

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ РАССЛОЕННОЙ ЧАСТИ КЛЮЧЕВСКОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

В.А. Симонов*, В.Н. Смирнов, К.С. Иванов**, С.В. Ковязин***

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3
E-mail: simonov@iiggm.nsc.ru*

***Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mails: ivanovks@igg.uran.ru, smirnov@igg.uran.ru
Поступила в редакцию 8 ноября 2007 г.*

Расплавные включения обнаружены в хромшпинелидах как вкрапленных, так и массивных руд дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса, слагающего южную часть Ключевского массива и представляющего собой фрагмент расслоенной части офиолитового разреза. Изученные включения размером 10-50 мкм равномерно распределены внутри зерен хромшпинелида, а иногда отчетливо приурочены к зонам роста, что и позволяет рассматривать их в качестве первичных включений, захваченных хромитом в процессе кристаллизации. По химическому составу стекла прогретых расплавных включений в изученных хромшпинелидах соответствуют базальтам с низким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 1,06 мас. %) и повышенными значениями кальция (до 18 мас. %). Расчетное моделирование по программе PETROLOG показало, что кристаллизация хромитов Ключевского массива из расплавов, соответствующих по составу изученным включениям, происходила при температурах 1130-1180°C. Температуры формирования для вкрапленной руды были несколько ниже (минимум 1130°C), чем для сливных хромитов (минимум 1150°C).

Ключевые слова: *Урал, офиолиты, хромшпинелиды, расплавные включения.*

MELT INCLUSIONS IN CHROME-SPINEL OF KLUCHEVSK GABBRO-ULTRABASITE MASSIF'S STRATIFORM PART

V.A Simonov*, V.N. Smirnov, K.S. Ivanov**, S.V. Kovyasin***

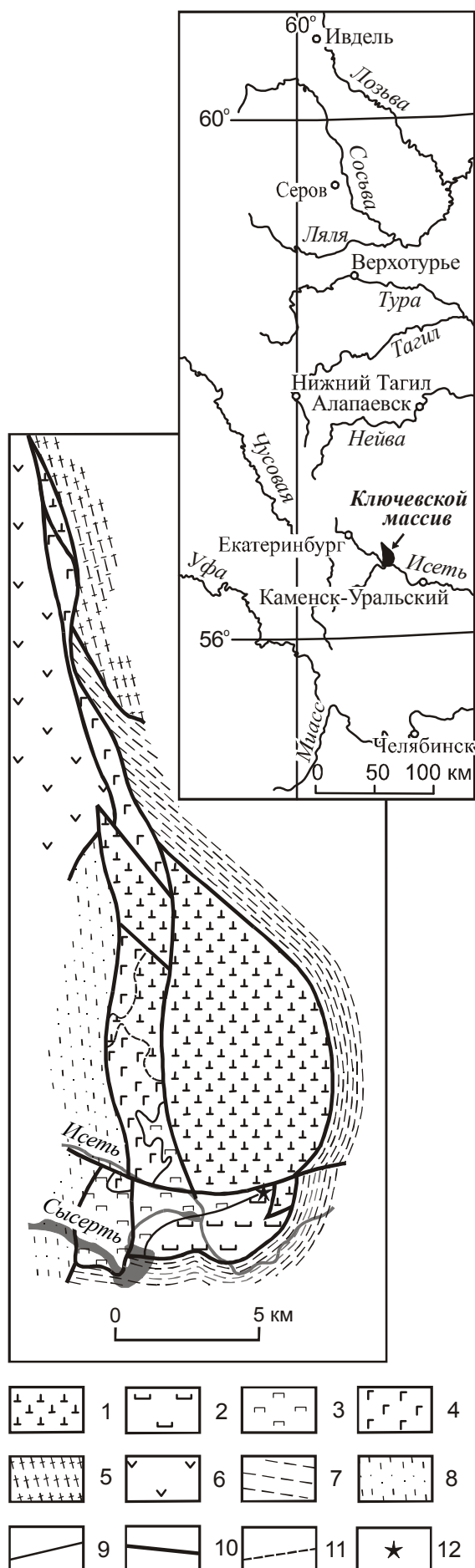
**Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The melt inclusions were found in chrome-spinel of both impregnated and massive ores of the dunite-verlite-clinopyroxenite-gabbro complex which forms the southern part of the Kluchevsk massif and represents a fragment of the ophiolite sequence stratiform part. The inclusions of 10-15 μm size distribute evenly inside the chrome-spinel grains; sometimes they demonstrate a clear belonging to growth zones, so we consider them as primary inclusions captured by chromite during crystallization. The chemical composition of the inclusion glass corresponds to basalts with low content of alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ to 1,06 wt. %) and higher Ca value (to 18 wt. %). The calculated modeling based on PETROLOG program showed that the crystallization of Kluchevsk massif's chromites occurred at the temperatures of 1130-1180°C from the melts corresponding to studied inclusions in composition. The impregnated ore formation temperatures were slightly lower (minimum 1130°C) than the massive chromites ones (minimum 1150°C).

Key words: *Urals, ophiolites, chrom-spinels, melt inclusions.*

В последние годы получены многочисленные новые данные по геологии, изотопии и возрасту габбро-гипербазитовых комплексов

зоны Главного Уральского разлома (ГУР) [Bea et al., 2003; Гурская и др., 2004; Ефимов и др., 2005; Шмелев 2005; Попов, 2006; Савельева и



др., 2006; Симонов и др., 2006б; Волченко и др., 2007, и др.]. Мафит-ультрамафитовые массивы, широко распространенные в пределах обширной территории к востоку от ГУР, отличаются значительно меньшей степенью изученности. Тела основных и ультраосновных пород в восточной части (палеоостроводужном секторе) Урала образуют ряд вытянутых в субмеридиональном направлении поясов, приуроченных к крупным тектоническим швам. На современном эрозионном срезе эти образования обнажаются только на территории Южного и Среднего Урала, севернее они постепенно погружаются под рыхлые мезокайнозойские осадки Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, фиксируя шовные зоны в его фундаменте. Ключевской массив, расположенный на расстоянии около 80 км юго-восточнее г. Екатеринбурга в окружении девонских вулканогенно-терригенных и силурийских терригенно-карбонатных толщ, был выбран нами как наиболее представительный среди массивов восточной части Урала. Его важнейшей особенностью является присутствие наряду с широко распространенной в восточных зонах дунит-гарцбургитовой ассоциацией (комплексом тектонизированных мантийных перидотитов) фрагмента коровой части офиолитового разреза, представленного расслоенными дунитами с прослоями и линзами вкрапленных, реже массивных хромитов, верлитами, клинопироксенитами и габбро (габброидный комплекс офиолитов) [Булыкин и др., 1995; Иванов и др., 2000, и др.]. В настоящей

Рис. 1. Схема геологического строения Ключевского массива (по результатам региональных геологических работ с добавлениями авторов).

