

II. МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

УДК 38.49.15 (470.5)

И.А. Малахов, И.В. Савохин, П.Л. Бурмако, В.И. Кузнецов

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТИЗМА НА СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В УЛЬТРАМАФИТАХ И ХРОМИТАХ УРАЛА

За последнее время нами было получено много принципиально новых данных о весьма существенном, а иногда и определяющем влиянии геодинамики становления и последующего преобразования ультрамафитов различной формационной принадлежности и ассоциирующих с ними хромитов, а также о сложности и многообразии процессов формирования содержащихся в них аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов. Принято считать, что хромистые шпинели содержатся лишь в ультраосновных породах. На самом деле их распространение шире. Как следует из выполненного нами ранее обзора [4], они постоянно встречаются в ранних оливиновых вкрапленниках в базальтах, в том числе и в продуктах молодого вулканизма на Камчатке и многих вулканических островов в Тихом океане.

Согласно современным представлениям относительно генезиса ультрамафитов, суммированных П. Уайли [12], из пяти основных генетических групп ультрамафитов лишь три – ультрамафиты расслоенных интрузий, альпинотипные и концентрически-зональные – есть все основания рассматривать в качестве хромитоносных. При этом среди расслоенных интрузивных массивов типа Бушвельда в ЮАР, Великой Дайки в Зимбабве, Стиллуотера в США и Сарановских на западном склоне Урала явно преобладают процессы магматической дифференциации с образованием хромитовых пластов в нижней части камер [3,10]. Развитие процессов последующего их динамометаморфизма проявляется в отмеченных массивах в минимальных масштабах и в основном связано с процессами перекристаллизации изначально мелкозернистых рудных индивидов и практически не влияет на их изначальный химический состав.

Как было отмечено Т.П. Тайером [10], для хромшпинелидов расслоенных массивов характерно более высокое содержание Fe_2O_3 , что определяется их формированием в пределах земной коры на относительно умеренных глубинах. Однако, как свидетельствуют проведенные нами исследования, содержание в слагающих руды хромшпинелидах двух- и трехвалентного железа существенно меньше, чем в аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидах из концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала, принадлежащих к дунит-клинопироксенитовой формации.

Одной из характерных особенностей ультрамафитов и хромитов из расслоенных массивов является наличие явлений зональности ряда элементов в составе содержащихся в них аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов. Так, по данным О.К.Иванова [3], в аксессуарных хромшпинелидах Сарановских массивов отчетливо видно увеличение вверх по разрезу содержания титана, суммарного и в первую очередь трехвалентного железа, а также марганца, сопровождающееся уменьшением количества хрома, магния и никеля при двойственном или стабильном поведении алюминия. Что касается закономерностей в изменении состава рудных хромшпинелидов в этих массивах, то снизу вверх в них также увеличивается содержание Ti , Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mn , а количество Mg , Cr , Ni и Al уменьшается.

Подобное изменение концентрации во многом определяется размером ионных радиусов перечисленных элементов в кристаллической решетке хромшпинелидов: вверх по разрезу увеличивается содержание элементов с относительно крупными катионами и уменьшается их количество с относительно небольшими ионными радиусами.

Что касается состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из альпинотипных ультраосновных массивов Урала, то в них не наблюдается каких-либо особенностей, связанных с пространственным положением, что определяется, в первую очередь, с иным – протрузивным их изначальным генезисом. До последнего времени было принято считать, что для состава хромшпинелидов из хромитовых руд определяющим является генетическая связь и принадлежность к дунитовым и гарцбургитовым фациям из числа наиболее распространенных пород ультраосновных массивов Урала. Как следует из представленных в табл. 1 обобщенных данных, такая связь действительно существует. Однако приводимые в ней цифры по средним составам аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов следует рассматривать, прежде всего, как результат их перекристаллизации и высокотемпературного и низкотемпературного метаморфизма в последующий период, после их образования. Об этом, в частности, свидетельствуют существенные различия их по железистости – более высокая железистость хромшпинелидов в дунитах и гарцбургитах связана прежде всего с тем, что они претерпели наложенные процессы высокотемпературного диафореза и перекристаллизации [4] и вследствие этого приобрели более железистый состав, особенно в дунитах. Что касается среднего состава хромшпинелидов из лерцолитов, рассчитанного на основе двух анализов из массива Крака, то они также претерпели метаморфизм и являются не типичными для лерцолитов - их включения в базальтах обычно содержат низкохромистые шпинели с железистостью около 20 % [11].

