

УДК 549: 550.42 (470.21)

О.С. Яковлева, И.В. Пеков, И.А. Брызгалов

ХРОМОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХИБИНСКОМ ЩЕЛОЧНОМ МАССИВЕ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)¹

Приведены новые данные о хромовой минерализации в фенитах по ксенолиту глинозemi-стых метаморфитов на г. Каскасьюнчорр в Хибинском щелочном массиве (Кольский п-ов, Россия) и обобщен материал по минералогии хрома в Хибинах. Источником этого элемента в фенитах предполагаются силикаты протолита, содержавшие примесный Cr^{3+} , замещающий Al. В фенитах возникли Cr-содержащие (в скобках — максимальное содержание Cr_2O_3 , мас.%) эгирин (5,8), члены группы кричтонита (2,1), мусковит (1,3), цирконолит (1,1), титанит (1,0), фтормагнезиоарфведсонит (0,8), биотит (0,8), ильменит (0,6), энигматит (0,6). Наиболее богаты хромом (до 42% Cr_2O_3) здесь резко обедненные Mg и Al поздние шпинелиды серии FeTi-хромит — CrTi-магнетит, возникшие за счет высокохромистых эгирина и ильменита. При фенитизации происходило концентрирование Cr со временем. В отличие от минералов щелочных ультрамафитов Хибин, где Cr связан с Mg и Al (в том числе изоморфно), а также с Ca, в минералах фенитов его спутники — Fe, Ti, V (с ними Cr^{3+} изоморфен), а в силикатах и Na. Подвижность Cr^{3+} и уникальность хромовой минерализации в фенитах Хибин обусловлены высокой щелочностью флюида.

Ключевые слова: минералогия, хром, фенит, Хибинский массив, Кольский полуостров.

The paper contains new data on chromium mineralization in the fenitized xenolith at Mt. Kaskasnyunchorr in the Khibiny alkaline complex (Kola Peninsula, Russia) and summarizes data on the mineralogy of Cr in Khibiny. Silicates of a protholith (with Al partially substituted by Cr^{3+}) are supposed to be a source of chromium in the fenites. Cr-bearing (maximum Cr_2O_3 contents, wt.%, are in parentheses) aegirine (5,8), crichtonite-group members (2,1), muscovite (1,3), zirconolite (1,1), titanite (1,0), fluoro-magnesioarfvedsonite (0,8), biotite (0,8), ilmenite (0,6), and aenigmatite (0,6) occur in the fenites. Late-stage Mg- and Al-poor spinelides of the FeTi-chromite—CrTi-magnetite series (up to 42% Cr_2O_3) are the Cr-richest phases, a product of breakdown of Cr-rich aegirine and ilmenite. Cr content increases from early to late stages of the fenitization. Unlike minerals of Khibiny ultramafic rocks, in which Cr is associated with Mg, Al, and Ca, chromium occurs with Fe, Ti, V, and Na in fenitic minerals. Mobility of Cr^{3+} and unique character of chromium mineralization in studied fenites are caused by high alkalinity of a fluid.

Key words: mineralogy, chromium, fenite, Khibiny alkaline complex, Kola Peninsula.

Введение. Хибинский массив на Кольском полуострове — крупнейший щелочной комплекс мира. По минеральному разнообразию в целом и по числу впервые открытых минералов он является мировым рекордсменом. Исследование минералогии Хибин продолжается, открываются все новые ее аспекты. В статье приведены полученные нами данные о минералах хрома и обобщены материалы о хромовой минерализации в Хибинском массиве, оказавшейся разнообразной и необычной.

Геохимия и минералогия хрома в Хибинском массиве: состояние изученности. Одна из особенностей геохимии Хибинского массива — резкая обедненность большинства его пород хромом. Кларк Cr для твердой земной коры — $8,3 \cdot 10^{-3}$ мас.%, для ультраосновных пород — 0,12%, для основных — 0,02%, для кислых — $2,5 \cdot 10^{-3}$ мас.% [Перельман, 1989]. Среднее значение по Хибинскому массиву (проба «Хибинь-генеральная») $1,3 \cdot 10^{-3}$ % [Кухаренко, Ильинский, 1984], что вдвое ниже, чем для гранитов — самых бед-

ных Cr распространенных магматических пород. Содержание хрома в породах ийолит-уртитовой серии в Хибинах варьирует от $2,5 \cdot 10^{-4}$ до $6 \cdot 10^{-2}$ % (в среднем $1,2 \cdot 10^{-3}$ %); лейкократовые минералы ийолит-уртитового комплекса — нефелин и полевые шпаты — его практически не содержат [Когарко и др., 1973]. Содержание Cr в нефелиновых сиенитах массива составляет $(5 \div 7) \cdot 10^{-4}$ % [Галахов, 1975]. Этот элемент в работе [Кухаренко, Ильинский, 1984] был отнесен к очень редким в Хибинском массиве из-за того, что не образует собственных соединений. Действительно, на тот период собственные его минералы в Хибинах еще не были известны. Максимальное содержание — до 1,4% Cr_2O_3 — было зафиксировано в Ti-магнетите из пород ийолит-уртитового комплекса [Кулаков, Поляков, 1979]. Позже в Ti-магнетите апатитовых руд было установлено до 3,3% Cr_2O_3 [Балаганская, Савченко, 1983], а из ксенолитов ультрамафитов, залегающих среди ийолит-уртитов, — до 4,3% Cr_2O_3 [Шпаченко и др., 2006].

¹ Работа выполнена при поддержке грантов Президента РФ (НШ-863.2008.5) и Фонда содействия отечественной науке.

Первые сведения о собственном минерале хрома в Хибинах, опубликованные в 1986 г., относятся к эсколаиту Cr_2O_3 в нефелин-сиенитовом сапфириноном пегматите, локализованном в останцах древних пород на г. Кукисвумчорр. Его частицы размером 0,2—0,3 мкм выявлены в суспензионном препарате, состоящем в основном из нефелина и герцинита; чрезвычайно мелкие округлые зерна, содержащие только Cr, были обнаружены также в виде включений в нефелине [Шлюкова, 1986]. Судя по характеру частиц и отсутствию примесей, не характерному для эсколаита, это описание может относиться к техническому оксиду хрома, широко используемому в качестве абразива при полировке шлифов и нередко загрязняющему геологические пробы.

Позже было установлено широкое распространение аксессуарных хромшпинелидов, содержащих до 49,8% Cr_2O_3 (в основном это магнезиохромит), в дайках щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, а также в цементе трубок взрыва и нодулях ультрабазитов в этих трубках. Там же были найдены Cr-содержащие Mg-силикаты (в скобках — содержание Cr_2O_3 , %) энстатит (до 0,65), диопсид (до 1,6), паргасит (до 2,8) и флогопит (1,9) [Арзамасцев и др., 1988; Yakovenchuk et al., 2005].