1 – породы дунит-гарцбургитовой ассоциации; 2 – дуниты расслоенной части офиолитового разреза с линзами хромитов; 3 – верлиты и клинопироксениты расслоенной части офиолитового разреза; 4 – габбро; 5-8 – вмещающие породы: 5 – среднерифейские гнейсы и кристаллические сланцы алабашской серии, 6 – средне-позднеордовикские метабазальты новоберезовской толщи, 7 – породы колоткинской карбонатно-сланцевой толщи силурийского возраста, 8 – породы арамильской карбонатно-терригенной толщи раннекаменноугольного возраста; 9 – ненарушенные геологические границы; 10 – линии разрывных нарушений; 11 – контакты неуставленного характера; 12 – точка отбора проб для изучения расплавных включений в хромитах.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Таблица 1

Состав зерен хромшпинелидов в изученных образцах вкрапленной и массивной руды (мас. %)

Вкрапленная руда, обр. Кл-118																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	не обн.	0,002	не обн.	0,141	не обн.	не обн.	0,010	0,010	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,005	
TiO ₂	0,177	0,242	0,169	0,126	0,150	0,101	0,135	0,145	0,161	0,168	0,155	0,146	0,164	0,119	0,160	
Al ₂ O ₃	9,52	9,77	9,65	10,20	9,56	9,50	9,75	9,66	9,38	9,61	9,95	9,39	9,39	9,67	9,38	
Cr ₂ O ₃	60,32	60,39	60,46	58,93	60,45	60,68	57,67	61,24	60,71	60,45	59,93	60,20	60,32	61,92	60,20	
FeO	15,52	14,47	14,69	16,73	15,09	13,30	13,89	13,43	13,48	14,08	14,31	14,62	15,17	10,49	14,26	
NiO	0,126	0,120	0,128	0,130	0,110	0,129	0,111	0,114	0,131	0,155	0,137	0,141	0,147	0,114	0,136	
MnO	0,227	0,246	0,205	0,243	0,255	0,284	0,220	0,128	0,233	0,206	0,205	0,208	0,204	0,257	0,187	
MgO	14,26	14,74	14,29	13,68	14,36	15,97	14,74	15,50	15,79	15,04	14,88	15,03	14,54	17,48	14,83	
CaO	0,004	не обн.	не обн.	0,006	не обн.	не обн.	0,008	не обн.	0,001	0,012	0,007	не обн.	не обн.	0,001	не обн.	
Na ₂ O	0,014	не обн.	не обн.	не обн.	0,012	0,010	не обн.	не обн.	не обн.	0,003	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	
Сумма	100,16	99,97	99,58	100,18	99,98	99,99	96,54	100,37	99,88	99,72	99,57	99,74	99,93	100,05	99,16	
Коэффициенты кристаллохимических формул																
Al	0,36	0,37	0,37	0,39	0,36	0,36	0,38	0,36	0,35	0,37	0,38	0,36	0,36	0,36	0,36	
Cr	1,53	1,53	2,53	1,50	1,54	1,52	1,51	1,54	1,53	1,53	1,52	1,53	1,53	1,54	1,54	
Fe ³⁺	0,10	0,09	0,10	0,11	0,10	0,12	0,11	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	
Ti	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mg	0,68	0,70	0,70	0,35	0,68	0,75	0,72	0,73	0,74	0,71	0,71	0,71	0,69	0,81	0,71	
Fe ²⁺	0,31	0,29	0,29	0,34	0,31	0,24	0,27	0,26	0,25	0,28	0,28	0,28	0,30	0,18	0,28	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Массивная руда, обр. Кл-119																
Вкр. руда, обр. Кл-118	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	0,052	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,003	не обн.	не обн.	не обн.	0,273	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
TiO ₂	0,276	0,164	0,169	0,205	0,147	0,160	0,185	0,187	0,183	0,169	0,179	0,206	0,185	0,134	0,175	0,136
Al ₂ O ₃	10,66	9,78	9,29	9,84	9,49	9,70	9,67	9,80	9,92	9,57	9,34	11,45	9,11	9,51	9,99	9,02
Cr ₂ O ₃	60,54	60,71	60,73	56,47	58,50	56,38	58,49	57,89	58,62	58,01	57,83	57,14	57,10	57,48	59,20	58,13
FeO	19,66	13,93	13,34	15,14	15,92	21,39	16,61	16,93	16,48	20,15	18,70	21,44	20,00	19,84	15,54	17,58
NiO	0,074	0,123	0,155	0,165	0,11	0,089	0,101	0,129	0,143	0,080	0,099	0,079	0,097	0,108	0,118	0,155
MnO	0,081	0,288	0,244	0,434	0,343	0,46	0,409	0,376	0,313	0,41	0,476	0,333	0,420	0,440	0,359	0,415
MgO	6,63	15,00	15,44	14,57	14,40	10,40	13,50	13,33	13,63	11,39	12,18	7,63	12,23	12,13	14,42	13,96
CaO	0,034	не обн.	0,017	0,001	не обн.	не обн.	0,003	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,021
Na ₂ O	0,021	0,001	не обн.	0,009	не обн.	0,029	0,017	0,003	0,006	0,018	не обн.	0,021	0,011	не обн.	0,012	0,002
Сумма	98,03	99,99	99,38	98,84	98,90	98,61	98,98	98,65	99,29	99,79	98,81	98,57	99,16	99,64	99,82	99,41

Окончание таблицы 1

Коэффициенты кристаллохимических формул															
Al	0,41	0,37	0,35	0,37	0,38	0,37	0,38	0,38	0,38	0,37	0,36	0,46	0,35	0,37	0,35
Cr	1,57	1,53	1,55	1,50	1,49	1,51	1,49	1,50	1,50	1,51	1,51	1,53	1,48	1,48	1,49
Fe ³⁺	0,01	0,10	0,10	0,12	0,13	0,11	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	–	0,16	0,15	0,16
Ti	0,01	–	–	0,01	–	0,01	0,01	0,01	0,01	–	0,01	0,01	0,01	–	–
Mg	0,47	0,71	0,73	0,70	0,52	0,65	0,65	0,66	0,66	0,56	0,60	0,39	0,60	0,59	0,68
Fe ²⁺	0,53	0,28	0,26	0,29	0,47	0,34	0,34	0,33	0,33	0,34	0,39	0,60	0,39	0,40	0,31
Mn	–	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Аналитик С.В. Ковязин.

работе изложены результаты изучения расплавных включений в хромшпинелидах из рудных тел, залегающих среди дунитов нижней части расслоенного комплекса Ключевского массива.

Характеристика геологического строения Ключевского массива

На современном эрозионном срезе Ключевской массив имеет близкую к каплевидной форму (рис. 1). В меридиональном направлении он протягивается на 25 км, максимальной ширины – 7,5 км – достигает в южной части. Площадь выходов на поверхность составляет около 85 км². По геофизическим данным мощность массива резко возрастает от 0,8 км в северной части до 5-6 км на юге. Все контакты с вмещающими породами тектонические. Падение контактов крутое, 50-80°. Направление падения восточного и южного контактов – под массив, северного и западного – в сторону от массива. В строении массива принимает участие два отчетливо обособляющихся комплекса пород: дунит-гарцбургитовый (тектонизированные мантийные перидотиты) и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (расслоенная часть офиолитового разреза). Дунит-гарцбургитовый комплекс пользуется преобладающим развитием, практически целиком слагая северную и центральную части массива (рис. 1). Контакт с породами дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса тектонический. По геофизическим данным, плоскость контакта полого (под углом 30-40°) погружается под дуниты и гарцбургиты, которые, таким образом, образуют покровную пластину, перекрывающую породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

Дунит-гарцбургитовый комплекс, слагающий преобладающую часть массива, практически не обнажен и изучался по керну буровых скважин, пройденных в процессе проведения региональных геологических и поисковых работ под руководством В.П. Олерского. Приведенная ниже характеристика комплекса основана на немногочисленных опубликованных данных, полученных преимущественно в процессе этих исследований [Булыкин и др., 1995; Пушкарев, 2006, и др.]. Комплекс представлен чередованием дунитов и гарцбургитов с постепенными переходами между ними. Характерно крайне неравномерное распределение в породах ортопироксена, количество которого варьирует от 25-30 % и выше до полного отсут-

