



УДК 549.731.15

Распределение элементов платиновой группы и генезис ультрабазитов, хромитовых руд Оспинско-Китойского и Харанурского массивов (Восточный Саян)

О. Н. Киселева (kiseleva_on76@mail.ru)

Л. В. Агафонов (ofiolit@igm.nsc.ru)

В. Г. Цимбалист

Аннотация. На основе данных по химическому составу хромшпинелидов, распределению элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах дунит-гарцбургитового комплекса и хромитовых рудах, рассмотрены вопросы генезиса ультрабазитов и хромититов Оспинско-Китойского и Харанурского массивов. Ультрабазиты и хромититы имеют фракционированную форму спектров распределения ЭПГ с обогащением Os, Ir, Ru и обеднением Rh, Pt, Pd. Выделено два геохимических типа распределения ЭПГ: [Ru – Ir – Os]; [Pt – Pd – Au]. Локальное обогащение в хромититах Pt, Pd, Au обусловлено ремобилизацией и перераспределением этих элементов в ходе метасоматических процессов.

Ключевые слова: Ультрабазиты, хромититы, распределение ЭПГ, генезис.

Введение

В офиолитовых комплексах наиболее высокая концентрация ЭПГ приурочена к ультрабазитам и хромитовыми рудам [19]. Распределение ЭПГ в ультрабазитах и хромитовых рудах отражает различные условия формирования этих пород [17]. Исследования офиолитовых комплексов юго-восточной части Восточного Саяна в различных аспектах (геолого-структурных, минералого-геохимических) проводились многими учеными. Результаты этих исследований опубликованы в работах ряда ученых (М. Ф. Шестопалова, 1937; Г. В. Пинус, 1966; О. М. Глазунова, 1981; Н. Л. Добрецова, П. А. Рошкетаяева, 1988; А. И. Гончаренко, А. И. Чернышева, 1990; Н. М. Prichard, 1996 и др.). Авторами статьи в ходе изучения ультрабазитов и хромитовых руд Оспинско-Китойского и Харанурского массивов были рассмотрены проблемы генезиса и рудоносности с использованием современных (геохимических, петрохимических) методов в совокупности с имеющимися данными по геологии, петрографии, минералогии. Авторами впервые получены представительные данные по распределению ЭПГ в ультрабазитах и хромитовых рудах этих массивов. В более ранних работах имелись лишь разрозненные данные по химическому составу рудных хромшпинелидов, но отсутствовали данные по детальному изучению со-

става хромитовых руд. В связи с этим авторами были поставлены задачи: 1) обобщить имеющиеся данные с использованием собственных новых данных; 2) изучить структурно-текстурные, минералогические и геохимические особенности как хромитовой, так и сопутствующей ЭПГ минерализации, что позволило получить более полное представление о генезисе и рудоносности рассматриваемых массивов.

Методы исследования

Минеральный состав ультрабазитов и хромитовых руд изучался петрографическим и минераграфическим методами анализа пород и руд. Химический состав хромшпинелидов определялся методом рентгеноспектрального микроанализа. Содержание ЭПГ в ультрабазитах и разных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд анализировалось атомно-абсорбционным методом (ААС) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск), а также пробирно-химико-масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой с использованием Ni штейна в качестве коллектора в ЦНИГРИ (Москва). Определение Os в рудах атомно-абсорбционным методом дало завышенные содержания этого элемента, что обусловлено недостаточной чувствительностью метода к этому элементу. С другой стороны, определение Ir, Os пробирно-химико-масс-спектрометрическим методом обнаружило высокую корреляцию содержания этих элементов. Это позволило оценить содержание Os в пробах руд, проанализированных ААС методом. Микроэлементный состав хромитовых руд определялся атомно-абсорбционным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск). Химический анализ минералов платиновой группы (МПГ) проводился на электронно-сканирующем микроскопе LEO 1430 VP с использованием энерго-дисперсионных спектров, а также микронзондовым методом на установке «Camebax – Micro».

Геологическая позиция гипербазитовых массивов

Изучаемые массивы расположены в Восточном Саяне, в юго-восточном обрамлении Гарганской глыбы, которое имеет покровно-складчатое строение (рис. 1). Покровные комплексы представлены ремобилизованными породами фундамента (гранито-гнейсы), осадочными толщами чехла Гарганской глыбы, а также породами офиолитовой ассоциации. Вмещающими гипербазитовые массивы породами являются: карбонатные (R_3), ($V-C_1$), вулканогенно-осадочные толщи (R_3-V) и грубообломочные молассоидные толщи (O-D).

Оспинско-Китойский и Харанурский массивы представляют собой интенсивно деформированные тектонические покровы, входящие в состав Ильчирского офиолитового пояса. Первый массив общей площадью 200 км² расположен на водоразделе рек Оспы и Китоя. В плане он имеет форму крупного пластообразного тела, ориентированного субконформно субширотному простиранию Главного Саянского разлома.