Особняком стоит необычная находка фазы $\gamma\text{-CrOON}$ в цеолитовых прожилках, секущих рихчорриты вблизи контакта с апатитовой породой на г. Юкспор. Землистые агрегаты $\gamma\text{-CrOON}$ образуют тонкие (до 0,02 мм) просечки в осевой зоне прожилков, сложенных в основном натролитом и гоннардитом, что однозначно указывает на низкотемпературный гидротермальный генезис этой фазы [Шпаченко и др., 2006].

Экзотическая оксидная хром-ванадиевая минерализация обнаружена в высокоглиноземистых (существенно нефелин-щелочнополевошпатовых с корундом) фенитах, которые развиты по породам крупного ксенолита, залегающего в фойяитах вблизи контакта с рихчорритами на г. Каскасньончорр. Собственных минералов Cr здесь до наших работ не было известно, но существенная его примесь отмечалась в ванадиевых оксидах, образующих редкие выделения микронных размеров: 28,75% в вуорелайнените MnV_2O_4 (анализ 8 в табл. 1), 11,23 — в карелианите V_2O_3 (анализ 9 в табл. 2) и 0,53% Cr_2O_3 в анкангите $\text{Ba}(\text{Ti}, \text{V})_8\text{O}_{16}$ (анализ 8 в табл. 2) [Yakovenchuk et al., 2005]. В этом же ксенолите установлены сложные оксиды изоморфной системы кричтонит $\text{Sr}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Fe}_2(\text{Ti}, \text{Fe})_{18}\text{O}_{38}$ — ландауит $\text{NaMn}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{Ti}, \text{Fe})_{18}\text{O}_{38}$ — давидит $\text{LREE}(\text{U}, \text{Y}, \text{Fe})(\text{Ti}, \text{Fe})_{20}\text{O}_{38}$, содержащие до 0,8% Cr_2O_3 и до 0,5% V_2O_3 (анализ 5 в табл. 2). Они являются здесь типичными аксессуориями, а в специфических богатых оксидами титановых образованиях выступают даже порообразующими минералами [Barkov et al., 2006].

Таблица 1

Химический состав богатых хромом шпинелидов из фенитов г. Каскасньончорр

Состав	Номер анализа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Массовый %								
MgO	0,01	0,05	0,04	0,06	0,04	0,02	0,06	0,33
MnO	2,42	2,31	3,89	3,54	4,15	1,69	3,97	22,80
FeO	55,07	57,22	50,99	43,81	50,78	60,39	54,82	8,84
ZnO	3,01	2,12	2,31	2,63	2,15	2,38	1,25	—
Al ₂ O ₃	0,30	0,52	0,25	0,31	0,35	0,18	0,19	—
V ₂ O ₃	2,08	2,01	0,24	0,28	0,21	1,36	0,83	37,47
Cr ₂ O ₃	26,10	24,43	30,56	41,60	29,38	20,28	26,86	28,75
SiO ₂	0,70	0,33	—	—	0,04	0,07	—	—
TiO ₂	10,12	11,48	11,31	6,28	11,58	12,12	11,01	0,11
Сумма	99,81	100,47	99,59	98,51	98,68	98,49	98,99	98,30
Число атомов на формулу: расчет на сумму атомов металлов, равную 3								
Mg	—	—	—	—	—	—	—	0,02
Mn	0,08	0,07	0,12	0,11	0,13	0,05	0,13	0,72
Zn	0,08	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,03	—
Fe ²⁺	1,09	1,19	0,14	1,00	0,84	1,22	1,15	0,28
Fe ³⁺	0,62	0,57	0,44	0,38	0,75	0,67	0,87	—
Al	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	—
V	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	1,13
Cr	0,77	0,71	0,90	1,24	0,87	0,60	0,79	0,85
Ti	0,28	0,32	0,32	0,18	0,33	0,34	0,31	—

Примечания. Пустая ячейка в табл. 1 и 2 означает, что в литературе нет данных для этого компонента, прочерк — значение составляет 0,00. Номера анализов: 1—5 — хромит; 6—7 — магнетит, 8 — вуорелайненит из флогопит-нефелин-альбитового «роговика» ксенолита на г. Каскасньончорр. Источники: 1—7 — наши данные, 8—[Yakovenchuk et al., 2005].

Таблица 2

Химический состав богатых хромом оксидов из фенитов г. Каскасньончорр

Состав	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Массовый %									
Na ₂ O	—	0,40	0,35	0,35	0,45	1,53	1,28	0,39	—
K ₂ O	—	н/а	н/а	н/а	0,15	—	н/а	0,41	—
MgO	—	0,45	1,23	0,91	0,60	0,40	0,76	—	—

Продолжение табл. 2

Окончание табл. 2

Состав	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	—	1,21	1,18	1,17	1,50	1,51	10,11	—	—
MnO	1,21	0,57	0,56	0,58	0,35	1,58	0,06	—	0,10
FeO	43,99	19,32	19,22	19,10	18,24	17,31	—	—	—
ZnO	0,36	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	—	—
SrO	н/а	3,89	3,79	3,60	3,36	0,11	—	0,26	—
BaO	—	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	18,70	—
Al ₂ O ₃	0,02	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	1,32	—
V ₂ O ₃	0,26	н/а	н/а	н/а	0,47	0,49	н/а	17,66	84,74
Cr ₂ O ₃	0,56	2,09	0,72	0,57	0,79	0,50	1,12	0,53	11,23
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	2,76	0,96	1,89
Y ₂ O ₃	н/а	0,30	0,20	0,22	—	—	1,25	—	—
La ₂ O ₃	н/а	—	—	0,32	0,38	—	0,36	—	—
Ce ₂ O ₃	н/а	0,29	0,61	0,39	0,34	0,18	1,84	—	—
Nd ₂ O ₃	н/а	—	0,23	0,15	0,13	—	1,40	—	—
SiO ₂	—	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	0,23	—
TiO ₂	50,57	68,96	67,73	68,58	69,51	71,54	42,93	57,67	1,56
ZrO ₂	—	1,76	—	—	3,25	3,65	31,29	1,91	—
ThO ₂	н/а	0,08	0,74	—	—	—	2,88	0,02	—
Nb ₂ O ₅	3,95	—	—	—	0,25	0,53	1,01	0,41	—
Сумма	100,92	99,32	96,56	95,94	99,77	99,33	99,05	100,47	99,52
Число атомов на формулу									
Na	—	0,23	0,20	0,20	0,25	0,85	0,15	0,10	—
K	—	н/а	н/а	н/а	0,06	—	н/а	0,07	—
Mg	—	0,20	0,55	0,41	0,26	0,17	0,07	—	—
Ca	—	0,38	0,38	0,38	0,47	0,46	0,64	—	—
Mn	0,03	0,14	0,14	0,15	0,09	0,38	—	—	—
Fe ²⁺	0,94	4,73	4,76	4,76	4,44	4,15	—	—	—
Zn	0,01	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	—	—
Sr	н/а	0,66	0,66	0,63	0,57	0,02	—	0,02	—
Ba	—	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	0,95	—
Al	—	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	0,20	—
V	0,01	н/а	н/а	н/а	0,11	0,11	н/а	1,84	2,57
Cr	0,01	0,48	0,17	0,14	0,18	0,11	0,05	0,05	0,34
Fe ³⁺	—	—	0,09	0,06	—	—	0,12	0,09	0,05
Y	н/а	0,05	0,03	0,04	—	—	0,04	—	—