ствия. Размеры участков, сложенных дунитами, колеблются от нескольких сантиметров до первых метров, иногда – первых десятков метров. Форма дунитовых обособлений разнообразна: изометричные и линзовидные шпир, полосы, быстро выклинивающиеся и кулисообразно перемежающиеся. Доля дунитов в общем объеме пород довольно широко варьирует, в среднем составляя около 24 %. Участки гарцбургитов, разделяющие дунитовые тела, имеют ширину от 1 до 15 м, обычно – 1-6 м. Дуниты и, в значительно меньшей степени, гарцбургиты этого комплекса вмещают тела массивных, реже нодулярных и вкрапленных хромитовых руд. Рудные залежи представляют собой гнезда, штоки или короткие линзы размером до 100 м по длинной оси и соотношением длины к мощности приблизительно 10/1. Для северной половины массива характерно присутствие линз, полос и участков, сложенных эпигенетическими дунитами. Эпигенетичность дунитов устанавливается по наличию резкого с многочисленными апофизами контакта с гарцбургитами. Количество таких дунитов меняется от 30 до 100 %, в среднем составляя около 40 % от всего объема пород. Мощность эпигенетических дунитовых тел от нескольких метров до нескольких сотен метров.

Все породы дунит-гарцбургитового комплекса имеют отчетливые следы интенсивной тектонической переработки. С.А. Щербаковым [1990] выделено три этапа высокотемпературных пластических деформаций, протекавших, по его мнению, частично в мантийных, а частично в коровых условиях. Позднее они сменились хрупкими деформациями, развитыми в пределах маломощных локальных зон, и происходившими уже после серпентинизации или одновременно с ней.

Процессы метаморфизма, выразившиеся преимущественно в нескольких этапах серпентинизации, неравномерно проявились в породах этого комплекса, что обусловило образование лизардитовых, лизардит-антигоритовых и антигоритовых разновидностей серпентинитов, а также частично серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Степень серпентинизации, как правило, составляет не менее 70 %. При контактовые зоны шириной до 1 км вдоль западной и восточной границ массива, где процессы серпентинизации протекали наиболее интенсивно, сложены полностью перекристаллизованными и утратившими признаки первич-

ных пород антигоритовыми серпентинитами. К разрывным нарушениям приурочены зоны хризолитизации и гидротермальных преобразований пород, выразившихся в образовании талька, карбоната, реже хлорита. Среди антигоритовых серпентинитов отмечены участки оливин-антигоритовых пород, являющиеся продуктами их более высокотемпературного метаморфизма.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс слагает несколько тектонических блоков в южной и западной частях массива. Входящие в состав этого комплекса габброиды обычно рассматриваются в качестве самостоятельной фазы внедрения [Пушкарев, 2006, и др.], что и отражено на существующих геологических картах. Следует отметить, однако, что рвущих интрузивных контактов габбро с другими породами в пределах Ключевского массива не наблюдалось. Тела габброидов занимают строго определенное геологическое положение, надстраивая расслоенный дунит-верлит-клинопироксенитовый разрез, хотя характер взаимоотношений между ними установить не удалось из-за недостаточной обнаженности. Кроме того, в обнажении габбро у плотины пруда в селе Ключи наблюдается плохо выраженная ориентировка темноцветных минералов, параллельная расслоенности в дунитах, верлитах и клинопироксенитах. Приведенные данные позволяют, по мнению авторов, предполагать, что габброиды представляют собой верхнюю часть расслоенного разреза.

Дуниты, верлиты и клинопироксениты слагают вытянутый в широтном направлении тектонический блок, занимающий южную часть Ключевского массива (рис. 1). Небольшие тела клинопироксенитов известны также в западной части массива к северу от этого блока. Породы южного блока имеют отчетливо выраженную расслоенность. Нижняя часть разреза, представленная в разной степени серпентинизированными дунитами с телами сингенетичных вкрапленных, реже массивных хромитовых руд, обнажается в юго-восточной части блока. Преобладающее направление падения рудных тел, фиксирующее структуру этой части офиолитовой ассоциации, северо-западное, углы падения 50-80°. Состав хромшпинелидов в изученных авторами образцах как вкрапленной, так и массивной руды варьирует по соотношению железа и магния при устойчивом содержании хрома и алюминия (табл. 1). Преобладающая часть проанализированных зерен соответ-

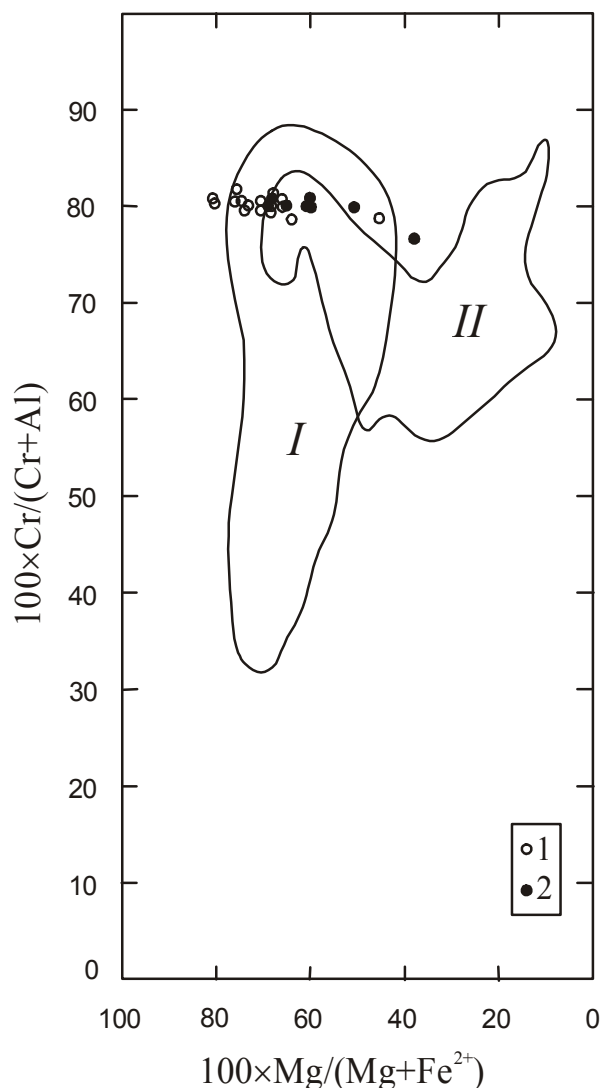


Рис. 2. Диаграмма $100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ – $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ для хромшпинелидов изученных образцов вкрапленной и массивной руды Ключевского массива (месторождение Козловское).

1 – зерна хромшпинелидов из вкрапленной руды, обр. Кл-118; 2 – хромшпинелиды из массивной руды, обр. 119. Поля преобладающих составов хромшпинелидов в ассоциациях разного типа, по [Barnes, Roeder, 2001]: I – хромититы офиолитовых ассоциаций (без разделения на подформный и стратиформный типы); II – хромититы континентальных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий.

ствуется железисто-глиноземистой разновидности магнезиохромита, один анализ (16 в табл. 1) – магнезиальному хромиту и один (27 в табл. 1) – хромиту. На диаграмме $100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ – $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ хромшпинелиды изученных образцов располагаются в поле хромититов офиолитовых ассоциаций, преимущественно в

пределах области его перекрытия с полем хромититов расслоенных интрузий (рис. 2).

