастали содержания F, что также влияло на состав элементов-примесей в апатите из поздних пород повышенной кремнекислотности.

Охарактеризованные выше особенности условий петрогенезиса и флюидного режима, также как и относительно низкая фугитивность кислорода в коровых анатектических магмах такого состава, определяют бедность апатитов из пород этого металлогенического профиля халькофильными и сидерофильными элементами при наличии высоких содержаний некоторых литофильных редких и рудных элементов. Исследованные апатиты Верхисетского и Шарташского массивов имеют максимально высокие содержания Bi (1–5 г/т), Pb (4–11 г/т) и U (30–37 г/т), наиболее высокие U/Th (0.8–1.3) и

U/Pb (3–8.6) отношения. Для апатитов из кварцевого диорита и гранодиорита Верхисетского массива характерны также повышенные содержания Nb (до 2 г/т), Ti (до 450 г/т), Cd (0.18–0.44 г/т), W (до 1 г/т) и минимальные содержания V, Co, Cr, Ga, Ge, Zn, Sb, Li, Ba. По данным [12 и др.], апатиты в гранитоидах с восстановительным режимом, что фиксируется высоким $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ отношением в породах, преимущественно концентрируют в своем составе катионы с **низкой валентностью и с размером ионных радиусов наиболее близкому к ионному радиусу Ca^{2+}** , который они (Mn^{2+} , Fe^{2+} , Ti^{4+} , U^{4+} , Y^{3+} и др.) замещают в его структуре. При этом, содержания этих элементов в апатите, как правило, не зависят от их содержаний в породах. В магмах с низкой фугитивностью кислорода сера присутствует, в основном, в форме S^{2-} , что способствует кристаллизации в породах сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита, арсенопирита и др.), обедняя апатиты **S, As, V и халькофильными элементами.** Для апатитов Верхисетского массива характерен также специфический спектр РЗЭ с пониженными концентрациями ЛРЗЭ и высокой долей иттриевых РЗЭ. La/Yb отношение, поэтому, имеет здесь низкую величину – 3.8–6.0. Содержание Sr (247–397 г/т) **также понижено и является близким к содержаниям (280–460 г/т) крупноионных легких РЗЭ (La и Ce).** Сильная деплетированность апатитов из коровых анатектитов в отношении ЛРЗЭ, а также Th, **наиболее резко проявляется в апатите из гранитов S-типа [12 и др.].** Считается, что это является результатом перераспределения легких лантаноидов и Th между монацитом, характерным для **S-гранитов, и апатитом.** Монацит, как известно, среди всех акцессорных минералов гранитоидов наиболее интенсивно концентрирует в своем составе легкие лантаноиды и Th и имеет очень высокое Th/U отношение (20–25). Для гранитоидов Верхисетского массива монацит не характерен. Здесь, как и в других массивах ГТГГ типа (Сыростанском и др.), ЛРЗЭ концентрируются преимущественно в ортите, значительные количества которого в породах, подобно монациту, могут оказывать влияние на существенное обеднение апатитов ЛРЗЭ [8]. В то же время, необходимо отметить, что существуют и более фундаментальные факторы, определяющие как сам видовой состав редкоземельных минералов в гранитоидах (монацитоносный или ортитоносный типы), так и характер перераспределения лантаноидов между ними и апатитом [7 и др.]. Ранее было высказано предположение [2 и др.], что обеднение апатитов ЛРЗЭ может определяться особыми условиями петрогенезиса богатых водой коровых гранитоидных анатектитов. Высокое водное давление при формировании гранитоидов, по экспериментальным данным [3], вызывает резкое снижение температуры кристаллизации пород, что, в свою очередь, опре-

деляет видовой состав акцессорных минералов и характер распределения между ними лантаноидов. По-видимому, с учетом новых аналитических возможностей исследования в данном направлении необходимо будет продолжить.