Таблица 1

Средний состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций Урала

Показатели	Аксессуарные				Рудообразующие		
	дунит-гарцбургитовая формация			дунит-пироксенитовая	дунит-гарцбургитовая		дунит-пироксенитовая
	дунит	гарцбургит	лерцолит		дунит	гарцбургит	
Al ₂ O ₃	11,48	27,33	44,37	7,30	9,93	24,71	9,62
Cr ₂ O ₃	57,18	39,77	21,03	42,49	60,61	42,64	47,72
Fe ₂ O ₃	3,05	3,66	4,30	21,02	3,31	4,62	14,88
FeO	17,42	15,91	13,94	22,20	12,10	13,22	17,23
MgO	10,70	13,34	16,38	7,00	14,05	14,82	10,55
Сумма	99,83	100,01	100,02	100,01	100,00	100,01	100,00
Главные минеральные составляющие, %							
Шпинель	22,2	48,5	67,6	14,9	18,8	44,0	18,8
Магнохромит	30,0	11,4	5,0	21,0	48,6	22,6	33,4
Хромит	43,9	36,0	23,0	37,0	28,6	28,2	29,2
Магнетит	3,9	4,1	4,4	27,1	4,0	5,2	18,6
Основные расчетные параметры							
Железистость, %	47,7	40,1	32,3	64,0	32,6	33,4	47,8
Хромистость, %	77,0	49,4	24,1	79,6	80,4	50,7	76,9
Доля Fe ³⁺ в R ³⁺	3,8	4,1	4,5	27,2	4,0	5,2	18,6
Число анализов	22	15	2	10	100	63	48

В отличие от хромистых шпинелей из пород дунит-гарцбургитовой формации Урала, как аксессуарные, так и рудообразующие хромшпинелиды из пород и руд дунит-клинопироксенитовой формации, к которой принадлежат зональные массивы Платиноносного пояса Урала [1], а также вторичные по происхождению дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы и массивы, образующиеся метасоматическим путем в верхней гарцбургитовой части разреза, на контакте с более поздними габброидами, характеризуются явно более железистым составом – судя по приведенным ниже данным, в рудообразующих хромшпинелидах она составляет 48 %, а в аксессуарных - даже 64 %.

Прежде чем переходить к полученным за последнее время новым микрозондовым данным по составу аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в уральских хромитоносных массивах, рассмотрим ряд вопросов, касающихся их геолого-структурного положения и систематики. В настоящее время наметилось достаточно определенное положение всех ранее выявленных на Урале

месторождений хромитов в ультраосновном разрезе. Как следует из данных, представленных в табл.2, все они принадлежат к какому-либо одному из выделяемых четырех формационных типов. При этом первый из них – Курмановский - характеризует принадлежность хромитовых руд к нижней части разреза, второй - Кемпирсайский - располагается в переходной зоне от дунитов к гарцбургитам, третий – Верблюжегорский - объединяет целый ряд месторождений, располагающихся в пределах гарцбургитов и генетически с ними связанных, а четвертый – Хабарнинский - характеризует принадлежность хромитов к наложенным вторичным по происхождению дунит-клинопироксенитовым комплексам, формирование которых связано с внедрением и контактовым воздействием на гарцбургиты и хромитовые руды более молодых габброидов.

Таблица 2

Главные формационные типы хромитовых месторождений в альпинотипных массивах дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций Урала