Выше располагается ритмично-полосчатая толща, в разрезе которой чередуются слои дунитов, верлитов и оливиновых пироксенитов с постепенным исчезновением двух первых разновидностей в верхней части, которая целиком сложена клинопироксенитами. Контакты между всеми литологическими разновидностями этого разреза резкие, хорошо заметны в обнажениях. В наиболее полном виде разрез этого комплекса наблюдается по р. Сысерть, на протяжении 1,5 км вверх по течению от места ее слияния с р. Исеть, и по р. Исеть, на протяжении 2 км вверх по течению от устья Сысерти. Л.Д. Булыкин с соавторами [1995] выделяли здесь также шлирово-такситовую дунит-диаллагитовую ассоциацию, эпигенетичную по отношению к дунит-верлит-клинопироксенитовой. Судя по имеющимся данным, размеры слагаемых ею тел невелики.

С.А. Щербаков [1990] выделил в породах дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации три генерации складок, соответствующие трем этапам высокотемпературных пластических деформаций. Причем выделенные генерации складок не параллелизуются с деформациями пород дунит-гарцбургитового комплекса. Можно говорить лишь о том, что последние этапы деформаций, сформировавшие конформные дугообразные складки с субвертикальными шарнирами, затронули обе ассоциации уже в близком к современному состоянию. Метаморфические преобразования пород ограничиваются, главным образом, серпентинизацией. Степень серпентинизации дунитов обычно составляет от 60 до 80 %. Соотношение раннего петельчатого серпентина и более позднего антигорита заметно варьирует. Метаморфические преобразования наименее измененных разновидностей дунитов, ограничиваются развитием ранней петельчатой серпентинизации при крайне незначительном развитии антигоритовых прожилков, но преобладают породы, содержащие петельчатый серпентин и антигорит в сопоставимых количествах. Антигоритовые серпентиниты, полностью утратившие признаки исходных пород, развиты в виде каймы вдоль южного контакта массива. Тальк-карбонатные, серпентин-хлорит-тальковые породы и талькиты слагают маломощную оторочку на границе ультрамафитов с вмещающими породами, реже встречаются внутри массива в связи с тектони-

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Таблица 2

Содержание главных петрогенных компонентов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в породах расслоенной части Ключевского массива

	102	103	106	105	113	114	116
SiO ₂	34,18	34,07	42,10	42,15	51,36	51,04	45,59
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	0,03	0,06	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	0,41	0,40	0,66	0,64	2,04	1,85	17,76
Fe ₂ O ₃	6,73	6,78	4,06	4,34	3,39	2,37	1,50
FeO	1,80	1,40	2,10	2,50	1,80	2,50	2,10
MnO	0,15	0,14	0,15	0,15	0,13	0,13	0,07
MgO	41,70	41,45	35,34	34,75	21,09	21,80	13,30
CaO	0,02	не обн.	6,02	6,42	17,72	17,84	14,91
Na ₂ O	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,35	1,10
P ₂ O ₅	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,01	не обн.	не обн.
п.п.п.	14,30	16,00	9,50	8,80	2,20	2,20	3,10
сумма	99,62	100,56	100,28	100,09	100,11	100,14	99,50
Fe/(Fe+Mg)	0,10	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11	0,12
Li	0,291	0,357	2,686	2,507	3,299	8,966	12,086
K	13,050	22,696	19,621	15,235	34,286	54,271	156,657
Rb	0,052	0,079	0,059	0,104	0,169	0,369	0,428
Cs	0,003	0,009	0,016	0,013	0,026	0,068	0,044
Be	0,008	0,034	0,002	0,009	0,012	0,009	0,031
Sr	0,356	3,387	3,286	3,332	4,988	5,528	147,140
Ba	0,770	0,178	1,374	1,759	1,556	4,408	7,216
Sc	3,216	9,471	30,176	35,503	61,839	59,875	18,117
V	11,881	22,431	53,478	59,782	172,285	163,688	58,861
Cr	3179,89	4667,38	1950,36	1956,85	1714,07	2785,49	1167,98
Co	106,411	296,876	78,548	82,208	41,398	42,918	28,911
Ni	1104,27	2036,07	642,180	649,115	182,473	206,836	257,822
Y	0,059	0,097	0,573	0,637	1,539	1,754	2,227
La	0,025	0,077	0,017	0,027	0,038	0,068	0,193
Ce	0,057	0,135	0,060	0,080	0,135	0,216	0,591
Pr	0,007	0,012	0,013	0,014	0,027	0,040	0,095
Nd	0,031	0,049	0,095	0,096	0,185	0,271	0,543
Sm	0,005	0,010	0,051	0,058	0,102	0,135	0,210
Eu	0,001	0,001	0,021	0,021	0,049	0,054	0,142
Gd	0,008	0,014	0,091	0,099	0,198	0,244	0,313
Tb	0,001	0,002	0,017	0,018	0,037	0,045	0,057
Dy	0,011	0,019	0,115	0,127	0,297	0,346	0,389
Ho	0,002	0,004	0,023	0,027	0,067	0,078	0,082
Er	0,007	0,012	0,066	0,076	0,189	0,226	0,239
Tm	0,001	0,002	0,010	0,011	0,026	0,032	0,037
Yb	0,010	0,017	0,061	0,071	0,173	0,213	0,230
Lu	0,002	0,003	0,009	0,010	0,027	0,031	0,034
Zr	0,260	0,478	0,247	0,264	0,651	0,893	1,861
Hf	0,006	0,016	0,010	0,015	0,032	0,045	0,071
Nb	0,030	0,054	0,016	0,054	0,010	0,015	0,033
Ta	0,003	0,029	0,028	0,006	0,006	0,006	0,007
Zn	31,575	73,528	32,070	37,038	12,745	17,256	14,929
Pb	не обн.	не обн.	0,204	0,081	не обн.	не обн.	0,191
Cu	16,445	48,395	6,893	9,133	10,604	37,805	48,835
Ag	не обн.	0,011	0,003	0,012	не обн.	0,03	0,010
Ga	0,283	0,589	0,540	0,615	1,772	1,726	9,144
Tl	0,227	0,332	0,038	0,068	0,042	0,087	0,021
Ge	0,560	1,498	1,017	1,074	1,598	1,538	0,822
Cd	не обн.	0,028	0,037	0,061	0,029	0,048	0,024
Bi	0,001	0,022	0,005	0,006	не обн.	0,007	0,009
Sb	0,037	0,070	0,206	0,245	0,279	0,156	0,268
Te	0,034	0,118	0,007	0,027	0,024	0,028	0,003

	102	103	106	105	113	114	116
Cu	16,445	48,395	6,893	9,133	10,604	37,805	48,835
Ag	не обн.	0,011	0,003	0,012	не обн.	0,03	0,010
Ga	0,283	0,589	0,540	0,615	1,772	1,726	9,144
Tl	0,227	0,332	0,038	0,068	0,042	0,087	0,021
Ge	0,560	1,498	1,017	1,074	1,598	1,538	0,822
Cd	не обн.	0,028	0,037	0,061	0,029	0,048	0,024
Bi	0,001	0,022	0,005	0,006	не обн.	0,007	0,009
Sb	0,037	0,070	0,206	0,245	0,279	0,156	0,268

Примечание. 102 – серпентинизированный дунит (степень серпентинизации около 60 %, серпентин – ранний петельчатый с незначительным количеством более поздних антигоритовых прожилков), левый берег р. Исеть, в 130 м выше устья р. Сысерть. 103 – серпентинизированный дунит (степень серпентинизации – 70-80 %, преобладающий тип серпентинизации – ранняя петельчатая, в небольшом количестве присутствуют прожилки более позднего антигорита), левый берег р. Исеть, в 140 м выше устья р. Сысерть. 106, 105 – серпентинизированные верлиты (содержание клинопироксена в обр. 106 – не более 30 %, степень серпентинизации оливина – до 90 %, серпентиновые минералы представлены ранним петельчатым серпентином и антигоритом при незначительном преобладании последнего; в обр. 105 содержание клинопироксена составляет около 50 %, степень серпентинизации оливина – не менее 70 %, серпентинизация преимущественно ранняя петельчатая с небольшим количеством антигорита), левый берег р. Исеть, в 330 м выше устья р. Сысерть. 113 – оливиновый клинопироксенит (зерна оливина целиком замещены антигоритом, количество серпентинизированного оливина не превышает 1 %), левый берег р. Исеть, в 750 м выше устья р. Сысерть. 114 – оливиновый клинопироксенит, аналогичный обр. 113, левый берег р. Исеть, в 1,1 км выше устья р. Сысерть. 116 – сосюритизированное габбро, левый берег р. Исеть, в 2,1 км выше устья р. Сысерть.

Анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. Содержание главных петрогенных элементов определялось рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре СРМ-18; количество Na₂O, FeO и ппп – химическим методом. Аналитики – Н.П. Горбунова, В.П. Власов, Г.С. Неупокоева. Содержание элементов-примесей изучено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000. Аналитики – Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко.

ческими нарушениями. В клинопироксенитах юго-западной части массива развиты процессы антигоритизации, количество антигорита иногда достигает 20-30 %.

Габброиды слагают три сравнительно небольших по размерам тела, вытянутых в субмеридиональном направлении вдоль западного контакта массива (рис. 1). Слагающие эти тела породы изучены, главным образом, в коренных выходах и элювиальных развалах по р. Ключик. Габброиды практически не сохранили первичный минеральный состав и представлены сильно деформированными уралитовыми габбро и апогаббровыми сланцами.

Специфической чертой рассматриваемого комплекса является отсутствие в его составе петрографических разновидностей, содержащих ортопироксен, который является характерным минералом пород расслоенной части офиолитового разреза преобладающей части офиолитовых комплексов. Отмеченная особенность

сближает дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс Ключевского массива с полосчатыми ультрабазит-габбровыми сериями Платиноносного пояса Урала. Однако, анализ петро- и геохимических особенностей пород однозначно свидетельствует о принадлежности рассматриваемых образований к ассоциациям офиолитового типа. Изученные образования резко отличаются от аналогичных петрографических разновидностей платиноносных массивов пониженными содержаниями Ti, V, P, Sr и Sc при более высоком количестве Cr и Ni (табл. 2), величиной железистости (Fe/(Fe + Mg)), уровнем концентраций и характером распределения редкоземельных элементов и платиноидов.

Железистость пород из расслоенной части Ключевского массива имеет типичные для пород офиолитовых комплексов низкие значения, очень слабо возрастающая от дунитов (0,09-0,10) к оливиновым пироксенитам (0,11) и габбро (0,12). Для сравнения: железистость клино-

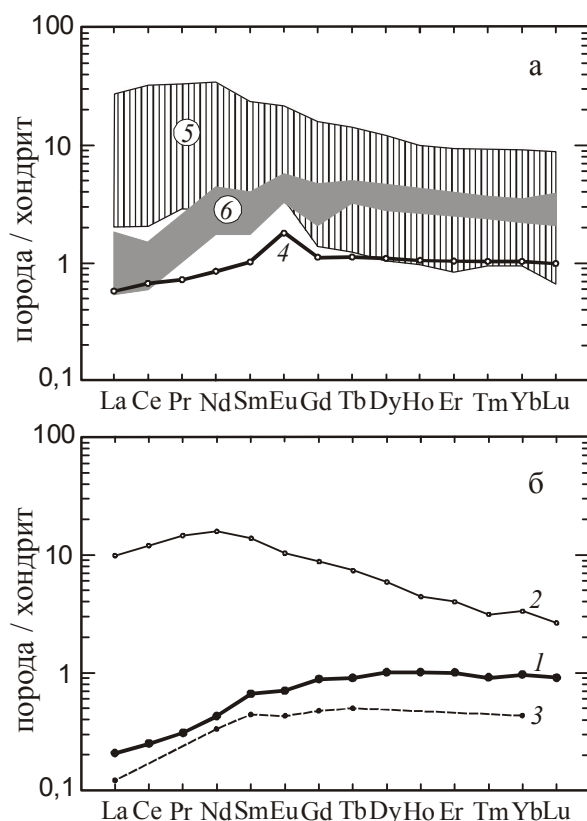


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в оливиновых клинопироксенитах (а) и габбро (б).

1 – оливиновый клинопироксенит Ключевского массива, обр. 114; 2 – оливиновый клинопироксенит платиноносного типа (Тагильский массив), обр. тг-203 [Ферштатер, Беа, 1996]; 3 – среднее содержание РЗЭ в пироксенитах (вебстеритах) офиолитовой ассоциации Новой Гвинеи и Новой Каледонии [Магматические..., 1988]; 4 – габбро Ключевского массива, обр. 116; 5 – поле габброидов Платиноносного пояса [Шмелев, 2005]; 6 – поле габброидов офиолитового комплекса Семейл (Оман) [Pallister, Knight, 1981].

пироксенитов в массивах платиноносного типа меняется от 0,13-0,15 в оливиновых разностях до 0,30-0,40 – в магнетитсодержащих и от 0,30 до 0,60 в различных разновидностях габброидов [Малахов, 1983; Магматические..., 1985, и др.]. Наглядно иллюстрируют различия между рассматриваемыми образованиями и аналогичными породами из массивов Платиноносного пояса и графики распределения в них редких земель (рис. 3). Оливиновые клинопироксениты и габбро Ключевского массива характеризуются очень низкой величиной суммы редкоземельных элементов (1,5-2,0 г/т в клинопироксенитах и около 3 г/т в габбро) и отчетливо

выраженным дефицитом легких лантаноидов ($La/Yb = 0,2-0,3$ в клинопироксенитах и $0,8$ – в габбро) в отличие от аналогичных петрографических разновидностей платиноносных массивов, в которых заметно преобладают легкие РЗЭ при более высоком содержании всех элементов спектра. Выявленный в изученных образованиях характер распределения РЗЭ является типичным для пород эталонных офиолитовых комплексов (рис. 3). Выполненное Е.В. Пушкаревым, а также Ф. Заккарини изучение распределения в рассматриваемых породах элементов платиновой группы также согласуется с представлениями об их принадлежности к ассоциациям офиолитового типа [Пушкарев, 2006; Zaccarini et al., 2008]. Наиболее отчетливо это проявляется в хромитовых рудах. В составе ЭПГ изученных хромитов резко преобладают тугоплавкие элементы – Os, Ir и Ru, тогда как аналогичным образованиям платиноносных массивов свойственны высокие концентрации легкоплавких элементов, главным образом платины.