Состав	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	н/а	—	—	—	0,04	—	0,01	—	—
Ce	н/а	0,03	0,07	0,04	0,04	0,02	0,04	—	—
Nd	н/а	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	—	—
Si	—	н/а	н/а	н/а	—	—	н/а	0,03	—
Ti	0,96	15,20	15,37	15,56	15,22	15,42	1,90	5,64	0,04
Zr	—	0,25	—	—	0,46	0,51	0,90	0,12	—
Th	н/а	0,01	0,05	—	—	—	0,04	—	—
Nb	0,04	—	—	—	0,03	0,07	0,03	0,02	—

Примечания. Н/а — компонент не анализировался. Номер анализа: 1 — ильменит, 2—5 — кривитонит, 6 — ландауит, 7 — цирконолит, 8 — анкангит, 9 — карелианит. Источник: 1—4, 7 — наши данные, 5—6 — [Barkov et al., 2006], 8—9 — [Yakovenchuk et al., 2005]. Формулы рассчитаны: ильменит — на сумму атомов металлов, равную 2; карелианит — на сумму атомов металлов, равную 3; кривитонит и ландауит — на 76 единиц отрицательного заряда, цирконолит — на 14 единиц отрицательного заряда, анкангит — на 32 единицы отрицательного заряда.

Минералогия хрома в фенитах г. Каскасныончорр: новые данные. Нами для того же фенитизированного ксенолита с г. Каскасныончорр проведено систематическое изучение Cr-содержащих фаз, оказавшихся весьма разнообразными.

В табл. 1—3 приведены все анализы минералов этого ксенолита, содержащих >0,5 мас.% Cr₂O₃. Выбор такой пороговой концентрации обусловлен двумя причинами: во-первых, она значительно (в 250 раз) превышает среднее содержание Cr в Хибинском массиве, поэтому такие минералы можно рассматривать здесь как его высококонцентрированную форму; во-вторых, такое количество достоверно определяется электронно-зондовым микроанализом, а если значения воспроизводятся, то можно утверждать, что хром не связан с загрязнением образца абразивным Cr₂O₃.

Таблица 3

Химический состав хромосодержащих силикатов из фенитов г. Каскасныончорр (наши данные)

Состав	Номер анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Массовый %										
Na ₂ O	—	0,15	10,98	12,58	12,70	12,44	14,21	6,97	1,64	1,62
K ₂ O	11,77	9,63	1,61	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	13,34	11,87	0,49	0,16	1,17	0,70	0,65	—	—
CaO	—	0,23	0,38	2,68	2,51	3,63	1,17	0,47	24,21	23,98
MnO	—	0,38	1,01	0,31	0,23	0,35	0,09	2,22	—	0,05

Окончание табл. 3

FeO	—	18,84	11,32	—	—	—	—	40,41	0,74	1,21
ZnO	—	—	—	—	—	0,07	0,13	н/а	0,13	—
BaO	0,78	0,45	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	35,88	11,39	0,44	0,85	0,93	1,06	1,20	1,68	0,14	0,11
V ₂ O ₃	—	0,05	1,54	1,60	0,99	0,13	0,53	0,12	0,13	0,19
Cr ₂ O ₃	1,26	0,83	0,79	3,85	2,06	1,80	5,78	0,53	0,67	0,99
Fe ₂ O ₃	—	—	—	25,81	29,95	27,82	25,26	—	—	—
SiO ₂	44,53	37,52	55,28	51,73	52,30	51,15	52,95	38,09	29,26	30,04
TiO ₂	0,29	3,12	1,32	0,97	0,59	1,46	0,85	9,08	38,22	38,86
Nb ₂ O ₅	н/а	—	—	—	—	—	—	—	0,65	0,57
F	н/а	2,61	4,74	—	—	—	—	0,04	1,48	0,74
—O=F ₂	—	-1,10	-1,99	—	—	—	—	-0,02	-0,62	-0,31
Сумма	94,51	98,54	101,28	100,87	102,42	101,08	102,87	100,26	95,27	98,36
Число атомов на формулу										
Na	—	0,02	3,13	0,92	0,92	0,91	1,01	1,93	0,11	0,10
K	1,02	0,94	0,30	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	1,52	2,60	0,03	0,01	0,07	0,04	0,14	—	—
Ca	—	0,02	0,06	0,11	0,10	0,15	0,05	0,07	0,88	0,85
Mn	—	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,27	—	—
Fe ²⁺	—	1,11	1,39	0,03	0,02	—	—	4,06	0,02	0,03
Ba	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Al _{oct}	1,89	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	0,18	0,05	0,03	—	0,02	0,01	—	—
Cr	0,07	0,05	0,09	0,12	0,06	0,05	0,17	0,06	0,02	0,03
Fe ³⁺	—	0,11	—	0,71	0,83	0,79	0,70	0,76	—	—
Al _{tetr}	0,98	1,03	—	0,04	0,04	0,05	0,05	0,28	0,01	—
Si	3,02	2,86	8,13	1,96	1,96	1,93	1,94	5,44	0,99	1,00
Ti	0,02	0,17	0,15	0,03	0,02	0,04	0,02	0,97	0,98	0,97
F	н/а	0,49	1,70	—	—	—	—	—	0,12	0,06

Примечания. Номер анализа: 1 — мусковит, 2 — биотит, 3 — фтормагнезиоарфведсонит, 4—7 — эгирин, 8 — энigmatит, 9—10 — титанит. Формулы рассчитаны: слюды — на 22 единицы отрицательного заряда; фтормагнезиоарфведсонит — на сумму всех, кроме K, Na и Ca, катионов, равную 13; эгирин — на сумму всех катионов, равную 4; энigmatит — на сумму всех катионов, равную 12; титанит — на 1 атом Si.