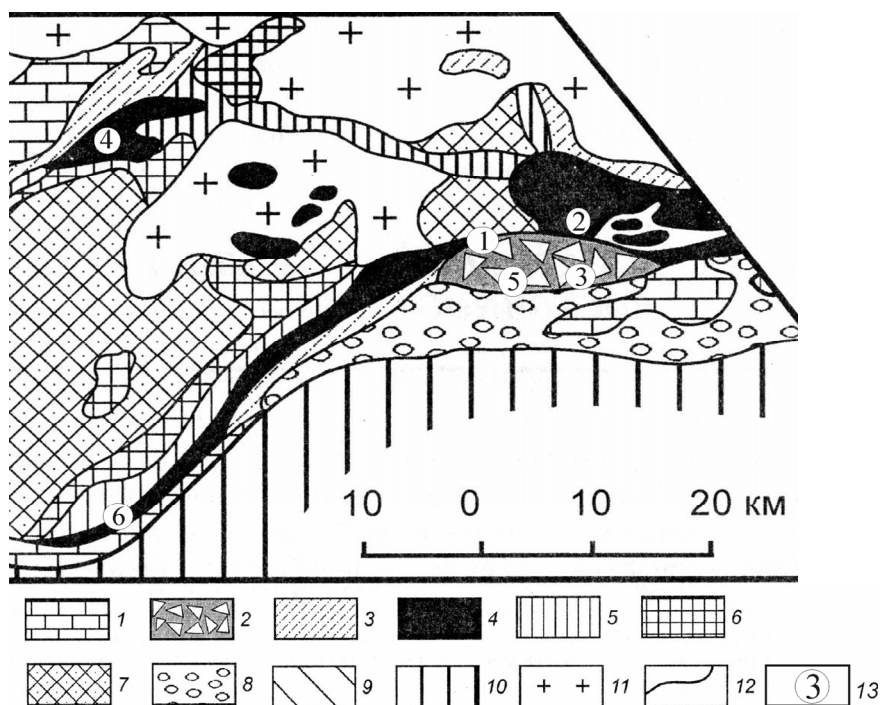


Рис. 1. Строение покровно-складчатого обрамления Гарганской глыбы по [14].

Условные обозначения: 1 – Боксонский покровный комплекс, карбонатные отложения шельфового типа (V-C₂); 2 – Хушагольская пластина, полимиктовый серпентинитовый меланж; 3 – Оспинская пластина Верхнеонотского покрова, карбонатно-глинистая флишoidная толща (V-C₁), эффузивно-сланцевая толща (R₃-V); 4 – пластины и чешуи нижней части Верхнеонотского покрова: породы дунит-гарцбургитового комплекса, расслоенного дунит-верлит-пироксенит-габбрового, габброидного и дайкового комплексов; 5 – Ильчирский покров, сланцевая толща с олистостромовыми горизонтами (V – ?); 6 – паравтохтон, сорванный чехол Гарганской глыбы (R₃); 7 – ремобилизованный в ордовикское время раннепротерозойский фундамент Гарганской глыбы; 8 – неавтохтон, ордовикско(?)–девонские молассоидные образования; 9 – Окинский покров, вулканогенно-терригенные зеленосланцевые толщи; 10 – образования Ильчирской зоны преимущественно карбонатно-терригенные комплексы; 11 – граниты Холбинского и Сумсунурского интрузивных комплексов; 12 – геологические границы; 13 – участки отбора проб: 1 – Зун-Оспинский, 2 – Ильчирский, 3 – Хуша-Гольский, 4 – Харанурский, 5 – Горлык-Гол-Дабанжалгинский, 6 – Улан-Сарьдаг

В южной части массива установлены все элементы офиолитовой ассоциации, находящиеся в сложных структурных взаимоотношениях. Массив сложен в основном дунитами, гарцбургитами, часто серпентинизированными и углеродизированными [6]. Ограниченно развиты лерцолиты, верлиты, жильные пироксениты. Широко представлены продукты метасоматического преобразования ультрабазитов – листвениты и родингиты. Широкое распространение также имеют зоны тальк-карбонатных метасоматитов и регенерированных дунитов. Харанурский гипербазитовый массив расположен в бассейне верхнего течения р. Урик. В плане он образует вы-

тянутое в субширотном направлении тело, общей площадью 33 км². Харанурский массив сложен в основном дунитами и гарцбургитами, которые по периферии сменяются серпентинитами. Широко распространены апогипербазитовые тальк-карбонатные породы [13].

В пределах обоих массивов выявлено большое количество разномастных рудопроявлений хромититов: Зун-Оспинское, Ильчирское, Хуша-Гольское, Горлык-Гол-Дабанжалгинское, Харанурское, Улан-Сарьдагское, которые часто приурочены к участкам серпентинизированных дунитов [5]. Хромититы формируют как небольшие вытянутые тела, размером до 400×20 м² (шлиры, гнездовые обособления, жилы), так и разрозненные участки, обогащенные вкрапленной хромшпинелевой минерализацией. Краткая характеристика хромитовых рудопроявлений приведена по неопубликованным данным О. М. Глазунова.