Результаты изучения расплавных включений в хромшпинелидах

В последнее время, несмотря на значительную редкость расплавных включений в хромшпинелидах ультраосновных пород и многочисленные, еще не полностью преодоленные методические трудности, возникающие как в ходе высокотемпературных экспериментов, так и при обработке результатов анализа, такие включения удалось обнаружить в хромитах из интрузивных мафит-ультрамафитовых комплексов ряда современных и древних офиолитовых ассоциаций [Schiano et al., 1997; Kamenetsky et al., 2001; Симонов и др., 2004, 2006а,б, 2008]. В связи с этим, при изучении особенностей формирования Ключевского массива большое внимание было уделено поиску и анализу включений минералообразующих сред в зернах породообразующих минералов. Детально изучены вкрапленные и массивные хромиты в образцах из расслоенной части (дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса) офиолитового разреза. Изученные образцы были отобраны в заброшенных горных выработках Козловского месторождения хромитов, представленного преимущественно вкрапленными рудами с участками массивных, которые залегают среди серпентинизированных дунитов с редкими жило-

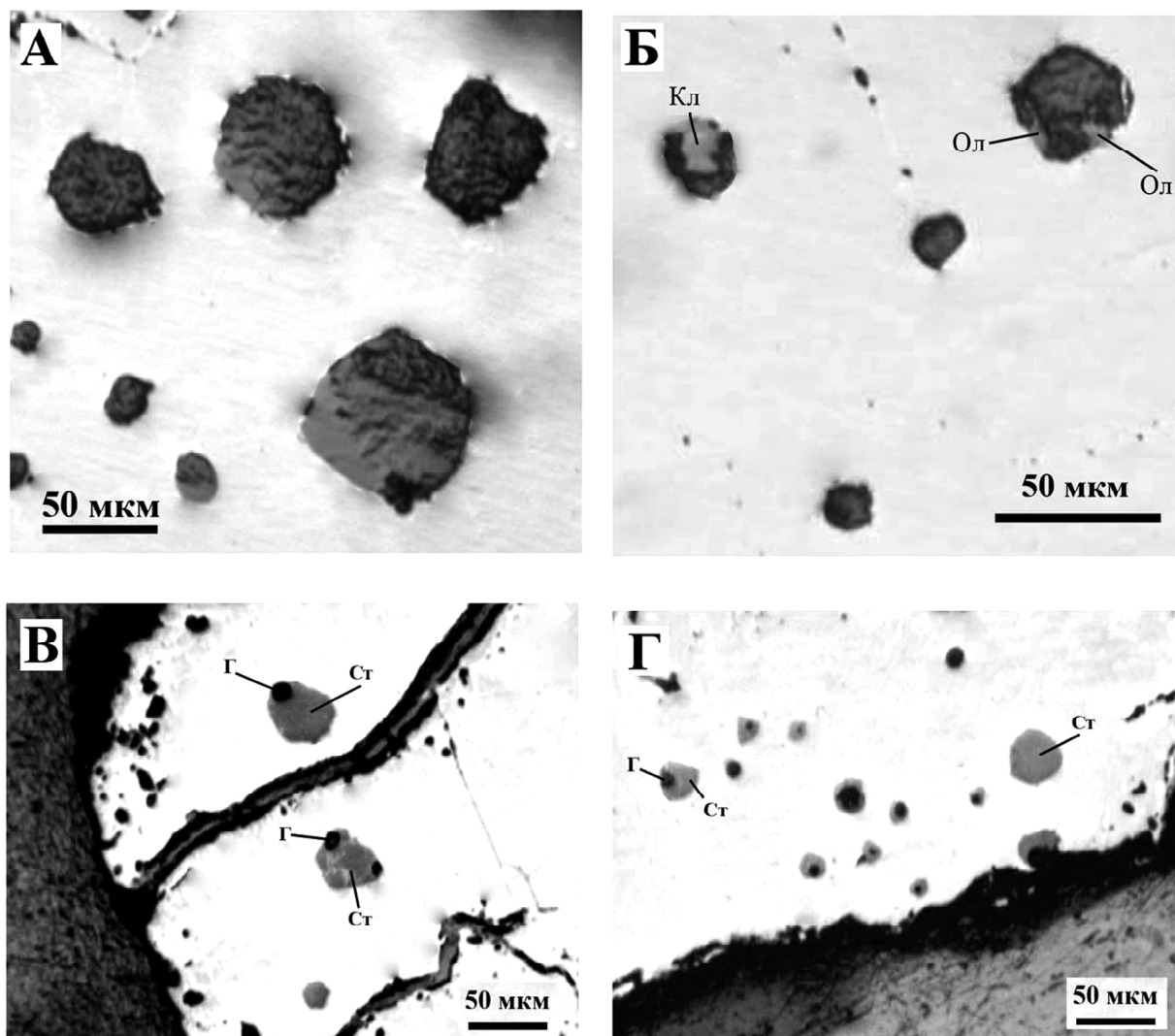


Рис. 4. Фотографии расплавных включений (отраженный свет) в хромшпинелидах вкрапленной и массивной руды Ключевского массива (месторождение Козловское).

А, Б – первоначальный (до высокотемпературных экспериментов) вид расплавных включений (вкрапленная руда, обр. Кл-118). Во включениях преобладает микрозернистая силикатная масса с отдельными микрокристалликами клинопироксена (Кл) и оливина (Ол).

В, Г – прогретые расплавные включения (после экспериментов в микротермокамере и закалки) в хромитах вкрапленной руды (В) и сливной руды (Г). Включения содержат силикатное стекло (Ст) и газовый пузырек (Г).

образными участками тальк-карбонатных пород [Реестр..., 2000].

Учитывая, что хромшпинелиды практически не прозрачны и непосредственно вести наблюдения за включениями при нагреве до высоких температур невозможно, была разработана специальная методика и создана микротермокамера на основе силитового нагревателя [Симонов и др., 2004, 2005, 2008]. В ходе экспериментов зерна хромшпинелидов нагревались в среднем до 1250°C в платиновых и графитовых микроконтейнерах. Согласно опубликованным ранее методи-

ческим подходам к экспериментам с расплавными включениями [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994], выдержки при высоких температурах были кратковременными (не более 10 мин), после чего проводилась резкая закалка для получения сте-кла во включениях. Прогретые и закаленные в стекло расплавные включения и минерал-хозяин анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

В результате проведенных исследований расплавные включения были найдены в хроми-

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Таблица 3

Представительные анализы стекол прогретых расплавных включений (мас. %) в хромшпинелидах из вкрапленной (1-13) и сливной (14-24) руды Ключевского ультраосновного массива

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
	КЛ-118											
1	25	54,25	0,09	12,45	1,31	7,81	0,07	6,17	14,56	0,52	0,03	97,26
2	26	56,46	0,07	12,02	1,43	7,86	0,06	5,98	14,89	0,50	0,01	99,26
3	27	54,38	0,06	12,11	1,46	7,93	0,03	6,19	14,90	0,47	0,01	97,54
4	33	51,83	0,18	15,91	1,44	4,47	0,06	5,74	16,98	0,90	0,17	97,68
5	34	51,39	0,17	15,64	1,62	4,53	0,04	5,75	17,16	0,90	0,14	97,34
6	35	52,32	0,20	15,98	1,39	4,26	0,06	5,66	17,22	0,92	0,14	98,13
7	36	51,15	0,16	16,72	1,27	4,36	0,05	5,66	18,09	0,46	0,21	98,13
8	40	56,14	0,13	9,76	1,34	8,59	0,09	7,25	15,77	0,19	0,00	99,26
9	41	55,81	0,12	9,70	1,62	8,63	0,07	7,12	15,45	0,14	0,00	98,65
10	48	52,88	0,21	18,29	1,55	2,59	0,04	4,38	16,04	0,20	0,14	96,32
11	55	54,45	0,10	9,18	1,79	10,02	0,06	7,67	14,87	0,30	0,00	98,44
12	56	54,69	0,10	8,97	1,85	10,27	0,10	7,72	14,68	0,31	0,00	98,69
13	57	54,53	0,11	9,08	1,76	10,30	0,07	7,62	14,64	0,30	0,00	98,41
	КЛ-119											
14	4	49,12	0,12	12,40	4,75	9,20	0,10	5,99	16,83	0,25	0,10	98,88
15	6	54,82	0,11	11,85	1,19	7,23	0,06	5,39	18,00	0,30	0,10	99,04
16	7	49,63	0,11	12,22	4,14	8,74	0,06	5,83	16,92	0,27	0,09	98,02
17	10	54,88	0,12	15,59	1,01	4,64	0,03	4,58	17,18	0,11	0,31	98,45
18	11	55,21	0,12	15,48	0,97	4,59	0,05	4,64	17,06	0,09	0,31	98,52
19	12	54,65	0,12	15,52	1,13	4,76	0,10	4,57	16,98	0,10	0,32	98,24
20	24	52,43	0,14	18,97	1,22	4,19	0,05	4,47	17,13	0,44	0,30	99,34
21	25	52,38	0,12	18,88	1,21	4,07	0,02	4,44	17,08	0,42	0,35	98,96
22	26	53,17	0,16	18,74	1,69	3,86	0,03	4,43	17,06	0,44	0,21	99,79
23	29	55,61	0,32	19,23	1,37	3,14	0,06	4,63	14,11	0,43	0,00	98,89
24	30	55,29	0,31	19,27	1,00	3,29	0,02	4,51	14,22	0,39	0,02	98,31

Примечание. Анализы проведены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Аналитик С.В. Ковязин.

