

ФЛЮИДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ-МИНЕРАЛИЗАТОРЫ (ГАЛОГЕНЫ И СЕРА) ПРИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА И ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ КРУПНОГО АХУНОВО-ПЕТРОПАВЛОВСКОГО АРЕАЛА ОРОГЕННОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА НА СЕВЕРЕ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

© 2013 г. В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Е. В. Коновалова, Д. А. Замятин, Д. Н. Салихов*

Ареальный характер развития орогенного гранитоидного магматизма – специфическая особенность северной части Магнитогорской островодужной мегаструктуры. Здесь, на расстоянии около 50 км друг от друга, в интервале времени поздний девон (фамен) – поздний карбон, сформированы Ахуново-Петропавловский ареал гранитоидных интрузий и более южный Верхнеуральско-Кассельский. Южнее, начиная с Магнитогорской группы массивов, находящихся уже на удалении в 40–50 км от Верхнеуральско-Кассельского ареала, и далее на юг к Карабулакскому, Богдановскому и другим более мелким южным массивам магнитогорского габбро-гранитного комплекса, наблюдается иное расположение и иная морфология гранитоидных интрузий. Они образуют цепочку менее крупных субмеридионально вытянутых трещинных интрузий, расположение которых контролируется разломами магнитогорской синколлизионной сдвиго-раздвиговой структуры.

Составы этих северных гранитоидных ареалов характеризуют последовательные этапы в эволюции геодинамических обстановок и связанного с ними разнообразного гранитоидного магматизма Магнитогорской мегазоны на ее позднеостроводужном, а затем и постостроводужном (орогенно-коллизионном и коллизионно-рифтогенном) этапах развития. Последний выразился в сдвиго-раздвиговых деформациях завершающихся формированием рифтовой структуры. По данным [10 и др.], смена геодинамических режимов в конце позднего девона и в раннем карбоне была связана с этапом “мягкой” коллизии, в результате которой Магнитогорская дуга на западе аккретировала к южноуральской части континентальной окраины Восточно-Европейской платформы, а на востоке произошло ее сочленение с западным аккреционным краем Восточно-Уральского микроконтинента. В результате этих тектонических событий была сформирована западная активная континентальная окраина южноуральской части уральского палеоокеана, в которой в карбоне синколлизионные структурно-вещественные комплексы формировались при по-

стоянном участии сдвиго-раздвиговой с растяжением компоненты: синсдвиговых растяжений (транс-тенсий) и сжатий (транспрессий) [7, 9 и др.].

В Магнитогорской мегазоне проявления сдвиго-раздвиговых деформаций были наиболее интенсивными в ее центральной части [11 и др.] с формированием здесь рифтогенных грабеновых структур и глубинных разломов, дренирующих мантию, и в ее северной части, примыкающей к Уфимскому выступу Восточно-Европейской платформы. Здесь структурные факторы локального растяжения (в условиях косоугольной коллизии) на фоне общего коллизионного регионального сжатия, контролировали [6] размещение малых интрузий и даек рудоносного балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса С₂-Р и различного по масштабам и генезису золотого оруденения (золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений). Здесь же в узле пересечения разнонаправленных коллизионно-сдвиговых тектонических зон в конце девона, а затем и в карбоне произошло формирование и крупного Ахуновско-Петропавловского гранитоидного ареала, состоящего из четырех самостоятельных интрузий: Ахуновской, Карагайской, Петропавловской и Уйскоборской. Смешанные геохимические признаки, характерные для внутриплитных и надсубдукционных образований, являются диагностическими и для возможного отнесения магматических интрузий этого ареала [17, 18] к производным трансформных обстановок зон скольжения литосферных плит [15 и др.]. Процессы гранитообразования здесь происходят не только в довольно длительном интервале времени 360–305 млн. лет, о чем свидетельствуют данные изотопно-геохронологических исследований [1, 2, 12, 20 и др.], но при этом на “чисто мантийном” субстрате, практически без участия корового вещества. На это указывают данные изотопно-геохимического изучения магматических ассоциаций данного ареала, а также отсутствие в породах древних допалеозойских реликтовых цирконов. Формирующиеся здесь гранитоидные ассоциации – это либо дифференциаты мантийной базитовой магмы, связанной с деструкцией новообразованной коры в зоне коллизионно-сдвиговых

* Институт геологии УфНЦ РАН, г. Уфа

(рифтогенных) деформаций (Петропавловский массив, возможно и Уйскоборский), либо производные длительного водного корового анатексиса первично мантийного сильно деплетированного субстрата (Ахуновский и Карагайский массивы окраинно-континентального типа). До сих пор остается неясным генезис исходной магмы для Уйскоборского массива, что представляет задачу данной работы, возможно, и дальнейших исследований. Петрографическая и петро-геохимическая характеристика пород всех массивов Ахуново-Петропавловского ареала дана в цитированных выше работах [17, 18].

Методика измерений. Химический состав минералов получен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100 при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе электронного зонда 30 нА. В качестве эталонов для измерения содержания элементов-примесей в апатитах использовались

синтетические и природные стандарты: апатит (F, Ca, P), галит (Cl), жадеит (Na, Al), диопсид (Mg, Si), родонит (Mn), гематит (Fe), пирит (S), SrSO_4 (Sr). F определялся с помощью многослойного псевдокристалла LPC0 ($2d = 45 \text{ \AA}$). Погрешность определения F и S в апатитах зависит от содержаний и находится в пределах 0.15 мас. % и 0.05 мас. %, соответственно. Стандартные образцы, использованные для определения содержания элементов в силикатах: апатит (F), галит (Cl), жадеит (Na, Al), диопсид (Mg, Ca, Si), родонит (Mn), гематит (Fe), рутил (Ti), оксид хрома (Cr), ортоклаз (K); для анализов в калиевых полевых шпатах Al и Si калибровались по ортоклазу.