Формационные типы		Курмановский	Кемпирсайский	Верблюжегорский	Хабарнинский
Типичные хромитоносные ультраосновные массивы		Алапаевский, Верхнетагильский, Ключевской	Рай-Изский, Халиловский, Южный Крака	Войкарский, Алапаевский, Варшавский, Успеновский	Алапаевский, Верхнейвинский, Шерамбайский
Локализация оруденения в разрезе ультрамафитов		Приапикальная часть дунитов в нижней части разреза	В пределах дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса	Среди гарцбургитов верхней части разреза	В верхней части гарцбургитов, близ контакта с габбро
Характеристика рудоносных пород	Оливин	5-7 % Fa	6-9 % Fa	8-10 % Fa	12-14 % Fa
	Акцессорный хромит	Близок к рудообразующему	Больше Al и меньше Cr	Выше железистость	Больше FeO и Fe ₂ O ₃
Морфоструктурные особенности рудных тел	Морфология	Прожилково-вкрапленные и пластовые	Линзовидные, реже пластовые	Жильные, линзовидные, сегрегации	Пластовые и прожилково-вкрапленные
	Длина, м	До 400	До 1500	До 250	До 350
	Ширина, м	До 130	1200	10	До 50
	Мощность, м	15	250	15	До 20
Характеристика хромитовых руд	Хромшпинелид	Магнезиальный и высокохромистый с пониженным Fe ₂ O ₃		Глиноземистый низкохромист.	Хромистый с повышенным Fe ₂ O ₃
	Оливин	4-7 % Fa	3-5 % Fa	4-7 % Fa	5-10 % Fa
	Структуры	Мелкозернистая, гипидиоморфная	Средне- и крупнозернистая	Разнозернистая, аллотриоморфн.	Мелкозернистая, аллотриоморфная
	Текстуры	Редко- и средне-вкрапленные	Преобладают массивные и густо-вкрапленные, реже средневкрапленные		Преобладают средневкрапленные

Как видно из представленных в табл. 2 данных, отмечается целый ряд различий в составе не только хромшпинелидов, но и оливинов, что является следствием процессов их метаморфизма. При этом наблюдается весьма характерная особенность их состава: если для магматических ассоциаций в условиях регрессивного процесса характерно единообразное повышение железистости у оливинов и хромшпинелидов в ультрамафитах и хромитах, то при метаморфизме этих пород и руд повышение железистости хромшпинелидов, напротив, сопровождается увеличением магнезиальности сосуществующих с ними оливинов. То есть в последнем случае осуществляется обмен магнием и железом между ними.

Как показали проведенные исследования, все отмеченные вариации состава хромшпинелидов в ультрамафитах и хромитах имеют закономерный характер и определяются не только вариациями температуры и равновесного давления, но и влиянием парциального давления или, точнее, фугитивности кислорода, величину которого можно оценить на основе выполненных нами термодинамических расчетов, приведенных в табл. 3 и 4. Из приведенных расчетных величин P_{O2} следует, что по мере ее повышения кристаллизующиеся или подвергающиеся перекристаллизации хромшпинелиды должны приобретать сперва более высокохромистый, а затем более железистый (по содержанию Fe₂O₃) состав. При этом понижение температуры кристаллизации хромшпинелидов на 100° сопровождается увеличением величины парциального давления кислорода примерно на два порядка, то есть приблизительно в 100 раз. Его источником, по-видимому, может

быть кислород, который образуется в результате диссоциации летучих, в основном представленных H_2O .

Если принять во внимание, что внедрение по глубинным разломам реститогенных альпинотипных ультрамафитов изначально происходило тектоническим путем, без образования в пределах земной коры глубинных ультраосновных расплавов, то мы неизбежно должны прийти к выводу, что лишь с островодужного этапа их формирования могли происходить процессы их перекристаллизации и метаморфизма, включая серпентинизацию, которые могли продолжаться, а возможно даже усиливаться в коллизионную стадию.

Таблица 3

Изменение расчетной величины изобарного потенциала при понижении температуры в главных минеральных составляющих хромшпинелидов и водяном паре по данным [5,9]

Минералы	1700 °K	1600 °K	1500 °K	1400 °K	1300 °K	1200 °K
Шпинель	371,16	383,78	396,46	409,19	420,57	431,16
Герцинит	323,84	332,27	340,70	349,14	357,57	366,00
Магнохромит	315,98	325,29	334,33	343,08	351,54	359,62
Хромит	228,91	239,37	249,53	259,38	268,92	278,08
Магнезиоферрит	188,20	198,87	209,56	220,31	229,67	238,23
Магнетит	141,27	148,26	155,23	162,26	169,29	176,37
Водяной пар	36,55	37,93	39,30	40,66	42,02	43,37

Из приведенных в табл. 4 данных по фугитивности кислорода следует, что более железистые по составу хромшпинелиды представляют собой перекристаллизованные и более низкотемпературные продукты метаморфизма изначально высокоглиноземистых хромитов. Их формирование имеет много общего с образованием более железистых и хромистых руд, входящих обычно в состав дунит-клинопироксенитовых комплексов, формирующихся метасоматическим путем в верхней части гарцбургитов (Малокаменское и Вкрапленное месторождения в Алапаевском массиве).