Распространенным Cr-содержащим минералом этого ксенолита оказался кричтонит. Наибольшее его количество связано со специфическими «титановорудными» породами, до 80% объема которых слагают оксиды Ti — рутил, фрейденберgit Na₂(Ti,Fe)₈O₁₆ и кричтонит, а силикаты находятся в подчиненном

количестве (обычно <40%). Содержание кричтонита на некоторых участках достигает 30% от объема породы (рис. 1, а). Нами обнаружен кричтонит с 2,1% Cr₂O₃ (анализ 2 в табл. 2). Эта порода содержит набор аксессуарных редкометалльных оксидов, из которых наиболее распространен цирконолит CaZrTi₂O₇. Нами впервые для этого минерала зафиксирована существенная примесь хрома — до 1,1% Cr₂O₃ (анализ 7 в табл. 2). К «титановорудным» можно отнести и два других типа пород, связанных постепенным переходом состава, — существенно ильменитовые и существенно титанитовые с разным количеством щелочных полевых шпатов и редкой вкрапленностью пирротина и самородного железа. Второстепенные минералы в некоторых разностях этих пород — хромистый биотит (до 0,8% Cr₂O₃, анализ 2 в табл. 3) и описанный ниже хромистый эгирин.

В прожилках, секущих рассматриваемые породы, найдены высокотитанистые хромшпинелиды серии магнетит—хромит. Они формируют в массе титанита четкие метакристаллы размером до 0,3 мм, представляющие собой гранные скелетные формы октаэдра или кубооктаэдра (рис. 1, б). Ядра метакристаллов обогащены Cr (до 41,6% Cr₂O₃, анализ 4 в табл. 1) и представлены TiFe-разновидностью хромита, а к периферии отношение Fe/Cr несколько возрастает и они попадают в поле TiCr-разновидности магнетита.

Внутри выделений Cr-эгирина (1,8% Cr₂O₃, анализ 6 в табл. 3) в ориентированном положении растут скелетные метакристаллы хромшпинелида (TiCr-магнетит, до 30% Cr₂O₃) несколько другого типа. На рис. 1, в видно, что он развивается и по трещинам спайности Cr-эгирина. Внутреннее пространство «скелетов» этого хромшпинелида заполнено Cr-содержащим титанитом (0,6—1,0% Cr₂O₃, анализы 9, 10 в табл. 3). Рост кристаллов TiCr-магнетита начинался, видимо, на затравке из Cr-титанита (рис. 1, в).

В тесной ассоциации с самым высокохромистым эгирином (до 5,8% Cr₂O₃, анализ 7 в табл. 3) обнаружены обособления почти бесхромистого ильменита, насыщенные ориентированными ламеллями хромшпинелида (рис. 1, г; анализ 7 в табл. 1), которые имеют явно распадную природу и указывают на высокое содержание Cr₂O₃ в ильменитовой протофазе. На рис. 1, г видно, что ламелли хромшпинелида дорастали; в частности, они входят в пределы зерен минералов, окружающих ильменит. Гомогенный ильменит в существенно титанитовых породах иногда содержит до 0,6% Cr₂O₃ (анализ 1 в табл. 2).

Похожие обособления ильменита с вросками-ламеллями хромшпинелида (TiCr-магнетита с 20% Cr₂O₃) встречены в осевой зоне прожилков, которые секут мелкозернистую породу, состоящую из нефелина, анортклаза, титанита, ильменита, аннита и сульфидов. В зальбандах этих симметрично-зональных прожилков находятся нефелин, калиевый полевой шпат и бесхромистый эгирин, а в осевой зоне преобладают титанит и Cr-эгирин (2,1—3,9% Cr₂O₃ и до