Полученные результаты отражены в табл. 1 и на рис. 1, 2. Из этих данных следует, что породы более глубинного мезоабиссального, формирующегося при $P_{\text{общ}} \sim 4\text{--}5$ кбар, *Петропавловского* (габбродиорит)-граносиенит-гранитного массива в ареале выделяются высокой начальной хлоросодержимостью. Содержание Cl в апатите в породах габбродиоритового состава (ранние фазы внедрения в центральной части массива) достигает здесь 0.75–1.60 мас. % (пробы 09-01 и 09-02а) при содержаниях F 1.80–2.80 мас. %. Крупный игольчатый апатит, образующий включения в плагиоклазе пробы 09-01 имеет зональный состав: в центре его кристаллов содержание Cl ниже (1.05–1.15 мас. %), а на периферии кристаллов – выше (1.40–1.60 мас. %), при обратной тенденции для F (в центре 2.60–2.90 мас. %, в краях со спадом до 2.16 мас. %). Такой тип зональности в апатитах свидетельствует о накоплении хлора в процессе кристаллизации пород габбрового состава. Эта закономерность характерна для многих уральских массивов габброидов с титаномангнетитовой минерализацией [16 и др.]: для Волковского массива на Среднем Урале, для Куйбасовского массива Магнитогорской мегазоны (мест. Малый Куйбас), для среднерифейского Кусинского месторождения на западном склоне Ю. Урала – с максимальной хлоросодержимостью апатита в сплошных титаномангнетитовых или магнетит-ильменитовых руд этих месторождений.

В габбро Петропавловского массива титаномангнетит также присутствует в заметных концентрациях. При этом наблюдается эволюция в его составе и в морфологии выделений. Ранний титаномангнетит, образующийся в структурах распада в центральной части зонального пироксена (авгит – центр, диопсид – промежуточная зона), богат хромом (до 8 мас. %). В краевых оторочках амфибола с железистостью 0.52, окружающих пироксен, титаномангнетит образует более крупные выделения. В его составе падает содержание хрома до 1.16 мас. %, растет содержание титана до 4.10 мас. % и вандия до 0.90 мас. %. Самые поздние выделения титаномангнетита обогащаются титаном до 6.60 мас. % и марганцем до 1.0 мас. %, при спаде содержаний

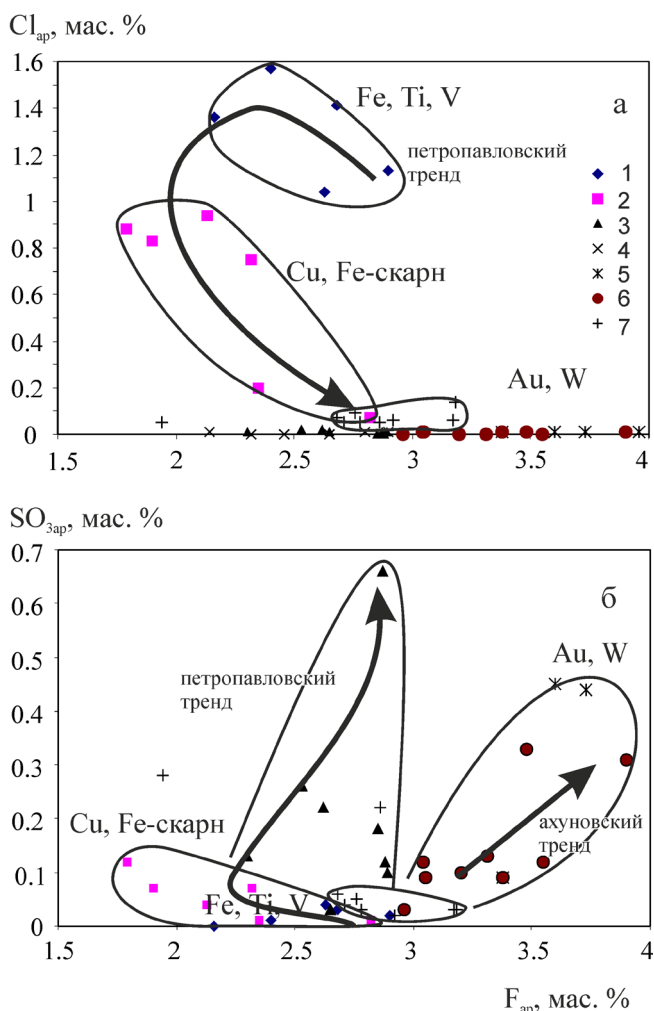


Рис. 1. Соотношение содержаний галогенов (Cl и F) и SO_3 в апатитах гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

Пробы: 1–3 (09-01, 09-02а, 09-20) – Петропавловский массив, 4–6 (08-33, 09-14, 09-03) – Ахуновский и Карагайский массивы, 7 (08-66) – Уйскоборский массив.

Таблица 1. Составы апатита (мас.%) в породах Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала

№	CaO	SrO	Na ₂ O	MnO	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	F	Cl	сумма
1	54.33	н.о.	0.02	0.13	0	0.41	0.04	41.24	0.03	0.18	2.68	1.41	100.53
2	54.3	н.о.	0.03	0.11	0.02	0.16	0.03	42.02	0.01	0.14	2.4	1.57	100.8
3	54.91	н.о.	0.02	0.11	0.02	0.14	0.02	41.18	0.04	0.17	2.63	1.04	100.29
4	54.87	н.о.	0.03	0.13	0.01	0.17	0.03	41.39	0.02	0.17	2.9	1.13	100.85
5	54.61	н.о.	0	0.12	0.01	0.19	0.03	41.52	0	0.16	2.16	1.36	100.19
6	55.22	н.о.	0	0.02	0	0	0	43.2	0.01	0.01	2.82	0.07	101.36
7	55.7	н.о.	0	0.05	0	0.06	0	42.68	0.01	0.04	2.35	0.2	101.15
8	55.84	н.о.	0.06	0.05	0	0.02	0.01	41.68	0.12	0.13	1.79	0.88	100.59
9	55.7	н.о.	0.03	0.03	0.01	0.08	0	41.5	0.07	0.08	1.9	0.83	100.26
10	55.97	н.о.	0.02	0.03	0.01	0.11	0	41.68	0.07	0.14	2.32	0.75	101.08
11	54.73	н.о.	0.02	0.1	0	0.24	0	42.12	0.04	0.1	2.13	0.94	100.48
12	55.58	0.04	0.02	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	41.5	0.13	0.48	2.3	0.01	100.88
13	55.88	0.01	0.07	0.08	н.о.	н.о.	н.о.	42.44	0.12	0.25	2.88	0	101.96
14	56.17	0.05	0.06	0.04	н.о.	н.о.	н.о.	42.5	0.18	0.15	2.85	0	102.23
15	55.91	0.04	0.04	0.08	н.о.	н.о.	н.о.	42.11	0.22	0.21	2.62	0.02	101.31
16	55.64	0.03	0.05	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	42.21	0.26	0.22	2.53	0.02	101.22
17	55.66	0.04	0.18	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	41.59	0.66	0.39	2.87	0.01	101.7
18	56.18	0.05	0	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	42.84	0.03	0.09	2.65	0.01	102.07
19	56.29	0.04	0	0.13	н.о.	н.о.	н.о.	42.78	0.1	0.11	2.89	0.01	102.36
20	55.07	н.о.	н.о.	0.07	0	0.2	0.01	43.72	н.о.	0.11	2.14	0.01	101.35
21	54.75	н.о.	н.о.	0.12	0.01	0.26	0.01	43.74	н.о.	0.1	2.32	0	101.4
22	54.1	н.о.	н.о.	0.07	0	0.26	0.01	42.82	н.о.	0.21	2.46	0	99.94
23	54.53	н.о.	н.о.	0.09	0	0.29	0.01	43.33	н.о.	0.2	2.9	0.01	101.38
24	54.37	н.о.	н.о.	0.07	0.02	0.28	0.01	43.63	н.о.	0.08	2.8	0.01	101.29
25	55.17	н.о.	н.о.	0.08	0.01	0.43	0.01	43.63	н.о.	0.06	2.65	0	102.06
26	54.98	н.о.	0.05	0.06	0.01	0.03	0.01	н.о.	н.о.	0.11	3.96	0.01	100.00
27	55.42	н.о.	0.14	0.07	0	0.27	0.01	42.11	0.44	0.22	3.73	0.01	102.46
28	55.68	н.о.	0.14	0.02	0	0.05	0.01	41.06	0.45	0.23	3.6	0.01	101.24
29	55.66	н.о.	0.05	0.09	0.01	0.24	0	41.62	0.09	0.07	3.38	0.01	101.31
30	56.03	0.08	0.03	0.08	н.о.	н.о.	н.о.	42.74	0.03	0.05	2.96	0	102.26
31	55.82	0.1	0.09	0.08	н.о.	н.о.	н.о.	42.26	0.13	0.15	3.31	0	101.98
32	55.86	0.09	0.1	0.08	н.о.	н.о.	н.о.	42.45	0.12	0.08	3.04	0.01	102.13
33	55.67	0.07	0.11	0.13	н.о.	н.о.	н.о.	42.35	0.09	0.13	3.05	0.01	101.87
34	56	0.08	0.1	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	42.71	0.1	0.14	3.2	0	102.69
35	54.97	0.1	0.17	0.13	н.о.	н.о.	н.о.	41.67	0.31	0.2	3.9	0.01	101.87
36	55.51	0.18	0.15	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	42.36	0.33	0.23	3.48	0.01	102.38
37	56.03	0.12	0.08	0.06	н.о.	н.о.	н.о.	42.56	0.12	0.13	3.55	0	102.77
38	55.45	0.06	0.07	0.08	н.о.	н.о.	н.о.	42.15	0.09	0.22	3.38	0.01	101.58
39	56.4	0	0.13	0.14	н.о.	н.о.	н.о.	42.12	0.28	0.2	1.94	0.05	101.44
40	55.56	0.02	0	0.15	н.о.	н.о.	н.о.	42.39	0.02	0.23	2.92	0.06	101.74
41	54.88	0.03	0.02	0.29	н.о.	н.о.	н.о.	41.74	0.03	0.37	3.18	0.14	100.96
42	55.77	0	0.03	0.27	н.о.	н.о.	н.о.	42.47	0.06	0.06	2.68	0.07	101.57
43	55.66	0.02	0.07	0.12	н.о.	н.о.	н.о.	42.47	0.22	0.19	2.86	0.05	101.91
44	55.37	0.04	0	0.16	н.о.	н.о.	н.о.	42.37	0.03	0.19	2.78	0.05	101.38
45	55.18	0.02	0.01	0.14	н.о.	н.о.	н.о.	42.22	0.04	0.16	2.71	0.05	100.78
46	54.89	0.03	0.04	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	41.84	0.03	0.31	3.17	0.06	100.93
47	55.15	0.03	0.04	0.07	н.о.	н.о.	н.о.	41.94	0.05	0.23	2.76	0.09	100.73

Примечание. 1–5 – Петропавловский массив, габбро (09-01): 1 – включение в амфиболе, 2, 3 – включение в плагиоклазе: 2 – край, 3 – центр, 4, 5 – включение в плагиоклазе, 4 – центр, 5 – край; 6–11 – Петропавловский массив габбро (09-02А): 6, 7 – поздний апатит (метасоматический?); 8–10 – включение в амфиболе, 8 – центр кристалла, 9 и 10 – края, 11 – отдельный кристалл в основной массе на стыке зёрен; 12–19 – Петропавловский массив (09-20 граносиенит): 12 – включение в амфиболе, 13–16 – включения в биотите, 17 – отдельное зерно, 18 – включение в биотите, 19 – кристалл в сростании с КПШ; 20–25 – Ахуновский массив (08-33): 20, 21 – включения в амфиболе; 22–25 – включения в биотите; 26–29 – Карагайский массив (09-14): 26 – включение в КПШ, 27 – включение в биотите, 28, 29 – включение в амфиболе, 28 – центр, 29 – край; 30–38 – Карагайский массив (09-03): 30 – центр зерна, 31 – край зерна, 32 – центр, 33 – край, 34–36 – отдельные зерна, 37 – центр кристалла, 38 – край; 39–47 – Уйскоборский массив (08-66): 39, 40, 42, 43 – включение в гематите, 41 – включение в ильмените; 44, 45 – включения в амфиболе, 46 – отдельный кристалл в межзерновом пространстве, 47 – включение в альбите; н.о. – элемент не обнаружен.