Таблица 4

Изменение расчетного парциального давления кислорода ($-lg P_{O_2}$) при диссоциации минералов в условиях различных температур

Минералы	1700 °K	1600 °K	1500 °K	1400 °K	1300 °K	1200 °K
Шпинель	23,86	26,21	28,88	31,94	35,35	39,26
Герцинит	20,82	22,69	24,82	27,25	30,06	33,33
Магнохромит	20,31	22,22	24,36	26,78	29,55	32,75
Хромит	14,71	16,35	18,18	20,45	22,61	25,32
Магнезиоферрит	12,10	13,58	15,27	17,20	19,30	21,69
Магнетит	9,08	10,12	11,31	12,67	14,23	16,06
Водяной пар	3,33	3,65	4,02	4,50	4,91	5,43

Рассмотрим на ряде конкретных примеров появление “неожиданных” по составу хромшпинелидов в хромитах ряда альпинотипных комплексов Урала. В восточной части Варшавского существенно гарцбургитового по составу массива на Южном Урале при проведении геологоразведочных работ было разведано тело сплошных высокоглиноземистых и относительно низкохромистых хромитов, висячем боку которого почти параллельно ему располагается сравнительно небольшое по мощности рудное тело, сложенное высокохромистыми рудами (табл. 5).

Приведенные в табл. 5 данные по составу хромшпинелидов свидетельствуют о том, что при метаморфизме содержание трехоксида хрома в них может увеличиваться до 60 %. О их метаморфическом происхождении свидетельствует и аномально высокая их железистость, достигающая 60-75 %. Обращает внимание существенное понижение при метаморфизме содержания в хромшпинелидах глинозема – с 20-25 до 10-15 %, а в некоторых случаях даже до 3,5 %.

Состав рудообразующих хромшпинелидов из руд Варшавского хромитоносного массива на Южном Урале

Показатели	22	15	29	6	20	13	5	28
TiO ₂	0,37	0,43	0,36	0,28	0,28	0,05	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	22,19	20,36	25,60	21,87	20,21	14,68	3,57	9,03
Cr ₂ O ₃	43,99	45,16	44,29	43,90	44,50	59,30	60,26	55,27
Fe ₂ O ₃	4,92	4,41	1,42	3,03	3,47	1,50	6,74	5,20
FeO	15,28	16,90	17,57	22,51	25,24	17,09	21,80	26,90
MnO	0,23	0,27	0,17	0,25	0,32	0,55	0,45	0,55
ZnO	0,09	0,06	0,04	0,12	0,11	0,16	0,19	0,14
MgO	13,30	11,90	9,86	8,50	6,55	6,94	6,66	4,18
Сумма	100,37	99,48	99,60	100,46	100,68	100,27	99,82	101,4
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	1,3	1,5	1,3	1,0	1,0	0,2	0,6	0,5
Шпинель	39,9	37,5	34,9	40,0	31,4	4,0	7,3	18,2
Герцинит	-	-	-	0,7	6,9	-	-	-
Магнохромит	20,6	17,9	11,8	-	-	31,7	27,3	3,1
Хромит	32,5	37,9	43,8	54,7	56,5	49,2	55,9	71,5
Магнетит	5,7	5,2	1,7	3,6	4,2	2,0	8,9	6,7
Тв. р-р корунда	-	-	6,5	-	-	12,9	-	-
Основные расчетные параметры								
Железистость%	39,2	44,3	50,0	59,8	68,4	58,0	64,7	78,3
Хромистость%	57,1	59,8	61,5	57,4	59,6	95,3	91,9	80,4
Доля Fe ³⁺ в R ³⁺	5,7	5,3	1,8	3,6	4,2	2,2	8,9	6,7

Примечания: 1. Здесь и в последующих таблицах микрозондовые анализы хромшпинелидов выполнены в Лаборатории физических методов исследований Института геологии и геофизики УГГГА В.Н. Ослоповских. 2. 22, 15, 29, 6, 20, 13, 5, 28 – номер образца.