Обращают на себя внимание некоторые аномалии в составе апатита из гранита Шарташского массива, с которым пространственно, возможно и генетически, ассоциировано крупное Березовское золоторудное месторождение. Здесь, наряду с высокими содержаниями **Bi, Pb и U, в апатите повышены содержания W, Zr и Hf.** В целом, в ряду пород диорит-гранодиорит-гранит Верхисетского и Шарташского массивов в апатитах, одновременно с ростом содержаний **F и снижением Cl, нарастают содержания Li, Rb, Cs, Ba, Zr, Hf, Ti, Nb, W, Mo, Bi, Pb, Cu, Zn, Ag, Sb, Sc,** то есть не только содержания крупноионных и высокозарядных (фторофильных) редких элементов, но и элементов халькофильной группы, при снижении содержаний сидерофильных (хлорофильных) элементов – **V, Cr, Ni, Co.** В этом направлении (то есть от более основных пород к кислым) в апатитах происходит и заметная эволюция в составе РЗЭ. В апатите Шарташского массива, в сравнении с апатитами Верхисетского массива, увеличиваются содержания крупных лантаноидов (от La до Nd) и **снижаются концентрации элементов иттриевой группы (от Gd до Lu) и Y.** Наблюдается рост отрицательной аномалии Eu, **увеличивается La/Yb отношение от 3.8 до 16.45.** Параллельно нарастает содержание Sr от 246 г/т до 462 г/т.

Как свидетельствуют данные табл. 1 и рис. 1, близкий состав к апатитам из гранитоидов ГТГГ типа, специализированных на золотое и шеелитовое оруденение, имеет апатит из диоритов Ермаковского массива в Тагильской мегазоне. Для этого апатита (проба к-414) также характерны высокие содержания U, W, Pb, Bi, при повышенных содержаниях Mo, Cu, Ag, Sb, высокое (около 1.0) **U/Th отношение.** К апатитам из диоритов и тоналитов Верхисетского массива апатиты из диоритов Ермаковского массива близки и по составу галогенов (во-первых, $F = 2.0\text{--}2.50\%$, $\text{Cl} = 0.10\text{--}0.25\%$, во-вторых, $F = 2.10\text{--}2.80\%$, $\text{Cl} = 0.19\text{--}0.23\%$), что указывает на сходство флюидного режима. Данная аналогия в составах апатитов этих массивов позволяет дать позитивную оценку перспективности Ермаковского массива, а также других, аналогичных ему по составу и возрасту, массивов Тагильской зоны на золото-вольфрамовое (шеелит) оруденение кварц-жильного типа.

Таким образом, полученные новые аналитические данные убедительно свидетельствуют, что состав апатита – важный индикатор металлогенической специализации мантийных и коровых магм, их состава, окислительного и флюидного режимов.

Работа поддержана РФФИ (проект 08–05–00018-а), программами ОНЗ РАН № 2 и 8

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 191 с.
2. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 134 с.
3. Петрография / под ред. А.А. Маракушева. Ч. 2. М.: МГУ, 1981. 326 с.
4. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале // Эндогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181–184.
5. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 392 с.
6. Холоднов В.В. Галогены (фтор и хлор) – индикаторы специализации надсубдукционных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации на золото-сульфидно-кварцевое оруденение // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 856–885.
7. Чащухина В.А. О причинах образования различных типов ассоциаций акцессорных минералов // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 3–8.
8. Шагалов Е.С. Петрология и геохимия пород Сыро-станско-Тургорской группы гранитоидных массивов (Южный Урал). // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 31 с.
9. Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Пучков В.Н. и др. Апатит пироксенитов Суроямского массива // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 195–199.
10. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. V. 76. 2002. P. 45–69.
11. O'Reilly S. Y., Griffin W.L. Apatite in mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle // Lithos. 2000. V. 53. P. 217–232.
12. Sha Lian-Kun, Chappell B.W. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63, №. 22. P. 3861–3881.