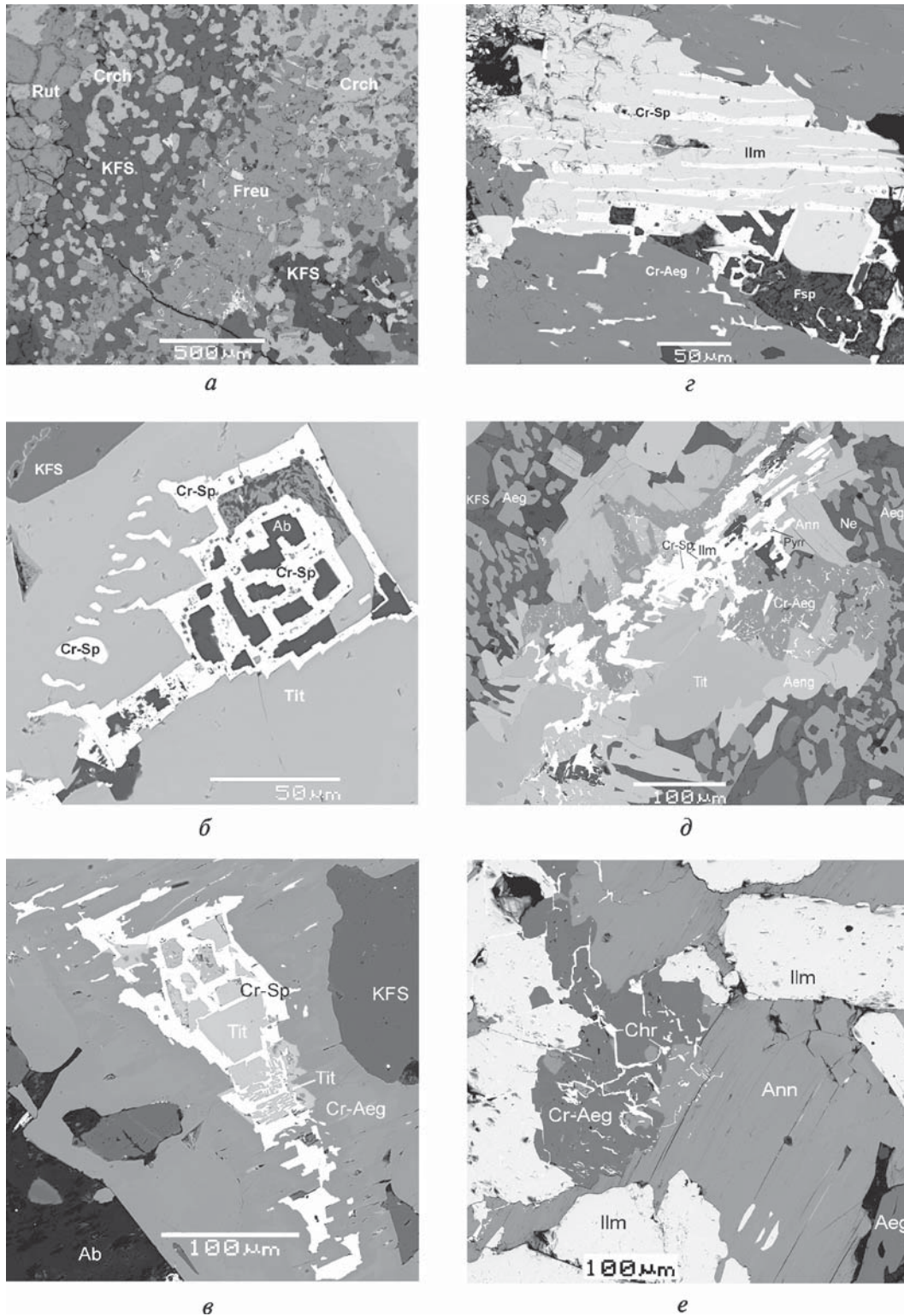


Рис. 1. Хромсодержащие минералы фенитов г. Каскасньюнчорр: морфология и взаимоотношения с другими минералами (изображение в отраженных электронах): *a* — существенно окисная порода с подчиненным количеством калиевого полевого шпата (KFS), Crch — Cr-содержащий кричтонит, Rut — рутил, Freu — фрейденбергит; *б* — скелетный кристалл хромшпинелида (Cr-Sp) в матрице титанита (Tit), Ab — альбит; *в* — закономерный сросток хромшпинелида и Cr-содержащего титанита (Tit), Cr-Aeg — Cr-эгирин; *г* — ильменит (Ilm) с вростками-ламеллями хромшпинелида в матрице Cr-эгирина (Cr-Aeg), Fsp — полевой шпат; *д* — фрагмент прожилка в существенно полевошпат-нефелиновой породе. В краевых частях находятся кристаллы бесхромистого эгирина (Aeg), в осевой части развита хромовая минерализация: обособления Cr-содержащего ильменита (Ilm), Cr-эгирина, вростки-ламелли хромшпинелида в ильмените и тонкие прожилки хромита (Chr), Aeng — энigmatит, Ann — аннит, Ne — нефелин, Purg — пирротин; *е* — сеть мелких прожилков хромита в эгирин-аннит-ильменитовой жилке, секущей существенно полевошпат-нефелиновую породу

1,6% V_2O_3 , анализы 4, 5 в табл. 3), в подчиненном количестве присутствуют ильменит с ламеллями распада $TiCr$ -магнетита, аннит и энigmatит (рис. 1, *д*). Обособления Cr -эгирина, в отличие от бесхромистого эгирина в зальбандах прожилков, ксеноморфны и насыщены мелкими жилковидными выделениями хромшпинелида (с 24–27% Cr_2O_3 , анализы 1, 2 в табл. 1), которые нередко продолжают в соседние с Cr -эгирином зерна минералов (рис. 1, *д*, *е*). На рис. 1, *е* видно, что этот хромшпинелид выделялся позже Cr -эгирина, аннита и ильменита.

В нефелин-полевошпатовой породе, вмещающей описанные прожилки, спорадически встречаются отдельные изумрудно-зеленые зерна (до 1,5 мм) Cr -мусковита (фуксита), содержащего до 1,3% Cr_2O_3 (анализ 1 в табл. 3). Амфибол (фтормагнезиоарфведсонит) с 0,8% Cr_2O_3 и 1,5% V_2O_3 (анализ 3 в табл. 3) установлен в существенно полевошпатовой породе с фтораннитом, лоренценитом, членами серии ильменит–пирофанит и молибденитом. Энigmatит с 0,5–0,6% Cr_2O_3 (анализ 8 в табл. 3) отмечен в мелкозернистом фените, где является породообразующим наряду с распавшимся анортотоклазом, нефелином, ильменитом и щелочным амфиболом; в подчиненном количестве здесь присутствуют аннит, пирротин, пирит, щелочной пироксен и рутил.

Химические и генетические особенности хромовой минерализации в Хибинском массиве. По химическому составу хромсодержащие минералы фенитизированного ксенолита г. Каскасньончорр и других образований Хибинского массива сильно отличаются. Особенно ярко различия проявлены у шпинелидов (рис. 2). В щелочно-ультраосновных породах дайковой серии присутствуют только высокомагнезиальные (11,0–21,2% MgO) глиноземистые (8,1–29,5% Al_2O_3) шпинелиды — члены изоморфной системы шпинель–магнезиохромит–магнетит, концентрация Cr_2O_3 в которых варьирует от 1 до 49%. Они бедны MnO (<0,6%), ZnO (до 0,2%), V_2O_3 (<0,2%) и обычно содержат <3% TiO_2 (редко до 4,6%) [Арзамасцев и др., 1988; Yakovenchuk et al., 2005]. В Ti -магнетите из мельтейгит-уртитов и апатитовых руд мало Mg , Al , V (<1%), больше MnO (до 2%) и особенно TiO_2 (до 18%), но содержание Cr_2O_3 не превышает 3,3% [Балаганская, Савченко, 1983]. Шпинелиды из фенитов г. Каскас-

ньончорр крайне бедны MgO (<0,1%, лишь в вуорелайнените 0,3%) и Al_2O_3 (не более 0,5%), но обогащены MnO (1,7–4,2%; в вуорелайнените 22,8%) и обычно ZnO (до 3%) и V_2O_3 (до 2,1%; в вуорелайнените 37,5%). Они содержат 6–12% TiO_2 , а количество Cr_2O_3 в них варьирует от 20 до 42% (табл. 1). Изученные нами минералы принадлежат к системе хромит–магнетит–ульвешпинель.

Хромсодержащие (до 2,8% Cr_2O_3) силикаты дайковых щелочных ультрамафитов Хибин — флогопит, энстатит, диопсид и паргасит — высокомагнезиальные (13–36% MgO), маложелезистые (не более 5,8% FeO) и почти безмарганцевые, а два последних минерала еще и существенно известковистые (10–23,5% CaO). Концентрация Na_2O ни в одном из этих силикатов не поднимается выше 3,1% (паргасит), обычно же составляет менее 1%. Все они существенно глиноземистые (1,8–6,4% Al_2O_3 в пироксенах, 11–12% в паргасите и 12,5–15% во флогопите), но безванадиевые [Арзамасцев и др., 1988]. В фенитах г. Каскасньончорр, наоборот, наиболее широко развиты натриевые Cr -содержащие силикаты — эгирин, фтормагнезиоарфведсонит, энigmatит — с 7–14,2% Na_2O (при концентрации CaO до 3,6%) и высоким содержанием Fe (от 12 до 40% в пересчете на Fe_2O_3). Даже в титаните — единственном кальциевом Cr -содержащем силикате этих пород — отмечено 1,6% Na_2O (значительная примесь для данного минерала). Все Cr -содержащие силикаты здесь, кроме слюд, бедны глиноземом — не более 1,7% Al_2O_3 ; для большинства этих минералов характерна примесь ванадия (до 1,6% V_2O_3 , табл. 3).