Обращает на себя также внимание, что при процессах метаморфизма в хромшпинелидах отмечается нарушение стехиометрических соотношений между двух- и трехвалентными оксидами, причем всегда в пользу последних. При приведении к стехиометрии избыточное количество глинозема мы рассчитывали на нормативный корунд. Возможно было бы правильнее такой глинозем рассматривать в качестве алюмошпинелевого минала, обладающего составом $AlAl_2O_4$, как мы представляли в своей работе [4].

Влияние процессов метаморфизма на исходный состав рудообразующих хромшпинелидов особенно четко фиксируется при активном его проявлении в зонах динамометаморфизма, включая и полосы меланжа. Судя по приведенным в табл. 6 данным, практически все проанализированные зерна хромшпинелидов являются зональными: центральная их часть обладает более магниезиальным составом – здесь их железистость составляет 29-33 %, а содержание хрома относительно умеренное; периферическая же часть содержит 57-67 % Cr_2O_3 и явно обеднена глиноземом. При этом количество двухвалентного железа существенно возрастает с 10-14 до 25-28 %, однако доля трехвалентного железа остается относительно невысокой и составляет величину порядка двух процентов, что свидетельствует о повышенной глубинности подобного метаморфизма, проходившего при ограниченном доступе кислорода.

Иногда в таких метаморфизованных зернах хромшпинелидов удаленный из кристаллической решетки алюминий фиксируется здесь же в виде многочисленных мелких лейст вторичного хлорита, состав которого, судя по данным микрозондового анализа, значительно ближе к высокоглиноземистому амезиту, чем к серпентину.

Обращает на себя внимание, что подвергшиеся интенсивным вторичным преобразованиям хромистые шпинели впоследствии приобретают более железистый состав, сопровождающийся последовательным понижением содержания в них хрома (табл. 7). Такие метаморфизованные шпинели, независимо от их различной изначальной формационной принадлежности, в целом обладают определенным химическим сходством.

Состав зональных индивидов рудообразующих хромшпинелидов из зоны меланжа Шабровского ультраосновного массива на Среднем Урале

Номер обр.	576-2		2544		2502-K1		2502-K2	
	промежут.	край	центр	край	промежут.	край	центр.	край
Место опр.								
TiO ₂	0,00	0,05	0,18	0,05	0,12	0,18	0,17	0,25
Al ₂ O ₃	12,85	6,50	20,27	8,24	18,08	3,40	24,26	6,12
Cr ₂ O ₃	56,73	65,09	52,59	67,69	52,27	64,27	45,28	57,30
Fe ₂ O ₃	2,42	1,87	-	0,53	1,62	4,95	1,79	9,73
FeO	12,04	16,11	10,79	15,94	14,32	20,02	12,91	18,91
MnO	0,35	0,48	0,16	0,23	0,30	0,41	0,13	0,44
MgO	13,78	11,04	14,74	9,90	13,33	8,36	14,91	9,47
Сумма	98,17	101,14	98,73	102,58	100,04	101,59	99,45	102,22
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	-	0,2	0,6	0,2	0,4	0,7	0,6	0,9
Шпинель	24,5	12,6	31,5	4,2	33,2	6,8	43,2	11,9
Магнохромит	42,0	41,6	37,2	44,8	28,8	35,5	24,0	34,8
Хромит	30,6	43,3	27,8	44,1	35,7	50,7	30,1	40,2
Магнетит	2,9	2,3	-	0,7	1,9	6,3	2,1	12,1
Тв. р-р корунда	-	-	2,9	6,0	-	-	-	-
Основные расчетные параметры								
Железистость, %	32,9	45,0	29,1	47,3	37,6	56,9	32,7	52,8
Хромистость, %	74,8	87,0	67,4	95,5	66,0	92,7	55,6	86,3
Доля Fe ³⁺ в R ³⁺	2,9	2,3	0	0,7	1,9	6,5	2,1	12,2

Интересно, что влияние парциального давления кислорода на состав хромшпинелидов в ультрамафитах удается проследить даже для пород явно магматического и мантийного происхождения. В табл. 8 приводятся данные по средним составам шпинелей из разнообразных включений в архангельских кимберлитах, включая лерцолиты [2]. В соответствии с проведенными авторами исследованиями, ими выделяются три группы лерцолитов, содержащих высоко-, средне- и низкохромистые шпинели, различающиеся также и по железистости: в первичных и наиболее высокотемпературных фациях лерцолитов шпинели обладают наиболее магниальным и высокоглиноземистым составом, аналогично шпинелям из лерцолитовых включений в минусинских и тихоокеанских базальтах.