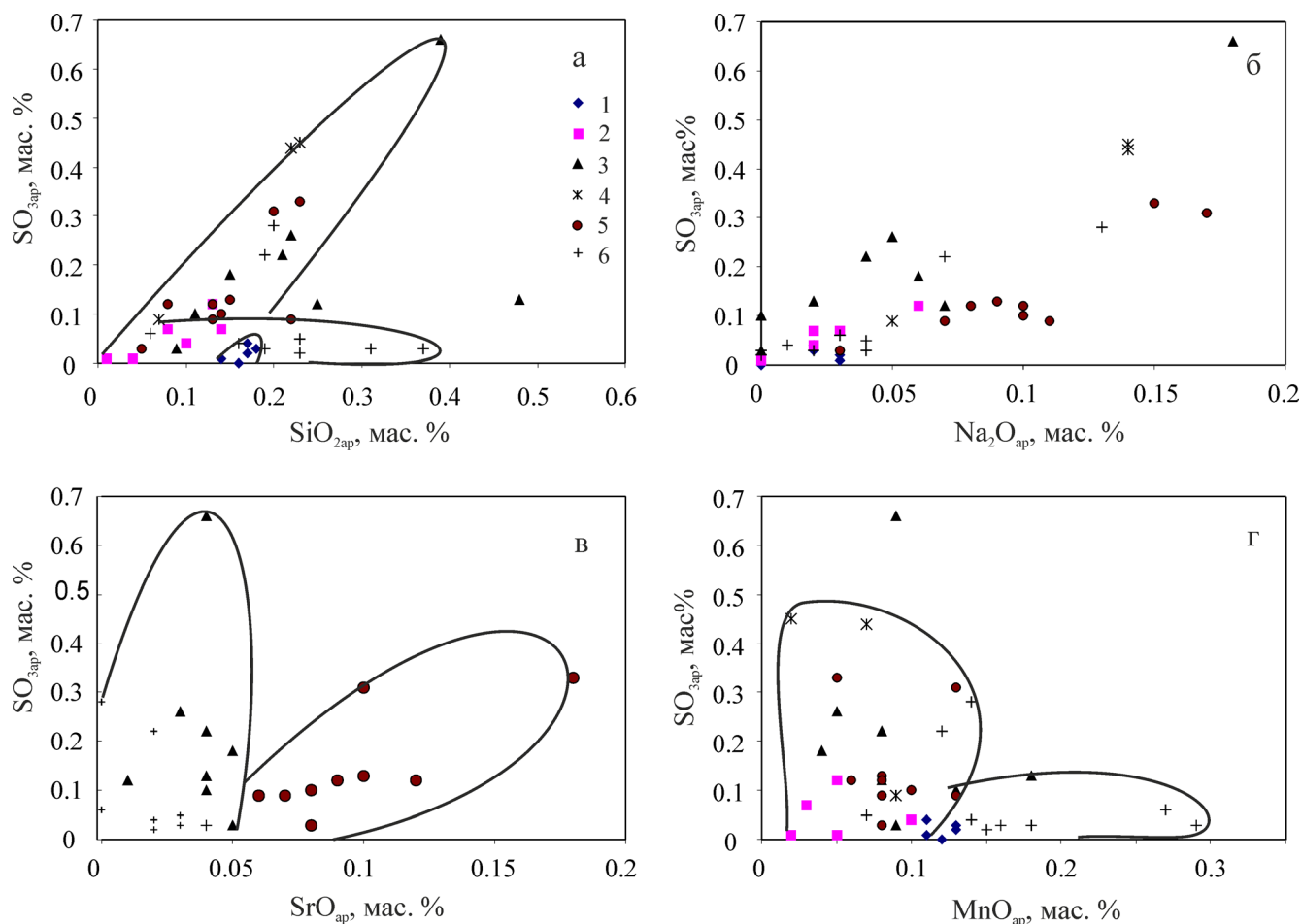


Рис. 2. Соотношение изоморфных с фосфором и кальцием элементов-примесей в апатитах гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

хрома до 0.20 мас. %. Такой состав рудного и акцессорного титаномагнетита (по содержанию титана и ванадия) характерен для среднетитанистого типа титаномагнетитовых месторождений Урала, выделенного В.Г. Фоминых [14]. Этот тип месторождений на Среднем Урале представлен Волковским массивом, а на юге Урала – Погорельским месторождением в составе кратко охарактеризованного выше Верхнеуральско-Кассельского ареала интрузивного магматизма.

В апатите более позднего биотит-амфиболового граносиенита (проба 09-20 из зоны западного эндоконтакта Петропавловского массива) содержание Cl минимальное 0.01–0.02 мас. %, а содержание F аналогичное двум первым пробам. Одновременно с этим в апатитах от габбро к граносиениту заметно нарастают содержания SO_3 – от 0.01–0.04 мас. % в габбро до 0.10–0.26 мас. % в граносиените (одно определение 0.66 мас. %). Как свидетельствуют данные таблицы и рис. 1–2, с ростом содержания сульфатной серы в апатите граносиенита коррелируется заметный рост в содержаниях SiO_2 до

0.50 мас. %. В меньшей степени это характерно для содержаний Na_2O , количество которого варьирует в апатитах этой пробы от 0 до 500–700 г/т, при стабильно низких содержаниях SrO 100–500 г/т. С ростом содержания SO_3 и SiO_2 в апатите граносиенита снижается содержание P_2O_5 от 42.80 до 41.50 мас. %. Здесь в апатите осуществляется, в основном, схема гетеровалентного изоморфизма по формуле: $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$.