По форме залегания и структурному положению хромитовых тел среди них можно выделить два типа:

1) линзы, шлиры; шлирово-полосчатые тела хромититов; сплошные сливные руды – в серпентинитах и дунитах, реже в переходах от дунитов к гарцбургитам. Они приурочены к трещинам субширотного простирания. Хромшпинелиды первых двух разновидностей рассеяны практически равномерно, зерна локализованы в виде линейных сегрегаций с теми же элементами залегания. С этими рудопроявлениями пространственно связаны наложенные тела энстатититов;

2) поздняя хромитовая минерализация представлена жильными хромитовыми телами северо-восточного простирания. Жилы массивных хромититов имеют секущее соотношение с элементами протополосчатости массива и шлировой хромитовой минерализации. Жилы приурочены к трещинам меридионального направления, по которым смещаются шлиры и полосы ранних хромитовых тел.

Структурно-текстурные и геохимические особенности хромитовых руд

Хромитовые руды имеют следующий минеральный состав: хромшпинелиды 10–80 %, силикаты 10–80 %; сульфиды, арсениды Ni, Pb, Fe, самородные сплавы Ni₃Fe, МПГ, Au⁰ около 10 %. Хромититы имеют гипидиоморфнозернистую мелко-, средне- до крупнозернистой структуры. В проходящем свете цвет хромшпинелидов варьирует от насыщенного красного до коричневого. Силикаты в хромититах представлены оливином и вторичными продуктами изменения: серпентином, реже тальком, карбонатом, они образуют неправильные зерна и агрегаты в межзерновых пространствах и по трещинкам. Развита магнетит по периферии и трещинкам хромшпинелидов. Часто в хромититах присутствует хромсодержащий хлорит (кеммерерит) и редко – хромсодержащий гранат (уваровит). Изредка в хромититах встречается клинопироксен, амфибол. Хромитовые руды по содержанию хромшпинелида в руде и текстурным особенностям руд подразделяются на несколько типов (табл. 1).

Таблица 1

Содержание хромшпинелидов (хшп) и структурно-текстурные особенности хромитовых руд

Типы руд	Содержание хшп (в %)	Содержание силикатов (в %)	Структурно-текстурные разновидности	Описание руды
Сплошные	90–95	5–10	Массивные	Крупно-, среднезернистые (рис. 2, а)
Густо вкрапленные	70–85	15–30	Рябчиковые	Среднезернистые – агрегаты зерен хромшпинелидов равномерно распределены и образуют пятнистую «рябчиковую» текстуру породы (переходные от средневкрапленных к густовкрапленным рудам) (рис. 2, б)
Средне вкрапленные	30–70	30–70		
Бедно вкрапленные	10–30	70–90	Прожилковые	Разно-, мелкозернистые – прожилки хромитов мощностью 0,5–3 см в серпентинитах, дунитах
Убого вкрапленные	≥ 5	95		Убогая вкрапленность в дунитах, серпентинитах

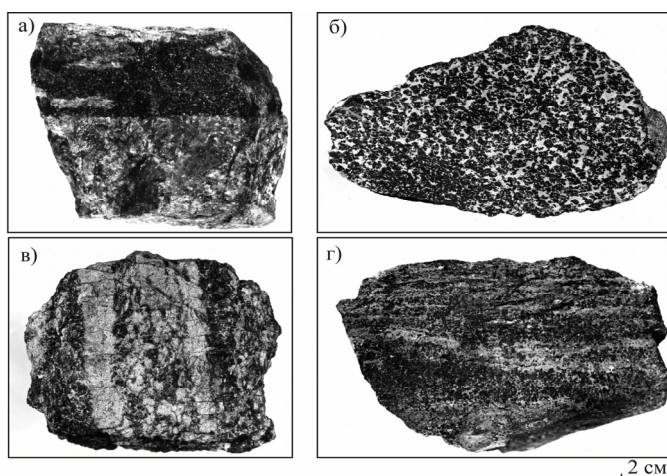


Рис. 2. Структурно-текстурные разновидности хромитовых руд
 а) массивный хромитит в дуните; б) рябчиковый хромитит;
 в) полосчатый хромитит; г) полосчатый вкрапленный хромитит

Для минералов ультрабазитов и хромититов установлены пластические (оливин) и хрупкие (хромшпинелиды) деформации [2]. Исследование внутреннего строения зерен показывает, что среди них имеются как свежие, хорошо сохранившиеся, слаботрешиноватые зерна и их агрегаты, так и зерна и агрегаты, секущиеся субпараллельными и достаточно широкими трещинами, заполненными вторичными фазами.

Химический состав рудных хромшпинелидов

Состав хромшпинелидов варьирует от собственно хромитов до хромпикотитов (рис. 3). В зависимости от локализации хромититов в дунитах или перидотитах, хромшпинелиды подразделяются на три группы (табл. 2).