Таким образом, четко вырисовывается геохимическая специфика двух этих типов хромовой минерализации в Хибинском массиве: в минералах щелочных ультрамафитов Cr тесно связан с Mg и Al (в силикатах еще и с Ca), тогда как в минералах глиноземистых фенитов — с Fe , Ti , V , Mn (а в силикатах и с Na). Различны и ведущие схемы изоморфизма с участием хрома в этих объектах. Если в щелочных ультрамафитах оксидная ветвь хромовой минерализации характеризуется главной схемой $Al^{3+} \leftrightarrow Cr^{3+}$, а силикатная — $Mg^{2+} \leftrightarrow Cr^{3+}$, то в глиноземистых фенитах эти замещения реализуются лишь у редко встречающихся хромистых слюд, тогда как ведущими являются схемы $Fe^{3+} \leftrightarrow Cr^{3+}$ (шпинелиды, эгирин, энigmatит, ам-

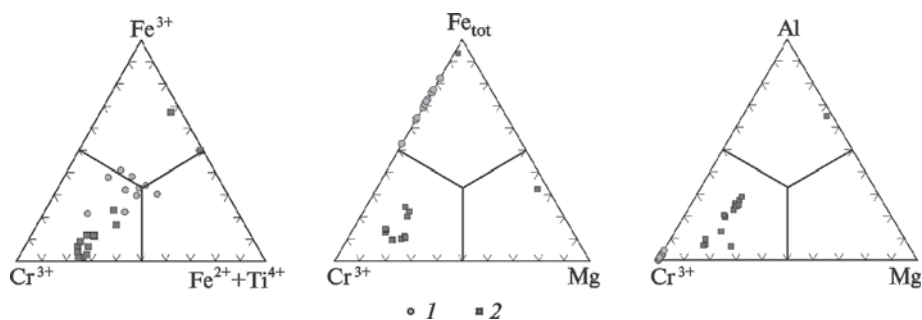


Рис. 2. Соотношения компонентов в шпинелидах: 1 — из фенитов г. Каскасньончорр (данные авторов); 2 — из основных и ультраосновных пород Хибинского массива [Арзамасцев и др., 1988; Yakovenchuk et al., 2005]

фибол, группа кричтонита), $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Cr}^{3+}$ (шпинелиды, группа кричтонита, ильменит), $\text{Ti}^{4+} \leftrightarrow \text{Cr}^{3+}$ (титанит) и $\text{V}^{3+} \leftrightarrow \text{Cr}^{3+}$ (шпинелиды, карелианит, анкангит, эгирин).

Отметим, что высокохромистый эгирин, подобный найденному нами в Хибинах, весьма экзотичен для земных условий. Более богатый хромом эгирин отмечался лишь в щелочных метаморфитах Исе, Сандавава (Япония, до 12,8% Cr_2O_3), где образовался за счет хромита [Vanno, 1993], и в специфических обогащенных Cr и V щелочных метасоматитах Великой Губы в Карелии — 9,2% Cr_2O_3 [Нестеров, Румянцева, 1987].

Интересны распределение и последовательность образования Cr-содержащих минералов в переработанном ксенолите г. Каскасньончорр. В поздних крупнозернистых прожилках, секущих фениты, сосредоточены самые высокохромистые фазы: все хромшпинелиды и наиболее богатый хромом эгирин; здесь же присутствует Cr-титанит. Остальные Cr-содержащие минералы (до 2,1% Cr_2O_3) найдены в самих фенитах. Упомянутые прожилки имеют концентрическую зональность с признаками последовательного выделения минералов от зальбандов к осевой части, в которой как раз и сосредоточены все хромистые фазы (рис. 1, д).

Для фенитов г. Каскасньончорр характерна четкая тенденция к росту содержания хрома в минералах со временем. На рис. 1, в, г, д, е хорошо видно, что хромшпинелиды — самые богатые хромом фазы (20—42% Cr_2O_3) — являются наиболее поздними. Они формировались после силикатов, содержащих не более 5,8% Cr_2O_3 (эгирин). Хромшпинелиды здесь представлены метакристаллами (рис. 1, б, в), ламеллями распада (рис. 1, г, д), прожилками разного типа, чаще всего развитыми внутри обособлений Cr-эгирина и рядом с ними (рис. 1, в, г, д, е). Это свидетельствует, что формирование хромовой минерализации происходило как минимум в две стадии. На первой стадии метасоматическим путем возникали силикаты и оксиды с существенной примесью хрома. Некоторые из них позже (видимо, при снижении температуры) стали нестабильными вследствие аномально высокого содержания этого элемента, что в свою очередь обусловило вторую стадию процесса формирования хромовой минерализации — распад (разложение) указанных минералов с выделением избыточного Cr в форме собственных фаз — хромшпинелидов — и последующее разрастание их обособлений. Для индивидов ильменита с системой ориентированных ламелл хромита (рис. 1, г, д) распадный механизм не вызывает сомнения (судя по количественным соотношениям минералов, содержание Cr_2O_3 в Cr-ильменитовой протофазе составляло 3—4%). Наиболее вероятен он и для зерен Cr-эгирина, насыщенных прожилками и/или метакристаллами FeTi-хромита (рис. 1, в, д, е); отметим, что разложение Cr-эгирина с образованием по нему цинкохромита описано для щелочных мета-

соматитов Карелии [Нестеров, Румянцева, 1987]. Не исключено, что формирование метакристаллов хромшпинелидов в матрице титанита (рис. 1, б) происходило тем же путем.

Высокохромистые ванадиевые оксиды — вуорелайненит и карелианит — найдены только в составе тонких поликомпонентных оторочек вокруг зерен рутила. Судя по фотографии такого агрегата [Yakovenchuk et al., 2005], его можно интерпретировать как результат хорошо известного в химии процесса перекристаллизационной самоочистки кристалла от дестабилизирующих его структуру (в изменившихся условиях) примесей с отгонкой последних (в данном случае V, Cr, Mn и Fe) к периферии.

Присутствие в поздних образованиях — прожилках — фаз, более богатых хромом по сравнению с минералами самих фенитов, свидетельствует о некотором накоплении этого элемента со временем, т.е. о его относительной подвижности в данной системе. Судя по взаимоотношениям минералов в описанных выше концентрически-зональных прожилках (рис. 1, д), можно считать, что Cr^{3+} , V^{3+} и Fe (особенно Fe^{2+}) в этой системе подвижнее, чем Al. Это предположение подтверждается соотношениями констант диссоциации их гидроксильных, фторидных и хлоридных комплексов [Рыженко, 2008]. Считать, что хром мигрировал здесь в окисленной форме Cr^{6+} , нет оснований. Очевидно, столь необычная для трехвалентного хрома подвижность (в форме CrO_2^-) обусловлена очень высокой щелочностью фенитизирующих растворов, порожденных вмещающими ксенолит агпайтовыми породами. В пользу этого говорит тот факт, что значительная часть хрома здесь сосредоточена в экзотической для него форме натриевых силикатов. В высокощелочных растворах Cr^{3+} и V^{3+} могут быть подвижны до достаточно низких температур [Леденева, Пакульнис, 1997]. Этим, видимо, и объясняется появление обсуждавшейся выше фазы $\gamma\text{-CrOON}$ в цеолитовых прожилках.