Высокое и во многом нетипичное содержание хрома в клинопироксен-шпинелевых сростках лерцолитовых включений объективно свидетельствует в пользу их более низкотемпературной природы и более позднего метаморфического происхождения.

Заключение

Представленный в статье материал позволяет иначе интерпретировать полученные в последнее время данные по составу аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из различных формационных типов ультрамафитов Урала и других регионов. Оказалось, что очень важным, а иногда и решающим фактором, предопределяющим состав и генетическую принадлежность хромитовых руд, особенно связанных с гарцбургитами альпинотипных массивов дунит-гарцбургитовой формации, является их высокотемпературный метаморфизм, способствующий повышению их хромистости и промышленной ценности.

Другим важным выводом является установленный факт присутствия высокохромистых шпинелей, содержащих 60-67 % Cr₂O₃ не только в алмазонасных кимберлитах, где подобный состав определяется фактором высокого давления и соответственно глубинности их образования [8], но и среди альпинотипных ультрамафитов и в ассоциирующих с ними хромитовых рудах, где определяющим фактором является парциальное давление кислорода.

Состав железистых хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой (1) и дунит-клинопироксенитовой (2-8) формаций Урала

Массив	Шабровский	Нижнетагильский			Вересовоборский			
		массивный	бедновкрапленный	густовкрапленный	аксессуарный		бедновкрап.	средне-вкрап.
Номер обр.	С-7/В	53-2/6	187/6	46	450-1	472-1	479-2	481-2
TiO ₂	0,37	0,52	0,56	0,44	0,60	0,71	0,86	1,47
Al ₂ O ₃	0,11	6,79	7,12	6,08	0,00	6,96	5,96	8,35
Cr ₂ O ₃	48,36	47,96	46,69	31,33	19,94	25,84	29,33	27,05
Fe ₂ O ₃	29,20	17,50	17,45	33,12	47,50	37,37	32,86	32,43
FeO	19,80	16,11	15,65	18,13	29,55	25,39	27,71	24,18
MnO	0,90	0,52	0,52	0,36	0,00	0,45	0,93	0,53
MgO	1,36	11,01	11,09	9,14	1,30	5,25	3,24	6,29
Сумма	100,10	100,41	99,08	98,60	98,89	102,0	100,9	100,31
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	1,5	1,3	1,4	1,2	1,7	1,8	2,3	3,8
Шпинель	0,2	13,4	14,2	12,5	-	14,2	12,5	17,0
Магнохромит	7,2	41,4	41,6	34,9	7,4	12,9	4,7	15,4
Хромит	63,6	21,9	20,6	8,1	22,7	22,5	36,6	21,6
Магнетит	27,5	22,0	22,2	43,3	68,2	48,6	43,9	42,2
Основные расчетные параметры								
Железистость, %	92,3	45,1	44,2	52,7	92,7	73,1	82,7	68,3
Хромистость, %	99,7	82,6	81,5	74,8	100,0	71,4	76,7	68,5
Доля Fe ³⁺ в R ³⁺	27,9	22,3	22,5	43,8	69,4	49,5	45,0	43,8

Таблица 8

Средний состав хромшпинелидов из включений в кимберлитах Архангельской алмазоносной провинции [2], приведенный к стехиометрии

Показатели	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0,29	0,28	0,72	0,23	0,19	0,12	0,26	0,08
Al ₂ O ₃	5,44	6,95	9,51	21,22	30,39	41,16	47,84	64,60
Cr ₂ O ₃	63,69	63,26	56,10	46,45	36,71	26,06	19,17	2,48
Fe ₂ O ₃	3,66	3,71	6,28	4,57	2,09	0,97	1,96	2,04
FeO	13,73	18,63	14,93	11,48	12,42	11,37	9,81	8,45
MnO	0,27	0,29	0,29	0,31	0,23	0,17	0,21	0,05
MgO	12,40	10,12	12,41	15,47	15,38	17,07	19,14	22,03
Сумма	99,48	103,24	100,24	99,73	97,41	96,92	98,39	99,73
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	1,1	1,0	2,6	0,8	0,6	0,4	0,8	0,2
Шпинель	10,7	13,3	18,1	38,1	53,6	69,2	76,6	82,3
Магнохромит	50,7	35,7	41,7	32,1	15,0	3,4	0,9	13,1
Хромит	32,9	45,5	30,0	23,8	28,4	26,0	19,7	2,5
Магнетит	4,6	4,5	7,6	5,2	2,4	1,0	2,0	1,9
Основные расчетные параметры								
Железистость, %	38,3	50,8	40,3	29,4	31,2	27,2	22,3	17,7
Хромистость, %	88,7	85,9	79,8	59,5	44,8	29,8	21,2	2,5
Доля Fe ³⁺ в R ³⁺	4,6	4,6	7,8	5,3	2,4	1,0	2,0	1,9
Число анализов	200	10	58	22	16	6	9	33