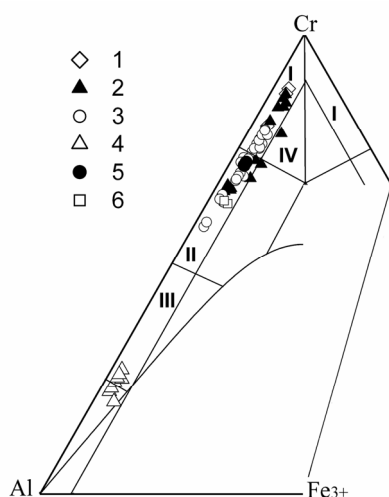


Рис. 3. Диаграмма составов хромшпинелидов из хромитовых руд изученных массивов

Поля составов по Павлову Н. В. [12]: I – хромит; II – алюмохромит; III – хромпикотит; IV – субферрихромит. *Хромшпинелиды из рудопроявлений*: 1 – Зун-Оспинское; 2 – Харанурское; 3 – Ильчирское; 4 – Хуша-Гольское; 5 – Горлык-Гол-Дабанжалгинское; 6 – Улан-Сарьдагское

Таблица 2

Параметры химического состава хромшпинелидов из хромититов

Параметры	I группа		II группа			III группа
	Участки					
	1	2	3	4	5	6
Cr#	92	86,5	80	79,6	80	73
A	7,7	13	19,2	19,7	18	25
f	63,5	62,5	62	56,7	54	71,7
m	39,6	40	41	46,5	50	30

Примечание: 1 – Зун-Оспа; 2 – Хара-Нур; 3 – Ильчир; 4 – Хуша-Гол; 5 – Горлык-Гол-Дабан-Жалга; 6 – Улан-Сарьдаг; $Cr\# = 100 \cdot Cr / (Cr + Al)$; $A = 100 \cdot Al / (Al + Cr + Fe^{2+} + Ti)$; $f = 100 \cdot (Fe^{3+} + Fe^{2+}) / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg)$; $m = 100 \cdot Mg / (Fe^{2+} + Mg)$.

На *Зун-Оспинском* участке основная площадь занята дунитами, меньше развиты перидотиты и серпентиниты. Рудные хромшпинелиды в них характеризуются максимальной ($Cr\#$) = 92, низкой глиноземистостью (A) = 7,7 и повышенной железистостью (f) = 63,5. На *Ильчирском* и *Хуша-*

Гольском участке повышается роль гарцбургитов и одновременно уменьшаются значения (Cr#) в среднем до 80. Самые низкохромистые и наиболее железистые хромшпинелиды выявлены на участке Улан-Сарьдаг (Cr#) = 73, (f) = 71,7. В них широко представлены тальк-карбонатный агрегат и магнетит. Хромшпинелиды этого участка более железистые, в них проявлены более поздние процессы метаморфизма.

По содержанию MgO и FeO изученные хромшпинелиды относятся в основном к магнезиальным разновидностям ($MgO/FeO > 1$), за исключением хромшпинелидов Улан-Сарьдагского участка, представленных железистыми разновидностями. В рассматриваемых шпинелидах установлены низкие содержания NiO (0–0,04 вес %), V_2O_5 (0,06–0,28 вес %), TiO_2 (0–0,07 вес. %), что является характерной чертой хромшпинелидов подформных хромитов из офиолитовых комплексов. Исключение составляют лишь несколько образцов с содержанием $TiO_2 = 0,3–0,43$ вес. %. Хромиты исследуемых массивов по химическому составу очень сходны с хромитами Кемпирсайского (Казахстан), Рай-Из (Полярный Урал), Шишихидского, Наранского, Улахидского (Монголия) массивов, все они относятся к подформным хромитам офиолитовых комплексов [1; 4; 12].

Средний химический состав оливинов в дунитах, гарцбургитах: MgO = 50,2 вес %, FeO = 8 вес %, Mg# = 0,86; NiO = 0,35 вес %; в хромитах MgO = 52,34 вес %, FeO = 6,22 вес %, Mg# = 0,89; NiO = 0,37 вес % [2]. Оливины и хромшпинелиды из ультрабазитов имеют составы, сравнимые с составами этих минералов в мантийных перидотитах (рис. 4, а). [15]. По основным химическим параметрам главных минералов в дунитах и гарцбургитах ультрабазиты относятся к крайне истощенным перидотитам. Фигуративные точки составов аксессуарных и рудных хромшпинелидов либо попадают, либо группируются вблизи полей остроудужных дунитов и перидотитов (рис. 4, б).