Дополнительная оценка хлоро- и фтороносности пород Петропавловского массива дана по составам гидроксилсодержащих темноцветных минералов, в частности, по составу гидроксильной группы амфибола и биотита (табл. 2). Содержание хлора в роговой обманке в габбро пробы 09-01 повышенное до 0.10 мас. %. В этой роговой обманке, обогащенной хлором, в виде включений присутствует и богатый хлором до 1.40 мас. % апатит. Распределение хлора между апатитом и амфиболом в этой пробе 10:1–15:1, что ближе соответствует габброидам рифтогенного магнитогорского комплекса, чем предшествующим породам островодужного ряда,

Таблица 2. Составы породообразующих темноцветных минералов в породах Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	сумма	f _{мин.}
Пироксены и амфиболы														
1	51.37	0.22	2.96	0.29	9.19	0.35	14.7	19.91	0.53	0.15	0.14	0.03	99.85	0.385
2	52.33	0.1	1.41	0.29	8.47	0.38	13.98	23.04	0.33	0	0	0	100.36	0.377
3	45.95	1.38	8.33	0	14.39	0.32	13.36	11.42	1.29	0.69	0	0.1	97.37	0.52
4	56.04	0.03	1.4	0	7.32	0.24	19.61	12.71	0.21	0.06	0	0.01	97.64	0.27
5	52.24	0.25	3.69	0.39	10.03	0.23	16.51	12.53	0.54	0.28	0.03	0.02	96.78	0.38
6	51, 76	0.4	4.52	0.13	9.97	0.24	16.74	12.22	0.64	0.31	0.06	0.03	97.05	0.37
7	51, 68	0.35	4.82	0.02	10.09	0.27	16.61	12.4	0.73	0.29	0.14	0.03	97.49	0.38
8	52.05	0.42	4.37	0.12	9.92	0.25	16.8	12.52	0.7	0.28	0	0.03	97.58	0.37
9	46.71	0.46	8.85	0.11	11.61	0.24	14.42	12.3	1.34	0.59	0.03	0.05	96.76	0.45
10	52.43	0.38	3.83	0.01	10.2	0.26	17.13	12.51	0.59	0.26	н.о.	0.02	98.52	0.37
11	50, 79	0.41	5.49	0.05	10.34	0.21	16.41	12.55	0.83	0.39	0	0.02	97.55	0.39
12	48.78	0.25	7.72	0.14	10.64	0.3	15.8	12	1.24	0.41	0.11	0.04	97.48	0.40
13	52.41	0.37	4.1	0.11	10.03	0.28	16.92	12.45	0.62	0.3	0	0.04	97.71	0.37
14	43.11	0.62	9.75	0	18.97	0.75	9.73	11.93	1.22	0.98	0	0.02	97.08	0.66
15	44.06	0.79	8.75	0.06	18.19	0.68	10.32	11.94	1.13	0.89	0.08	0.04	97.08	0.64
16	49.1	0.68	4.67	0.03	14.94	0.71	12.99	12.07	0.79	0.38	0.22	0.05	96.72	0.53
17	43.8	0.44	9.51	0	18.47	0.64	9.9	11.94	1.2	0.88	0	0.03	96.89	0.65
18	49.82	0.61	4.2	0	13.65	0.7	14.34	11.94	0.73	0.34	0	0.03	96.4	0.49
19	43.38	0.44	9.69	0	18.73	0.63	9.59	11.78	1.29	0.93	0.13	0.02	96.82	0.66
20	47.16	0.83	6.8	0	15.53	0.66	13.2	11.38	1.25	0.56	н.о.	н.о.	97.37	0.54
21	47.34	0.89	7.35	0.01	14.76	0.49	13.44	11.14	1.61	0.41	0.13	0.01	97.59	0.52
22	48.19	0.88	6.8	0	14.29	0.57	14.19	11.21	1.41	0.33	0.12	0.03	98.03	0.50
23	47.26	0.81	7.2	0.58	15.27	0.67	12.68	11.03	1.11	0.45	0.07	0.01	97.13	0.55
24	48.82	0.77	5.77	0	14.39	0.56	13.55	11.71	1.08	0.46	0.23	0.01	97.46	0.52
25	49.47	0.77	4.41	0.02	15.13	1.11	13.6	11.41	0.91	0.4	0.21	0.02	97.47	0.53
26	49.89	0.8	4.3	0.05	15.38	1.06	13.75	11.44	0.89	0.39	0.21	0.01	98.15	0.53
Слюды														
1	37.64	1.15	16.89	0.04	15.61	0.34	12.03	0.2	0.04	8.73	0.16	0.02	92.96	0.56
2	36.24	1.82	15.7	0.02	17.41	0.46	11.65	0.04	0.06	9.25	0.27	0.02	93.03	0.60
3	36.75	1.75	16.74	0.03	18.37	0.39	10.5	0	0.07	9.76	0.19	0.03	94.74	0.64
4	36.85	1.96	16.82	0.14	18.35	0.35	10.53	0.06	0.09	9.12	0.24	0.03	94.76	0.64
5	37.28	1.77	16.15	0.03	16.11	0.38	13.44	0.03	0.05	9.08	0.28	0	94.6	0.55
6	37.54	2.07	15.42	0.02	15.82	0.36	13.34	0.02	0.07	9.13	0.32	0	94.11	0.54
7	37.45	3.2	14.57	0.01	17.58	0.4	12.25	0	0.05	9.45	0.16	0.01	95.15	0.59
8	37.54	3.08	14.98	0.03	17.65	0.44	12.14	0	0.05	9.61	0.24	0.01	95.76	0.59
9	37.12	2.65	14.43	0.12	17.61	0.4	11.94	0.02	0.08	9.72	0.14	0.01	94.43	0.60
10	36.91	2.72	15.49	0.05	18.48	0.24	10.83	0	0.08	9.79	0.74	0.01	95.34	0.63
11	36.36	2.53	15.32	0.09	18.69	0.34	11.14	0	0.09	9.7	0.84	0.03	95.13	0.63
12	36.71	3.81	13.49	0.03	19.39	0.63	11.37	0	0.09	9.38	0.2	0.03	95.14	0.63
13	36.36	3.79	13.14	0.06	19.27	0.57	11.97	0.01	0.09	9.27	0.3	0.02	94.83	0.62
14	36.15	3.95	13.2	0.03	18.66	0.58	12.06	0	0.06	9.31	0.37	0.02	94.39	0.61
15	36.45	3.69	13.39	0	19.29	0.57	12.1	0	0.09	9.35	0.3	0.04	95.28	0.61
16	36.48	4.04	13.47	0.01	19.29	0.58	11.84	0	0.1	9.3	0.23	0.03	95.37	0.62
17	36.78	3.73	13.64	0.01	18.68	0.57	12.01	0.01	0.06	9.48	0.25	0.03	95.25	0.61
18	36.48	3.79	13.33	0.03	18.84	0.55	12.27	0.01	0.06	9.51	0.35	0.03	95.25	0.61
19	35.99	4.08	12.75	0.01	19.6	0.63	11.21	0	0.05	9.36	0.38	0.03	94.09	0.64
20	36.39	3.86	13.02	0.02	18.64	0.58	12.02	0	0.08	9.4	0.39	0.02	94.42	0.61