Примечание: 1 - высокоалмазоносные дуниты и гарцбургиты; 2 - алмазоносные гарцбургиты с высокохромистым шпинелидом; 3 - лерцолиты с высокохромистым шпинелидом (клинопироксен-шпинелидные сростки); 4 - лерцолиты с среднехромистым шпинелидом; 5 - лерцолиты с низкохромистым шпинелидом; 6 - гранатовые вебстериты и гарцбургиты с низкохромистым шпинелидом; 7 - лерцолиты и пироксениты с низкохромистым шпинелидом; 8 - магнизиально-кальциевые алькремиты.

В качестве характерного примера можно было бы привести обширный Кемпирсайский массив на Южном Урале, характеризующийся уникальной хромитоносностью. Многие исследователи, детально занимавшиеся его изучением, подчеркивали преобладающую линзовидную форму его рудных тел, включая и ряд крупных [6]. Другой характерной его особенностью, на которую мы уже давно обратили внимание [4], является сравнительно невысокая температура формирования сплошных и густовкрапленных хромитовых руд, нередко содержащих 58-60 % Cr_2O_3 , определяемая на основе изучения оливин-хромитовых равновесий температурой в 1000-1100 °С, в то время как в практически неметаморфизованных нодулярных рудах, часто встречающихся здесь в периферических частях крупных хромитовых линз, содержание хрома существенно ниже – 45-52 %, хотя температура оливин-хромитовых равновесий в них выше и достигает 1350-1400 °С.

Характерным примером влияния процессов высокотемпературного метаморфизма на повышение хромистости хромшпинелидов в рудах является и расположенный к северу от него Халиловский существенно гарцбургитовый по составу ультраосновной массив, содержащий большое количество мелких месторождений и рудопроявлений высокохромистых руд (до 65 % Cr_2O_3), располагающихся в виде трех или четырех субмеридионально вытянутых полос в его центре и сопровождающихся зонами вторичных по происхождению дунитов.

С влиянием метаморфизма вероятно следует связывать и высокохромистый состав хромитовых руд, располагающихся в южной части обширного Войкаро-Сыньинского альпинотипного массива на Полярном Урале [7], а также промышленных хромитовых руд в массиве Рай-Из, располагающихся вблизи Главного Уральского глубинного разлома и впоследствии претерпевших интенсивные надвиговые дислокации.

Как уже выше отмечалось, решающее влияние процессов метаморфизма сказалось и на формировании как самих дунит-клинопироксенитовых комплексов, так и связанных генетически с ними хромитовых руд, имеющих явно более железистый состав, хотя количество Cr_2O_3 в них обычно остается весьма высоким и составляет около 50 %.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. - М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1935. - 148 с.
2. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция. - М.: Изд-во МГУ, 1999. - 524 с.
3. Иванов О.К. Изменение состава хромшпинелидов по разрезу хромитовых пластов стратиформных месторождений // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. - С. 53-57.
4. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 223 с.
5. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. - М.: Наука, 1968. - 223 с.
6. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. - М.: Наука, 1973. - 188 с.
7. Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сыньинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. - С. 63-77.
8. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука, 1974. - 263 с.
9. Robie R.A. and Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K (25°C) and one atmosphere pressure and at higher temperatures – Geol. Surv. Bull., № 1259, Wash., 1968.
10. Thayer T.P. Chromite segregation as petrogenic indicators. Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions- Geol. Soc. South Africa, 1971, Spec. Publ. № 1. - P. 380-390.
11. White R.W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. - Contrib. Miner. and Petrol., 1966, vol 12. - P. 245-314.
12. Wyllie Peter J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. Tectonophysics, 1969, 7, № 5-6. - P. 437-455.