Геохимические особенности хромитов

При изучении геохимических особенностей в хромитах были определены содержания ряда микроэлементов (табл. 3). По содержанию и характеру распределения выявлены следующие закономерности:

Ni распределен в породах и рудах неравномерно. Содержание Ni в дунитах и гарцбургитах Ильчирского комплекса составляет около 1120 г/т, при этом он присутствует, как в составе силикатов, так и в собственных минералах: $[Ni_3Fe]$, $[Ni_3S_2]$, $[Ni_5As_2]$, $[{(Ni, Fe)_3 Pb_2} S_2]$. Незначительная доля Ni присутствует также в МПГ. Максимальные содержания Ni наблюдаются в убоговкрапленных рудах, средние содержания составляют 1526 г/т, в отдельных образцах достигают 2450 г/т. С уменьшением доли силикатов в составе пород содержание Ni уменьшается в ряду убоговкрапленные → бедновкрапленные → густовкрапленные → массивные руды.

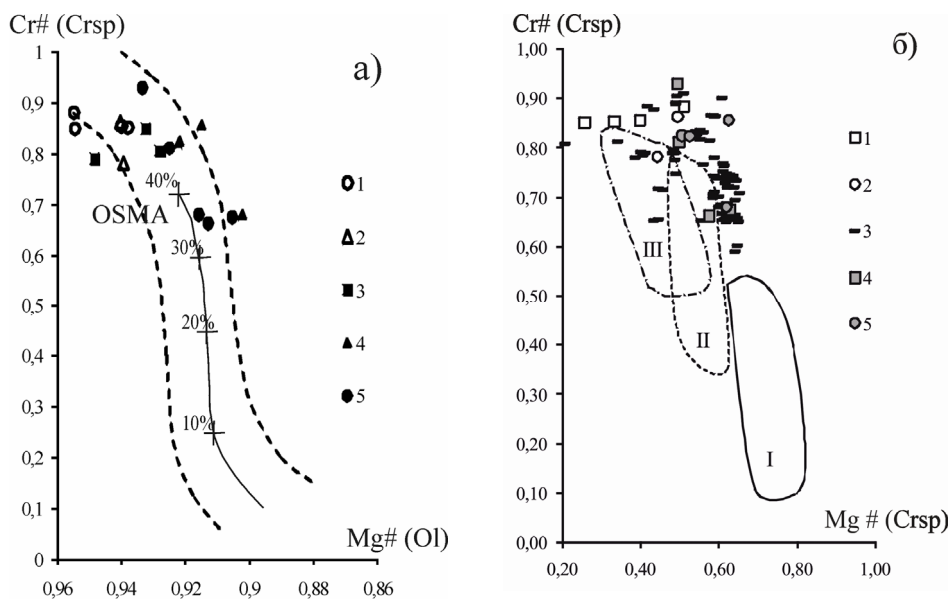


Рис. 4. а) зависимость хромистости $Cr\#$ хромшпинелида (Cr_{sp}) от магнезиальности $Mg\#$ оливина (Ol) в дунитах, гарцбургитах и хромититах Оспинско-Китойского массива. Пунктирной линией показана область составов равновесных оливин-хромшпинелевых мантийных парагенезисов (OSMA) [15]; б) зависимость $Cr\#$ от $Mg\#$ хромшпинелидов; поля составов по [20; 21]. хромшпинелидов из: I – абиссальных перидотитов; островодужных II – дунитов, III – перидотитов. Акцессорные и рудные хромшпинелиды Оспинско-Китойского массива 1, 2, 3 – дуниты, гарцбургиты, хромититы (собственные данные); 4, 5 – дуниты, гарцбургиты (по данным Анциферовой А. Н. [2])

Распределение **Co**, **V**, **Zn**, **Mn** в хромититах неоднородно. Минимальные средние их содержания наблюдаются в убоговкрапленных рудах. Они приблизительно соответствуют содержанию этих элементов в ультрабазитах Ильчирского комплекса.

Для ультрабазитов большинства офиолитовых комплексов характерны крайне низкие концентрации **Zn** (0 – 20 г/т), лишь в редких случаях отмечаются повышенные (70 – 85 г/т) концентрации этого элемента (Корякское нагорье, Новая Каледония) [8]. Ультрабазиты офиолитов Оспинско-Китойского и Харанурского массивов содержат повышенные концентрации **Zn** (70–77,4 г/т). В целом концентрации **Co**, **V**, **Zn**, **Mn** увеличиваются по мере увеличения доли хромита в породе.

Cu, **Au**, **Ag**. Содержание этих элементов не зависит от доли хромита в породе. Максимальные содержания **Au** (41,74 мг/т) отмечаются в прожилковых рудах. Практически во всех образцах этого типа руд силикатная часть представлена серпентином и хлоритом. Характерной особенностью для всех изученных хромититов являются повышенные содержания **Ag** (40–159 мг/т), особенно в прожилковых, метасоматически измененных рудах. При минералогических исследованиях были обнаружены соединения **Cu** с

ЭПГ, а также с Au, хотя корреляция между содержаниями Cu и Au в породах и рудах не выявлена. По-видимому, это связано с тем, что в ультрабазитах и хромититах эти элементы в основном находятся в собственных, более поздних минералах (сульфидах Cu, Ag, Au⁰) на гидротермальной стадии, количество которых в ультрабазитах и хромититах весьма незначительно.