тах как из вкрапленной (образец КЛ-118), так и из богатой сливной (образец КЛ-119) руды. Как правило, расплавные включения (размерами 10-50 мкм) равномерно распределены внутри зерен хромшпинелида, но иногда видна отчетливая приуроченность включений к центру и к зонам роста кристалла, что позволяет рассматривать их в качестве первичных, т.е. захваченных хромитом в процессе кристаллизации. Формы расплавных включений округлые равновесные, с некоторой огранкой, что исключает их трактовку как случайное скопление разнообразных кристаллических фаз.

Большинство не гретых включений заполнено микрозернистой силикатной массой,

диагностировать отдельные минералы которой оказалось невозможным из-за крайне незначительных размеров зерен (рис. 4А). Помимо этой массы, в непрогретых включениях присутствуют отдельные микрозерна клинопироксена (Кл) и оливина (Ол), определенные с помощью микрозонда (рис. 4Б). Прогретые и закаленные расплавные включения заполнены в основном однородным стеклом (Ст), часто вмещающим газовые пузырьки (Г), (рис. 4В,Г). Иногда включения выглядят неоднородными, содержащими наряду со стеклом несколько недоплавленных или вновь выпавших, несмотря на закалку, фаз.

В целом, при анализе первичного вида включений (рис. 4А,Б) необходимо учитывать

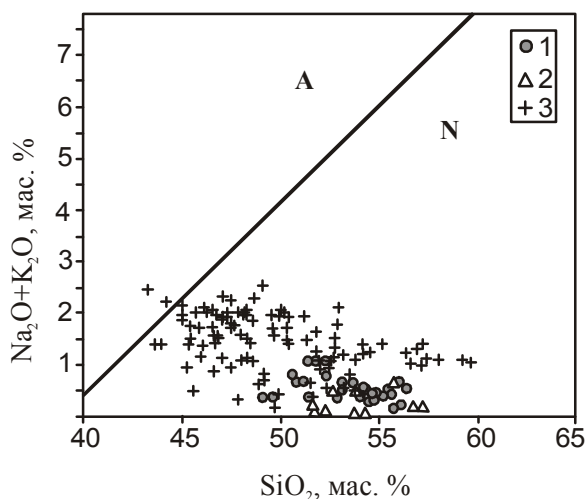


Рис. 5. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для стекол прогретых расплавных включений в хромшпинелидах Ключевского ультраосновного массива.

1-3 – стекла прогретых расплавных включений в хромшпинелидах Ключевского (1), Нуралинского (2) [Симонов и др., 2006б] и Карашатского (3) [Симонов и др., 2006а] массивов. Серии пород нормального (N), щелочного и субщелочного (A) составов [Магматические , 1987].

следующий момент. В связи с непрозрачностью хромшпинелидов, первичный облик непрогретых включений можно увидеть только при их вскрытии. При этом, в процессе сошлифовки часть содержимого включений неизбежно разрушается. Прежде всего, на месте газового пузырька и окружающих его микрокристаллитов образуются углубления. Деформируются и очертания включений. Несколько неровная поверхность включений связана также с особенностями кристаллизации различных силикатных фаз в пространстве вакуоли, находящейся внутри рудной матрицы, обладающей другими физическими свойствами. При расплавлении многофазного содержимого в гомогенный расплав микронеровности практически исчезают при сохранении общих равновесных форм включений и закаленные стекловатые включения обладают более ровными поверхностями (рис. 4В,Г).

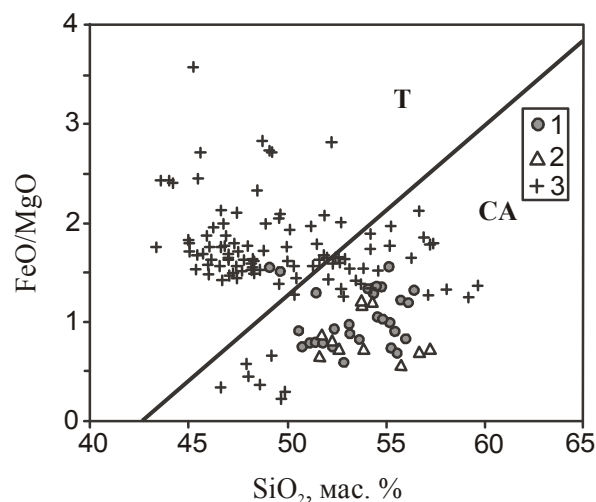
Необходимо отметить, что в одном зерне хромшпинелида совместно с расплавными

включениями часто находятся кристаллические фазы, представленные в большинстве случаев клинопироксенами и легко отличающиеся от включений расплава по более ограненным формам и химическому составу. Часть объектов, похожих в отраженном свете на расплавные включения, представляют собой подплавленные кристаллические фазы и также легко отличаются от типичных включений расплава по своему составу.

С учетом того, что в ходе экспериментов нет возможности непосредственно наблюдать за включениями при нагреве, проводилось тщательное тестирование и выбраковка всех объектов, внешне похожих на включения расплава, но, как было отмечено выше, легко отличающихся по химическому составу. Таким образом, при выяснении физико-химических параметров кристаллизации хромшпинелидов использовались только данные, полученные на микрозонде при изучении чистых гомогенных стекол в

Рис. 6. Диаграмма $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (по А. Миясиро [Miyashiro, 1974]) для расплавных включений в хромшпинелидах Ключевского массива.

Поля пород толеитовой (Т) и известково-щелочной (СА) серий. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 5.



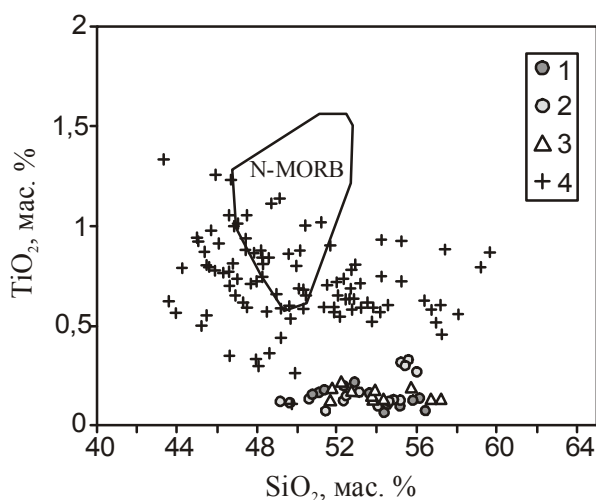


Рис. 7. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{--SiO}_2$ для расплавных включений в хромшпинелидах.