Примечание. f_{мин.} – железистость минералов FeO/(FeO + MgO). Пироксены и амфиболы: 1–3 – Петропавловский массив (09-01 габбро): 1 и 2 – центр кристалла пироксена, 3 – амфибол, обрастающий край кристалла пироксена; 4–13 – Петропавловский массив (09-02А габбро): 4 – центр кристалла, 5–8 – края кристалла, 9 – центр кристалла, 10 – край кристалла, 11 – зерно амфибола, 12 – амфибол в сростании с плагиоклазом, 13 – около эпидота; 14–19 – Петропавловский массив (09-20 граносиенит): 14–17 – профиль через кристалл: 14 – край кристалла, 15 – центр кристалла, 16 – центр кристалла, 17 – край кристалла, 18 – центр кристалла, 19 – край кристалла; 20–23 – Ахуновский массив (08-33); 24 – Карагайский массив (09-14), 25–26 – Уйскоборский массив (08-66). Слюды: 1–4 – Петропавловский массив (09-20 граносиенит); 5–8 – Ахуновский массив (08-33); 9 – Карагайский массив (09-14 гранодиорит); 10–11 – Карагайский массив (09-03 дайка гранит-порфир); 12–20 – Уйскоборский массив (08-66).

где коэффициент распределения 3–5, за счет более высоких содержаний хлора (0.20–0.30 мас. %) в амфиболе и биотите [16]. В роговой обманке пробы 09-01 фтор не обнаружен. В низкожелезистом ам-

фиболе диорита пробы 09-02а содержание Cl снижается до 0.01–0.05 мас. %, а F увеличивается до 0.03–0, 14 мас. %. На заключительном этапе формирования Петропавловского массива уровень хлора

ро- и фтороносности отражает состав амфибола и биотита в граносиените пробы 09-20. Здесь в роговой обманке (эдените) с железистостью 0.50–0.66 содержание фтора возрастает до 0.13–0.22 мас. %, при содержании хлора 0.02–0.05 мас. %. Биотит в граносиените появляется в значительном количестве и кристаллизуется одновременно с плагиоклазом и поздним наиболее железистым амфиболом, образуя в них включения. Содержание фтора в биотите 0.16–0.27 мас. %, при минимальном количестве хлора 0.02–0.03 мас. %. В позднем межзерновом сфене содержание фтора составляет 0.40 мас. %. С учетом сравнительно невысоких содержаний фтора в апатите 1.80–2.9 мас. % это свидетельствует о крайне низкой фтороносности пород Петропавловского массива, в целом. При этом состав магматогенного флюида в процессе формирования габбро-граносиенитовой серии пород существенно меняется, флюид слабо обогащается фтором и резко от габбро к граносиениту обедняется хлором, при росте концентраций сульфатной серы в позднем граносиените. Подобная эволюция в режиме флюидных элементов-минерализаторов свидетельствует, что флюидно-металлогеническая специализация массива меняется во времени. На раннем этапе его формирования в составе магматогенного флюида будет преобладать хлорофильный парагенезис рудных элементов (Fe, V, Cu, Zn и др.), с возможным образованием среднетитанистой титаномагнетитовой (вкрапленное оруденение в габбро) и постмагматической железо-медно-скарновой минерализации. На позднем этапе в составе магматогенного флюида будет преобладать уже парагенезис сульфурфильных рудных элементов – таких как **Au, Ag, Mo, Cu и др.**, с возможным образованием гидротермальной золото-сульфидной (с халькопиритом и молибденитом) или полиметаллической минерализации.

Ахуновский и Карагайский массивы. Исследованы три пробы: 08-33 – Ахуновский массив, порфировидный биотит-амфиболовый гранодиорит и две пробы из северной части Карагайского массива – 09-14 – биотит-амфиболовый слабо рассланцованный гранодиорит, 09-03 – крупнопорфировый с крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата (КПШ и плагиоклаз) гранит-порфир, поздняя дайка. Породы ахуново-карагайского комплекса, в целом, малокалиевые, с преобладанием натрия над калием, глиноземистые, с повышенным содержанием стронция и других элементов-примесей, характерных для окраинно-континентальных плутонов [17, 18]. Массивы ахуново-карагайского комплекса менее глубинные в сравнении с Петропавловской интрузией. Их формирование в ареале происходило на фоне спада давления до 2.5–1.3 кбар.