Таблица 3

Средние содержания микроэлементов в хромитовых рудах
Оспинско-Китойского и Харанурского массивов

Элемент	Убоговкрапленные (N = 7)	Бедновкрапленные (прожилковые) (N = 6)	Густовкрапленные (N = 5)	Массивные (N = 16)
Au	9,8	23,7	19,88	21
Ag	62	157	41	52
Ni	$\frac{1526 (30)}{961,26}$	$\frac{2025}{439,8}$	$\frac{1195}{398}$	$\frac{1256}{263}$
Co	$\frac{78,83 (5)}{23}$	$\frac{181,33}{47,2}$	$\frac{220,4}{62}$	$\frac{242,3}{101,3}$
V	$\frac{28 (1130)}{16}$	$\frac{201,7}{112}$	$\frac{346,6}{297}$	$\frac{720,2}{267,3}$
Cu	$\frac{10,5}{7,4}$	$\frac{23,4}{38,5}$	$\frac{8,6}{3,2}$	$\frac{10,4 (182)}{7,44}$
Zn	$\frac{52}{30}$	$\frac{701}{439}$	$\frac{528,4}{476}$	$\frac{1068}{1064}$
Sr	$\frac{3,9 (263)}{2,5}$	$\frac{3,9}{5,4}$	$\frac{1,54}{0,55}$	$\frac{2,26}{2,43}$
Mn	$\frac{787,8}{290,6}$	$\frac{2030}{997}$	$\frac{2226}{1756}$	$\frac{2303 (19400)}{2182}$
Ga	$\frac{10,7}{8,9}$	$\frac{13,5}{7,4}$	$\frac{22,6}{5,22}$	$\frac{23,6}{8,9}$

Примечание: в числителе – среднее содержание элемента, в знаменателе – стандартное отклонение, в скобках указаны аномальные (низкие, либо высокие) концентрации элементов, N – количество анализов; Au, Ag в мг/т, остальные в г/т.

Распределение ЭПГ в ультрабазитах и хромитовых рудах

Распределение ЭПГ в ультрабазитах

Согласно литературным данным примитивная мантия и шпинелевые лерцолиты характеризуются субхондритовым (нефракционированным) распределением ЭПГ [24; 28]. Отношения $(Ru/Ir)_N$ в примитивной мантии близки к 1, в шпинелевых лерцолитах намечается фракционирование, выражающееся в повышении концентрации Ru (рис. 5).

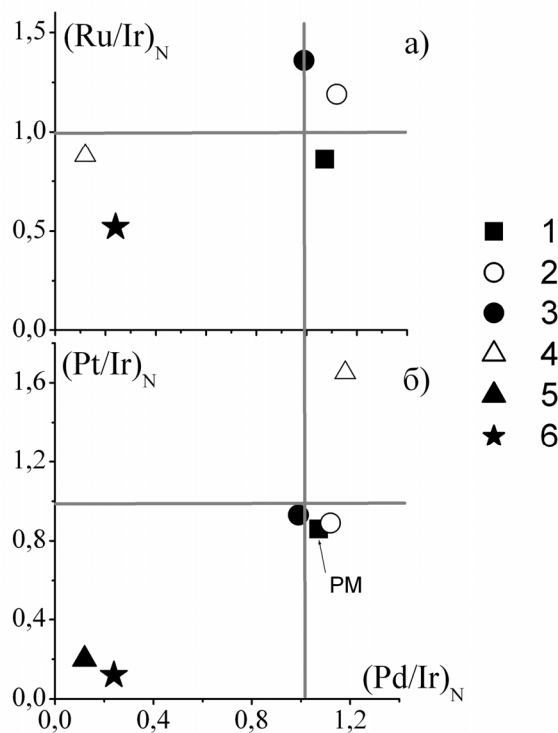


Рис. 5. Хондрит нормализованные отношения
а) $(Pd/Ir)_N - (Ru/Ir)_N$; б) $(Pd/Ir)_N - (Pt/Ir)_N$.

Условные обозначения: 1 – примитивная мантия (PM) [28]; 2 – шпинелевые лерцолиты [24]; 3 – шпинелевые лерцолиты Cameroon Line [27]; 4 – гарцбургиты [25]; 5 – дуниты [29]; 6 – дуниты с убоговкрапленной хромшпинелевой минерализацией (Оспинско-Китойский массив)

Фракционированное хондрит-нормированное распределение имеют гарцбургиты и дуниты из офиолитовых комплексов. Распределение ЭПГ в ультрабазитах Оспинско-Китойского массива (рис. 6, а) аналогично их распределению в гарцбургитах и дунитах офиолитовых комплексов. Для этих пород характерен отрицательный наклон кривых распределения на интервале от Ru → Rh, Pt и пологий положительный наклон на интервале Pt к Pd. Гарцбургиты офиолитовых комплексов имеют повышенные $(Pd/Ir)_N$, $(Pt/Ir)_N$ отношения, а $(Ru/Ir)_N$ близко к хондритовому. Напротив, для дунитов офиолитовых комплексов и Оспинско-Китойского массива наблюдаются низкие отношения этих элементов. Фигуративные точки дунитов и гарцбургитов Оспинско-Китойского массива на диаграмме зависимости отношений (Pd/Ir) и $(Pt/Pt)^*$ [22] образуют поле в нижней части диаграммы, близко к тренду деплетирования (рис. 6, б).