Таким образом, в изученной системе происходит необычный для постмагматических образований процесс значительного концентрирования Cr^{3+} со временем — от оксидов и силикатов с относительно низким содержанием Cr_2O_3 (до 2%) в фенитах к более богатым им (до 6%) силикатам и Cr-ильмениту и далее к собственным минералам — хромшпинелидам (до 42% Cr_2O_3). Этот процесс резко контрастирует с большинством метасоматических процессов с участием хрома в относительно низкощелочных условиях, которые приводят к его рассеиванию. Типичный пример — листовитизация ультрамафитов, когда Cr из концентрированной формы (хромшпинелиды) переходит в относительно рассеянную (например, в мусковите содержится <1% Cr_2O_3). Подчеркнем, что хромшпинелиды в изученных нами фенитах — самые поздние хромовые минералы, возникающие после Cr-силикатов, в отличие от базит-ультрабазитовых систем (в том числе и щелочно-ультраосновных по-

род Хибин), где это раннемагматические кумулятивные фазы.

Каков же источник хрома в каскасныончоррских фенитах? Учитывая крайнюю обедненность пород Хибинского массива этим элементом, можно однозначно считать, что это были исходные породы ксенолита. Ранее предполагалось, что ими могли быть мафиты протерозойской имандра-варзугской серии, обрамляющей Хибинский плутон с юга и запада [Barkov et al., 2006], или основные вулканы девонской ловозерской свиты [Корчак, 2008], которые и стали источником хрома. На наш взгляд, оба этих предположения противоречат главным особенностям геохимии обсуждаемых фенитов, резко обогащенных Al и Fe при сильном дефиците Mg. Исходя из относительной подвижности этих компонентов [Рыженко, 2008] крайне трудно предположить, что при фенитизации под воздействием агпаитовых пород произошел избирательный вынос Mg (но не Fe) и столь значительный привнос Al.

Опираясь на минералогические и геохимические данные, мы ранее показали [Яковлева и др., 2006], что наиболее вероятный протолит высокоглиноземистых апоксенолитовых фенитов Хибин — это исходно обогащенные Al и Fe и достаточно бедные Mg метаморфиты (с кианитом/силлиманитом, альмандином, ставролитом, кварцем, мусковитом, подчиненным биотитом, аксессуарным рутилом и, возможно, корундом), каких немало в этом районе Кольского п-ова. Такие глиноземистые метаморфиты нередко обогащены Cr и V, изоморфно замещающими Al в силикатах, в первую очередь в мусковите и кианите. Обычно примесный хром распределен в пачках этих пород неравномерно. Так, в сланцах и гнейсах Чайныта в Якутии встречаются участки, где содержание Cr_2O_3 в мусковите-фуксите и кианите достигает 0,45 и 1,8% соответственно [Озеров, Быховер, 1936], а в породообразующем фуксите кианит-фукситовых сланцев Хизовары в Карелии нами установлено 0,9% Cr_2O_3 и 0,2% V_2O_5 . Скорее всего, такие локально обогащенные Cr зоны были и в исходных породах ксенолита на г. Каскасныончорр. Об этом свидетельствует то, что хромовая минерализация развита здесь неравномерно. В процессе фенитизации происходила не только смена форм нахождения Cr *in situ* (возникла рассеянная метасоматическая хромовая минерализация в породах), но и частичная миграция с концентрированием, т.е. появились наиболее богатые хромом минералы в прожилках. Видимо, Cr^{3+} переносился здесь на небольшое расстояние, и хромовая минерализация маркирует зоны, исходно обогащенные Cr в породах ксенолита.

«Геокристаллохимическую историю» (в терминологии Н.В. Белова) хрома в минералах изученного объекта — от исходных глиноземистых метаморфитов через мелкозернистые фениты и ранние парагенезисы прожилков в них к поздним ассоциациям — можно записать в виде упрощенной схемы: 1) $\text{Al}_{[\text{Cr}]}$ {муско-

вит, кианит} → 2) $\text{Fe}_{[\text{Cr}]} + \text{Ti}_{[\text{Cr}]}$ {эгирин, группа кричтонита, энigmatит, амфибол, биотит, ильменит, титанит и, возможно, рутил} → 3) $\text{Cr}_{[\text{Fe,Ti,V}]} + \text{V}_{[\text{Cr}]}$ {FeTi-хромшпинелиды, вуорелайненит, карелианит}. (Обычным шрифтом показаны элементы-«хозяева», в квадратных скобках — изоморфные примеси в их позициях, в фигурных скобках — минералы-концентраторы.) «Геокристаллохимическая история» хрома в большинстве метасоматических процессов, при которых в относительно низкощелочных условиях перерабатываются хромсодержащие ультрамафиты, в общем случае будет иметь совершенно иной вид: $\text{Cr}_{[\text{Al}]}$ {хромшпинелиды} → ($\pm \text{Cr}_{[\text{Fe}]}$ {хромит}) → $\text{Al}_{[\text{Cr}]}$ {мусковит, гранат} + $\text{Mg}_{[\text{Cr}]}$ {диопсид, тремолит/актинолит}. В минералах исследованных нами фенитов связи Cr^{3+} с Al и Mg имеют, в отличие от минералов большинства других природных образований, резко подчиненное значение: в этих высокоглиноземистых породах Cr (как и V) в основном отделился от Al, «предпочтя» ему Fe и Ti.

Таким образом, в Хибинском массиве можно выделить четыре типа хромовой минерализации, в трех из которых установлены собственные минералы этого элемента:

1) магнезиохромит и Cr-содержащие шпинель, титаномагнетит, пироксены, паргасит и флогопит в нормальных (ксенолиты) и щелочных (дайки, трубки) ультрамафитах;

2) Cr-содержащий титаномагнетит в апатитоносном мельтейгит-уртитовом комплексе;

3) хромит и Cr-содержащие титаномагнетит, вуорелайненит, карелианит, ильменит, кричтонит, ландауит, цирконолит, анкангит, мусковит, биотит, титанит, эгирин, энigmatит, фтормагнезиоарфведсонит в фенитах г. Каскасныончорр;

4) γ -CrOОН в цеолитовых прожилках, секущих рисчорриты на г. Юкспор.

Каждый из этих типов минерализации отличается от других в первую очередь по набору фаз — концентраторов хрома. Единственный общий минерал для первых трех типов — титаномагнетит — имеет в каждом случае индивидуальные особенности состава.

Типы первый и второй объединяют ранние, первично магматические минералы хрома; такая минерализация обычна для большинства щелочно-ультраосновных комплексов. Типы третий и четвертый не имеют аналогов в других объектах. Наибольшее разнообразие минералов и необычные геохимико-генетические характеристики отличают третий тип, сформировавшийся в результате фенитизации Cr-содержащих глиноземистых метаморфитов высокощелочным флюидом. Четвертый тип представляет собой продукт деятельности низкотемпературных щелочных гидротермальных растворов.