Хлор для апатита и других гидроксилсодержащих минералов этих массивов не характерен. Как было показано ранее, низкая хлороносность – это

одна из наиболее важных флюидно-геохимических характеристик окраинно-континентальных плутонов ГТГГ-типа и связанных с ними поздних продуктивных золотоносных массивов и золото-сульфидно-кварцевых месторождений [13, 16 и др.]. Содержание фтора в апатитах увеличивается от гранодиоритов Ахуновского массива (2.14–2.90 мас. %) к адамеллит- и гранит-порфирам Карагайского массива (3.0–3.96 мас. %). Одновременно с ростом фтора значительно увеличивается содержание SO_3 – до 0.30–0.45 мас. % в апатитах из даек адамеллит- и гранит-порфиров (табл. 1, рис. 1). Наиболее богатые серой и фтором поздние апатиты в дайках (проба 09-03) имеют и самые высокие содержания SrO до 1800 г/т, Na_2O до 1500–1700 г/т и SiO_2 до 2000–2300 г/т (рис. 2), при обратной их корреляции с содержаниями фосфора. Содержание P_2O_5 снижается от 43.7 мас. % в ранних бедных серой апатитов до 41.10 мас. % в поздних апатитах, богатых серой и другими элементами-примесями. Схема гетеровалентного изоморфизма здесь иная, чем в апатите граносиенита Петропавловского массива. Она более сложная по составу изоморфных элементов-примесей. Одновременно с замещением фосфора серой и кремнием по формуле $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$, Ca^{2+} замещается Na^+ и Sr^{2+} . Это определяется специализацией расплава, в котором вода, натрий и стронций содержатся в значительных количествах. Вопросы изоморфизма в ряду апатит-эллестадит детально рассмотрены в специальных работах [4 и др.].

Богатые серой апатиты, образующие включения в амфиболе и биотите даек гранит-порфиров, часто имеют зональное строение. В центре таких зональных кристаллов содержание SO_3 максимально до 0.45 мас. %, при максимальных содержаниях натрия, кремнезема и стронция, тогда как в краю кристаллов содержание сульфатной серы падает до 0.10 мас. %, существенно снижаются содержания и других изоморфных фосфору и кальцию элементов-примесей, снижается содержание фтора, а содержание фосфора в краях несколько увеличивается (табл. 1). Самый поздний апатит в дайках гранит-порфиров, образующий включения в каймах КПШ вокруг более раннего плагиоклаза, в своем составе серу не содержит. Этот дискретный характер распределения серы в самых поздних зональных кристаллах апатита указывает на изменение окислительно-восстановительного режима, что возможно стимулирует переход сульфатной серы в более восстановительные ее формы, на рост активности сероводорода и более интенсивную кристаллизацию сульфидных минералов. Аналогичные данные ранее были получены [8] при изучении состава зональных по SO_3 кристаллов апатита в гранитах золотоносного Шарташского массива, даек гранит-порфиров и березитов Березовского золото-рудного месторождения на Среднем Урале.

Дополнительные данные по общей оценке фтороносности пород Ахуновского и Карагайского массивов, как и в первом случае, могут быть получены из анализа составов амфиболов и биотитов (табл. 2). Такая оценка применительно к этим массивам важна в том отношении, что с рудоносными массивами окраинно-континентального типа, особенно таких как Шарташский, обогащенных фтором, наряду с золотым оруденением кварц-жильного типа, может быть связано и более высокотемпературное шеелитовое оруденение в гумбеитах. В амфиболе и биотите (пробы 08-33 и 09-14) содержание фтора низкое, соответственно 0.10–0.23 и 0.14–0.32 мас. %. Значительно выше содержание F 0.74–0.84 мас. % в более железистом ($f = 0.63$) биотите из поздней дайки (проба 09-03). Эти данные отражают накопление фтора в самых поздних дайковых образованиях ахуново-карагайского комплекса. Последнее значение приближается к уровню фтороносности биотитов в массивах с золото-шеелитовым оруденением, но в последних (Шарташский, Каменский массивы) такие концентрации появляются значительно раньше, еще в породах главных интрузивных фаций.

В целом, эти новые данные по содержанию серы в апатитах Ахуновского и Карагайского массивов, как и данные по Шарташскому массиву, продуктивных на золотое оруденение кварц-жильного типа, существенно дополняют ранний вывод об особенностях флюидной специализации золотоносных массивов Урала [13, 16]. Они свидетельствуют о важной роли глубинной ювенильной серы в составе как магматического, так и рудообразующего флюида. Магматогенная сера в золотоносных окраинно-континентальных плутонах и продуктивных массивах становится ведущим элементом-минерализатором и именно она определяет, в соответствии с экспериментальными данными [5], интенсивную экстракцию и перенос золота магматогенным рудообразующим флюидом, при подчиненной в нем роли хлоридной формы его переноса. Низкие содержания хлора в таком флюиде способствуют отсутствию в нем значительных концентраций таких широко распространенных хлорофильных рудных элементов как железо и халькофилов – меди, цинка и др. Именно этими особенностями флюидного режима определяются и дальнейшие перспективы рассматриваемых малокалиевых массивов ахуново-карагайского комплекса на обнаружение в связи с ними новой золотой и золото-вольфрамовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа. Подобная специализация подтверждается уже известной связью с гранитоидами ахуново-карагайского комплекса кварцевожильной золото-шеелитовой минерализации (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.).

Уйскоборский массив. Исследована проба 08-66 – это гранит, с крупными порфиоровыми выделениями зонального плагиоклаза и пертитово-

го калиевого полевого шпата (ортоклаза) с размером порфиоровых вкрапленников до 2 см и более. В крупных порфиоровидных выделениях ортоклаза наблюдаются включения зонального плагиоклаза. Этот массив наиболее поздний и наименее глубинный (Робщ ~ 0.30 кбар) в данном ареале. Его породы обогащены калием. Общее содержание фтора в апатитах заметно ниже, чем в поздних гранит-порфирах более глубинного малокалиевого ахуново-карагайского комплекса, в среднем 2.80 мас. %, при вариации содержания 1.94–3.18 мас. %. В то же время, содержание хлора в апатитах здесь заметно увеличивается до 0.05–0.14 мас. % (табл. 1, рис. 1). Спад содержания F в апатитах компенсируется ростом количества этого галогена в сфене (0.22–0.36 мас. %), амфиболе (0.20 мас. %) и в высокотитанистом биотите (0.20–0.40 мас. %) (табл. 2). Это связано с кристаллизацией при повышенной температуре [3]. К типоморфным особенностям состава апатита в этом позднем малоглубинном массиве относятся также высокое содержание SiO₂ (1600–3700 г/т) и MnO (1000–2900 г/т), при низких содержаниях SrO, Na₂O и SO₃, что выделяет апатиты этого массива на диаграммах (рис. 2). Акцессорный ильменит в породах массива, наряду с апатитом, характеризуется высоким содержанием MnO до 18.40 мас. %. Повышенные содержания этого элемента имеют также амфибол (1.06–1.11 мас. %) и биотит (0.55–0.63 мас. %). Ряд факторов в совокупности: низкая фтороносность этого массива, низкие концентрации в составе магматических флюидов серы и хлора – являются неблагоприятными факторами для прогнозе рудной (в частности редкометальной) минерализации, которая, возможно, могла быть генетически связанной с данным массивом.