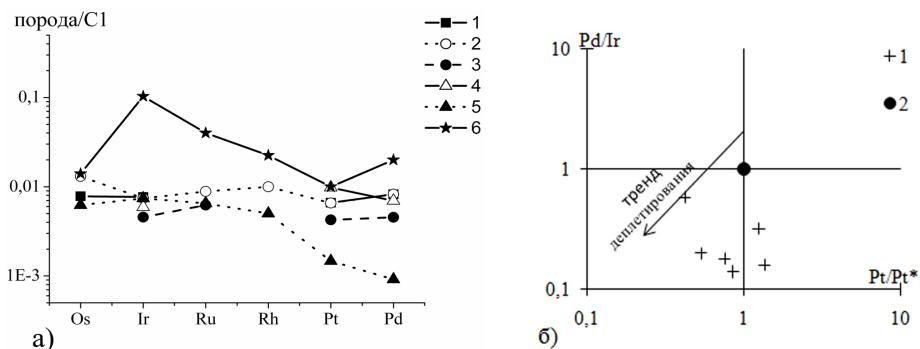


Рис. 6. а) распределение ЭПГ, нормированных на хондрит C1. Условные обозначения см. рис. 5; б) зависимость величины платиновой аномалии Pt/Pt^* от величины Pd/Ir и тренд деплетирования, где Pt^* – платиновая аномалия;

$$Pt^* = 8,3 \times \sqrt{(Rh + 1,6)} \times (Pd + 4,4) \quad [22];$$

1 – дуниты, гарцбургиты с убоговкрапленной хромшпинелидовой минерализацией; 2 – состав примитивной (астеносферной) мантии [17]

Распределение ЭПГ в хромитовых рудах

При изучении распределения ЭПГ в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд было установлено, что закономерное увеличение содержания ЭПГ происходит от убоговкрапленных к массивным рудам, прежде всего это касается тугоплавких ЭПГ (Os, Ir, Ru). Содержания Pt, Pd остаются приблизительно на уровне. Значения $Pd/Ir < 1$ и с увеличением доли хромита в рудах, Pd/Ir отношение уменьшается (табл. 4, рис. 7).

Не установлено, какой-либо закономерности в пространственном распределении (по участкам) ЭПГ. Кривые распределения ЭПГ для всех типов руд имеют приблизительно одинаковый наклон (рис. 7), при этом наблюдаются различия по абсолютным значениям концентраций ЭПГ. Распределение ЭПГ в хромитовых рудах изученных массивов соответствует такому в подиформных хромититах других офиолитовых комплексов – [Ru-Ir-Os] геохимический тип (Рай-Из, Оман массивы и др.) [4; 16]. На Ильчирском участке в хромититах из свалов в одном образце обнаружены аномально высокие для этих пород концентрации Rh, Pt, Pd. Там же обнаружены [11] образцы хромититов с повышенными концентрациями легкоплавких ЭПГ – [Pt-Pd] геохимический тип.

В хромититах исследованных массивов обнаружены следующие минералы платиновой группы (МПГ), которые согласно номенклатуре ЭПГ [23] соответствуют: рутению, осмию, иридию, рутениридосмину [5; 7]. Кроме соединений Ru-Ir-Os, в шлифах хромититов на сканирующем электронном микроскопе, были обнаружены такие фазы, как: (Pt-Ir-Ni-Fe); (Ir-Ru-Fe), находящиеся в сростании с (Cu-Pt-Fe-Pb); (Ru-Ir-Pb).

Таблица 4

Содержание элементов платиновой группы в различных типах хромитовых руд Оспинско-Китойского и Харанурского массивов (в мг/т)