В первом и третьем случаях хром ксеногенный, не связанный со щелочными породами главных интрузивных фаз Хибинского плутона. Для второго и особенно для четвертого типа невозможно однознач-

но судить об источнике хрома. Появление богатых им фаз здесь может быть как результатом концентрирования (в четвертом случае, скорее всего, многоступенчатого) «собственного» хрома массива, так и следствием экстракции этого элемента из обильных в породах мельтейгит-уртитового комплекса мелких ксенолитов ультрамафитов, разлагающихся под воздействием агрессивных высокощелочных флюидов.

Заключение. В Хибинском щелочном массиве, несмотря на сильную общую обедненность его хромом (среднее содержание в два раза меньше, чем в гранитоидах), присутствует магматогенная (в щелочных ультрамафитах), контактово-метасоматическая (в фенитах) и позднегидротермальная (в цеолитовых прожилках) хромовая минерализация. Собственные минералы Cr представлены хромшпинелидами (магнезиохромит, хромит), оксигидроксидом γ -CrOOH и, возможно, эсколаитом; хромсодержащие (>0,5% Cr₂O₃) разновидности установлены для многих силикатов (пироксены, амфиболы, слюды, энigmatит, титанит) и оксидов (шпинелиды, члены группы кричтонита, ильменит, цирконолит, карелианит, анкангит).

Наиболее разнообразная и необычная, не имеющая аналогов хромовая минерализация развита в фенитах по ксенолиту глиноземистых метаморфитов на г. Каскасныончорр. Предположительным источником хрома здесь были силикаты протолита, содержавшие примесный Cr³⁺, замещающий Al, — мусковит и кианит. При фенитизации произошла смена минеральных форм Cr, а затем, к поздним стадиям процесса, — его частичное накопление относительно Al. В мелкозернистых фенитах возникли Cr-содержащие (в скобках — максимальное зафиксированное содержание Cr₂O₃, %) члены группы кричтонита (2,1), эгирина

(2,1), мусковит (1,3), цирконолит (1,1), фтормагнезио-арфведсонит (0,8), биотит (0,8), ильменит (0,6), энigmatит (0,6), анкангит (0,5). В прожилках, секущих фениты, содержание Cr₂O₃ в эгирине достигает 5,8%, в Cr-ильмените (распавшемся) — 4, в титаните — 1%. Самыми богатыми хромом (до 42% Cr₂O₃) являются практически лишенные Mg и Al хромшпинелиды серии FeTi-хромит—CrTi-магнетит, возникшие в большинстве случаев в результате распада (разложения) высокохромистых эгирина и ильменита прожилков.

Таким образом, в этой системе, где происходит сильное концентрирование хрома со временем, хромшпинелиды образуются на поздних стадиях процесса и сменяют Cr-содержащие силикаты. Указанное отличает рассматриваемую систему от большинства других метасоматических систем с участием хрома, где под воздействием не столь щелочных флюидов оксидная (шпинелидная) минерализация сменяется силикатной и Cr не концентрируется, а рассеивается.

В отличие от минералов из дайковых щелочных ультрамафитов Хибин (члены серии шпинель—магнезиохромит, Cr-содержащие энстатит, диопсид, паргасит, флогопит), где хром связан с Mg и Al (в том числе изоморфно), а также с Ca, в минералах фенитов его главными спутниками являются Fe, Ti, V (с ними Cr³⁺ изоморфен), а в силикатах еще и Na. Значительная подвижность трехвалентного хрома и уникальность хромовой минерализации в фенитах г. Каскасныончорр обусловлены высокощелочным характером флюида, порожденного окружающими ксенолит агпаитовыми породами.

Авторы благодарны Е.В. Гусевой, Н.Н. Коротаевой и В.О. Япаскурту за помощь в изучении образцов под электронным микроскопом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: Кольский науч. центр АН СССР, 1988.

Балаганская Е.Г., Савченко Е.Э. Перовскит в породах ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Зап. ВМО. 1983. № 1. С. 69—80.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975.

Когарко Л.Н., Лактионова Н.В., Класова Н.С. Геохимия элементов семейства железа в ийолит-уртитовом комплексе Хибинского массива // Геохимия. 1973. № 7. С. 985—997.

Корчак Ю.А. Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово-метасоматического преобразования в щелочных массивах: Автореф. канд. дис. СПбГУ, 2008.

Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 1. М.: Наука, 1978.

Кулаков А.Н., Поляков К.И. Хромсодержащий титаномагнетит Хибинского массива и вопросы геохимии хрома в щелочных плутонах // Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты: КолФАН СССР, 1979. С. 3—11.

Кухаренко А.А., Ильинский Г.А. Уточненные данные о кларках Хибинского щелочного массива // Зап. ВМО. 1984. № 4. С. 393—397.

Леденева Н.В., Пакульнис Г.В. Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геол. руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 258—268.

Нестеров А.Р., Румянцева Е.В. Цинкохромит ZnCr₂O₄ — новый минерал из Карелии // Зап. ВМО. 1987. № 3. С. 367—371.

Озеров К.И., Быховер Н.А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР // Тр. Всесоюз. науч.-иссл. геол. ин-та. 1936. Вып. 82.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989.

Рыженко Б.Н. Формы миграции и накопление химических элементов в гидротермальных флюидах // Геол. руд. месторождений. 2008. Т. 50, № 3. С. 179—216.

Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986.

Шпаченко А.К., Сорохтина Н.В., Чуканов Н.В. и др. Условия образования и особенности состава природного γ -CrOOH // Геохимия. 2006. № 7. С. 739—748.

Яковлева О.С., Пеков И.В., Кононова Н.Н. Герцинит из щелочно-глиноземистых пород фенитизированных ксенолитов в Хибинском массиве (Кольский полуостров) как минералогический индикатор // Тр. Всероссийского совещания «Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород». Миасс, 2006. С. 310—313.

Banno Y. Chromian sodic pyroxene, phengite and allanite from the Sanbagawa blueschists in the eastern Kii Peninsula, central Japan // *Miner. J. (Japan)*. 1993. Vol. 16, N. 6. P. 306—317.

Barkov A.Yu., Fleet M.E., Martin R.F., Men'shikov Yu.P. Sr—Na—REE titanates of the crichtonite group from a fenitized

megaxenolith, Khibina alkaline complex, Kola Peninsula, Russia: first occurrence and implications // *Eur. J. Miner.* 2006. Vol. 18, N 4. P. 493—502.

Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. Khibiny. Laplandia Minerals. Apatity, 2005.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, кафедра минералогии:

О.С. Яковлева — аспирантка, *e-mail*: ya_olik@mail.ru

И.В. Пеков — вед. н. с., докт. геол.-минер. н., *e-mail*: igorpekov@mail.ru

И.А. Брызгалов — ст. н. с., канд. геол.-минер. н., *e-mail*: bryz@geol.msu.ru

Поступила в редакцию
22.01.2009