В одной из ранее опубликованных работ [19] уже была оценена роль флюидного фактора (режима элементов-минерализаторов – галогенов и серы) в процессах гранитоидного магматизма и рудогенеза на этапах резкой смены геодинамических обстановок в позднем девоне и карбоне Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны. Новые данные, в целом, характеризуют не только флюидно-металлогеническую специализацию и прогнозную рудоносность интрузий данного гранитоидного ареала, со сменой во времени Cl–S–F в составе флюидных элементов-минерализаторов, но и позволяют проследить общую эволюцию гранитоидного магматизма в этом ареале, с выделением последовательных этапов его формирования, определить позицию конкретных интрузий в общем тренде эволюции гранитоидного магматизма, их различную фациальную принадлежность: со спадом глубин формирования от мезоабиссального габбро-диорит-гранитного Петропавловского массива к гипабиссальному Уйскоборскому адамеллит-гранитному массиву, с выделением двух ветвей эволю-

ции [17, 18]: более калиевой (Петропавловский и Уйскоборский массивы) и малокалиевой (ахуново-карагайский комплекс).

Эволюция в составе массивов этого ареала, условия их формирования, флюидный режим определяются, в свою очередь, сменой геодинамических обстановок в карбоне на севере Магнитогорской мегазоны, когда преобладающий режим тектонического коллизии сжатия с формированием конформных с породами кровли окраинно-континентальных гранитоидных плутонов в ядрах брахиантеклиналей, сменяется этапами их коллизии-сдвиговой деструкции, с внедрением в основание новообразованной континентальной коры и в зоны этих дислокаций нового сильно деплетированного мантийного материала, субстрата для дальнейших процессов водного корового анатексиса (ахуново-карагайский комплекс). Эти зоны коллизии-сдвиговой рифтогенной деструкции являлись и транспортными путями для подъема магматических расплавов разного состава из мантийных областей их генерации (Петропавловский массив, магнитогорский габбро-гранитный комплекс, возможно, Уйскоборский массив). Как было показано выше, на это указывают данные изотопно-геохимических исследований, которые свидетельствуют, что во времени от позднеостроводужного Верхнеуральского к рифтогенно-коллизии-сдвиговому Петропавловскому, а затем – к массивам ахуново-карагайского комплекса и к финальному Уйскоборскому наиболее калиевому массиву происходит рост положительных значений радиогенного Nd, с ростом ϵNd от +2 до +5.7, а первичное отношение Sr в ареале не превышает 0.7040–0.7047. Такая эволюция в составе интрузий и их магматических источников должна вносить свои ограничения на состав и масштабы прогнозируемой рудоносности, в частности на масштабы золото-сульфидно-кварцевого оруденения. В наиболее продуктивных на золото массивах, таких как Верхисетский и Шарташский, такого направления в эволюции радиогенного Nd не наблюдается.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015) и совместной программы УрО, СО и ДВО РАН (проект 12-С-5-1022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатов В.И., Костицин Ю.А. Rb-Sr изотопный возраст и геохимия гранитоидов на севере Магнитогорского прогиба, Южный Урал // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1999. № 2. С. 34–41.
2. Богатов В.И., Шатагин К.Н., Чаплыгина Н.Л. Источники коллизии-сдвиговой деструкции северной части Магнитогорского прогиба // Коллизии-сдвиговая стадия развития подвижных поясов. VI Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 11–12.
3. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 190 с.
4. Васильева З.В., Лицарев М.А., Органова Н.И. О природном сульфатапатите // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118. № 3. С. 577–580
5. Горбачев Н.С., Бругманн Г.Е., Налдретт А.Д. и др. Распределение Au между флюидом, базальтом и сульфидом в магматических и постмагматических условиях (по экспериментальным данным) // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 3. С. 356–359.
6. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизии-сдвиговой деструкции золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
7. Знаменский С.Е. Коллизии-сдвиговые и их роль в региональном структурном контроле месторождений золота палеоокеанического сектора Южного Урала // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: мат-лы XV чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 96–98.
8. Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. Сера в апатитах гранитов Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2011. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 159. 2012. С. 134–139.
9. Нечехин В.М., Волчек Е.Н. Типы аккреционных и коллизии-сдвиговых процессов в орогенных системах Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера. 2012. № 4. С. 78–91.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, 2010. 280 с.
11. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
12. Феритатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Бородин Н.С. и др. Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий / Институт геологии и геохимии УрО РАН. Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98–124.
13. Феритатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: Возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // ГРМ. 2010. Т. 52. № 1. С. 65–84.
14. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала / Отв. ред. А.М. Дымкин. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.
15. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
16. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 392 с.

17. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С.* Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // *Вестник Уральского отделения РМО. № 6.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 3–29.
18. *Холоднов В.В., Шагалов В.С., Бородин Н.С.* Петрогенезис, геохимическая и металлогеническая специализация гранитоидных интрузий на севере Магнитогорской мегазоны // *Петрогенезис и рудообразование: мат-лы XIV чтений памяти А.Н. Заварицкого.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 122–125.
19. *Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В.* Элементы-минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудогенезе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская мегазона в позднем девоне и карбоне // *Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: мат-лы XV чтений памяти А.Н. Заварицкого.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 269–272.
20. *Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В.* Неоднородность континентальной коры восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // *Геотектоника.* 2000. № 5. С. 44–60.