1-4 – стекла прогретых расплавных включений в хромитах вкрапленной (1) и сливной (2) руды Ключевского массива, в хромшпинелидах Нуралинского (3) [Симонов и др., 2006б] и Карашатского (4) [Симонов и др., 2006а] массивов. N-MORB – поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов [Симонов и др., 1999].

прогретых расплавных включениях. Представительные анализы этих стекол в прогретых включениях из хромшпинелидов Ключевского массива приведены в табл. 3.

При обработке полученных данных по расплавным включениям в хромитах Ключевского гипербазитового массива для сравнительного анализа была использована оригинальная информация по аналогичным микрообъектам из хромитовых руд Нуралинского ультраосновного массива (Южный Урал) [Симонов и др., 2006б]. Представляется интересным также сопоставление физико-химических параметров расплавов, из которых происходило образование хромитовых руд, в расслоенных комплексах офиолитов разных регионов. С этой целью были использованы оригинальные данные по расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов Карашатского массива в Туве [Симонов и др., 2006а].

Стекла прогретых и закаленных расплавных включений в хромшпинелидах Ключевского массива имеют невысокое содержание щелочей (не более 1,06 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), соответствующее расплавам нормальной щелочности, так же как и изученные ранее расплавные включения в хромшпинелидах из гипербазитов офиолитовых ассоциаций Южного Урала (массив Нурали) и Южной Тувы (Карашатский массив) (рис. 5). При этом исходные для пород офиолитовых ассоциаций Урала расплавы обладают известково-щелочными характеристиками, тогда как в Карашатском массиве преобладают включения, соответствующие по составу толеитовым магмам (рис. 6). Составы стекол расплавных включений в хромитах Ключевского и Нуралинского массивов близки по содержанию большинства порообразующих элементов, что свидетельствует об однотипности расплавов, формиро-

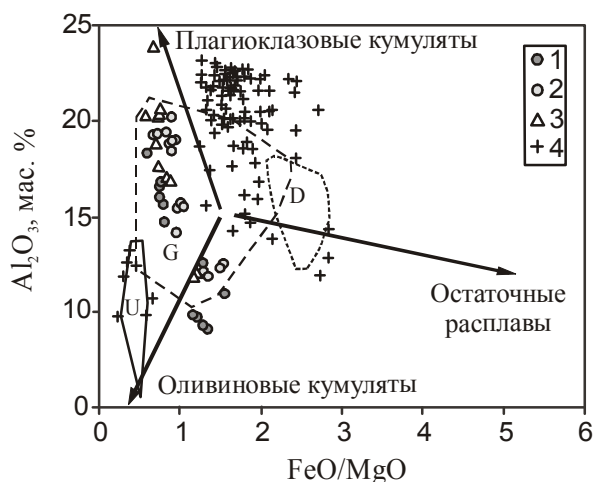


Рис. 8. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO/MgO}$ для расплавных включений в хромшпинелидах.

Поля составов пород ультраосновных (U), основных (G) кумулятов и диоритов (D) Карашатского офиолитового массива. Тренды оливиновых (Ol cumulates), плагинклавовых (Pl cumulates) кумулятов и остаточных расплавов (Residual melts). Рисунок выполнен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работы [Симонов и др., 2006а]. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.

вавших хромитовые руды этих ассоциаций. Незначительные различия наблюдаются лишь по количеству калия. Расплавные включения в хромшпинелидах Ключевского массива имеют более высокие концентрации этого компонента (до 0,4 мас. % K_2O) по сравнению с нуралинскими (не более 0,11 мас. %) [Симонов и др., 2006б]. Расплавные включения в хромшпинелидах Карашатского массива заметно отличаются от аналогичных включений из ультраосновных массивов Урала повышенным количеством титана (до 1,25 мас. % TiO_2), соответствуя по содержанию этого компонента примитивным расплавам срединно-океанических хребтов (рис. 7). Кроме того, исходные для хромитовых руд Урала расплавы характеризуются значительно меньшим, по сравнению с магматическими системами, из которых происходило образование расслоенных офиолитовых комплексов Сибири, количеством натрия, большим количеством магния и кальция при близком содержании алюминия, железа и калия. В целом, по соотношению главных порообразующих компонентов, расплавные включения из хромитов Ключевского массива близки офиолитовым габбро (рис. 8).

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] показало, что кристаллизация хромитов Ключевского массива из расплавов, соответствующих по составу изученным включениям, происходила при температурах 1130-1180°C, независимо от давления. Температуры формирования для вкрапленной руды (образец КЛ-118) были несколько ниже (минимум 1130°C), чем для сливных хромитов (минимум 1150°C).

Основные выводы

1. Исследования расплавных включений позволили получить прямую информацию о магматогенном происхождении хромитовых руд Ключевского массива (Средний Урал), формирование которых, согласно полученным данным, является результатом кристаллизации хромшпинелида из силикатных расплавов основного состава.

2. По условиям кристаллизации и составу исходных расплавов хромиты Ключевского массива отличаются от изученных ранее аналогичных образований из офиолитов Тувы.

3. Температуры кристаллизации хромшпинелидов из магматических расплавов при

формировании хромитовых руд Ключевского массива составляли 1130-1180°C.

Работа выполнена в рамках Программы Отделения наук о Земле РАН № 6 «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы», при частичной поддержке РФФИ (гранты 06-05-64133, 08-05-00019 и 08-05-00180) и Интеграционного проекта УрО и СО РАН.

Список литературы

Булыкин Л.Д., Золотов К.К., Мардиросьян А.Н. Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные вопросы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: Уралгеолком, 1995. С. 68-78.

Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральско-го типа // Литосфера. 2007. № 3. С. 3-27.

Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцева Л.Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд.-во ЯНАО МПР РФ, ВСЕГЕИ, 2004. 305 с.

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512-516.

Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 133 с.

Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.

Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.

Попов В.С. Геологические обстановки формирования дунит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. «XII чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 44-48.

Пушкарев Е.В. Ключевской офиолитовый массив на Среднем Урале // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. «XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 334-346.

Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала / Под ред. Б.В. Перевозчикова. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н. и др. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. «XII чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160-164.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В. Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт географии СО РАН, 2004. Т. 2. С. 97-100.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Шарков Е.В. Параметры кристаллизации интрузивных комплексов в структурах современных и древних океанов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006а. Т. 2. С. 131-134.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. 224 с.

Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю. Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН. 2006б. С. 140-145.

Симонов В.А., Скляров Е.В., Ковязин С.В. Расплавленные включения в хромшпинелидах – источник прямой информации о параметрах древнейших бонинитовых магм // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск: ЦНТИ. 2005. Т. I. С. 125-129.

Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В., Бортников Н.С. Расплавленные включения в хромшпинелидах из Fe-Ti интрузивных комплексов Центральной Атлантики: ключ к познанию физико-химичес-

ких параметров гидротермально-магматических систем медленно-спрединговых океанических хребтов // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 5. С. 679-682.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195-218.

Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского глубинного разлома (Приполярный сегмент) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41-59.

Щербakov С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 119 с.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2003. V. 3. P. 407-412.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 12. P. 2279-2302.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of midocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110. № 3-4. P. 265-280.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.J. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 655-671.

Miyashiro A. Volcanic rock series and active continental margins // Am. J. Sc. 1974. V. 274. № 4. P. 321-355.

Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B4. P. 2673-2697.

Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P. et al. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 146. № 3-4. P. 489-497.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183-1211.

Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of the Kluchevskoy ophiolite complex, Central Urals (Russia) // Ore Geology Reviews. 2008. V. 33. P. 20-30.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук И.С. Чапурхин