		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Сумма
I	1	65,27	50	10	2	10	7	144,27
	2	116,04	90	110	2	10	18	346,04
	3	65,27	50	60	2	22	16	215,27
	4	65,27	50	10	2	10	29	166,27
	5	65,27	50	40	2	10	7	174,27
	среднее	75,42	58,00	46,00	2,00	12,40	15,40	209,22
II	6	65,27	50	30	2	10	31	188,27
	7	65,27	50	120	2	29	26	292,27
	8	90,65	70	85	2	10	8	265,65
	9	12	6	7	2	5	5	37
	10	27	15	42	3	5	5	97
	11	20	9	25	4	3	2	63
	среднее	46,70	33,33	51,50	2,50	10,33	12,83	157,20
III	12	37	26	20	3	9	3	98
	13	18	21	19	11	25	4	98
	14	13	5	14	6	16	28	82
	15	71	34	64	8	5	5	187
	16	18	9	110	27	6	5	175
	17	63	47	35	5	11	3	164
	среднее	31,4	19	45,4	11	12,2	9	128
IV	18	344,51	270	500	14	27	43	1198,51
	19	458,75	360	330	6	19	16	1189,75
	20	128,73	100	90	8	25	46	397,73
	21	90,65	70	70	2	12	14	258,65
	22	63	61	63	7	10	5	209
	23	118	88	150	11	23	4	394
	24	215,58	170	190	5	18	28	626,58
среднее	202,75	159,86	199,00	7,57	19,14	22,29	610,60	
V	25	725,3	570	1380	48	190	100	3013,3
	26	319,13	250	355	3,7	17	14	958,83
	27	369	290	480	6	19	13	1177
	28	306,43	240	250	2	16	26	840,43
	29	382,59	300	320	4	12	20	1038,59
	30	369	290	280	5	12	19	975
	31	395,28	310	390	3	17	29	1144,28
	32	281,05	220	370	2	30	18	921,05
	33	77,96	60	150	9	10	5	311,96
	34	114,77	89	47	4	9	5	268,77
	35	28	25	29	3	1	2	88
	36	100	75	63	4	4	2	248
37	148	160	130	11	14	5	468	
38	370	290	120	12	19	5	816	
среднее	284,75	226,36	311,71	8,34	26,43	18,79	876,37	

Примечание: Содержание ЭПГ в образцах (1–7); (18–21); (25–32) – определены атомно-абсорбционным методом, в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик Цимбалист В. Г. Концентрация Os рассчитана по формуле $\{y = 1,217x + 5,309\}$; $R^2 = 0,95$, где $y = Ir$, $x = Os$; R^2 – коэффициент корреляции. В образцах (8–7); (22–24); (33–38) ЭПГ определены химико-пробирно-масс-спектрометрическим методом, в Аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ (Москва), аналитик Пучкова Т. В.

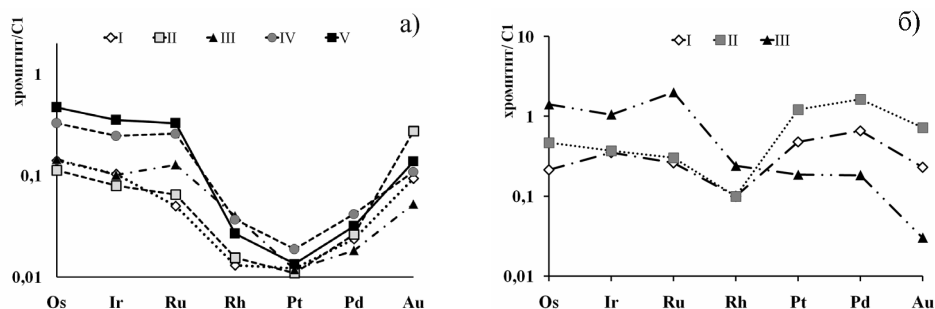


Рис. 7. Распределение ЭПГ в хромитовых рудах: а) Ru-Ir-Os геохимический тип (I группа): I – убоговкрапленные; II – бедновкрапленные; III – средневкрапленные; IV – густовкрапленные; V – массивные руды; б) Pt-Pd геохимический тип (II группа): 1, 2 по данным Орсова [11]; 3 – авторские данные

Обсуждение результатов

На основании имеющихся геологических данных, а также по результатам изучения форм залегания и структурного положения хромитовых тел можно выделить два типа: более ранние (линзы, шлиры, сплошные руды) и более поздние. Шлиры и полосы хромититов ранней генерации смещаются по секущим трещинам меридионального простирания, к которым приурочены жилы хромититов второй генерации, что указывает на их более позднее образование. Различия в составе хромшпинелидов из хромитовых руд могут свидетельствовать о вариациях степени частичного плавления верхней мантии, а также о различном вкладе деформационной составляющей, которая, как известно, также влияет на химический состав хромшпинелидов [2]. Структурное положение хромититов и особенности химического состава как рудных, так и аксессуарных хромшпинелидов в ультрамафитах изученных массивов находят свое объяснение в рамках модели – *реакционного взаимодействия примитивных мантийных мафитовых расплавов с реститовыми перидотитами* в комбинации со смещением различных по составу магм [15; 31]. Эта модель включает несколько стадий (рис. 8):

1. Примитивный мафитовый расплав (А) по проницаемым зонам проникает во вмещающие деплетированные перидотиты. В условиях сравнительно низких давлений (P_{H_2O}) и высоких температур, благоприятных для растворения ортопироксена, происходит реакционное растворение ортопироксена и его компонентов из перидотитов с образованием «вторичных» дунитов и обогащенного SiO_2 и Cr_2O_3 расплава вдоль линии AX (тренд взаимодействия).

2. В результате такого взаимодействия расплав смещается с оливин-хромитовой котектики в поле стабильности хромита, формируя мономинеральные агрегаты хромшпинелида. Далее расплав фракционирует вдоль линии (XY)

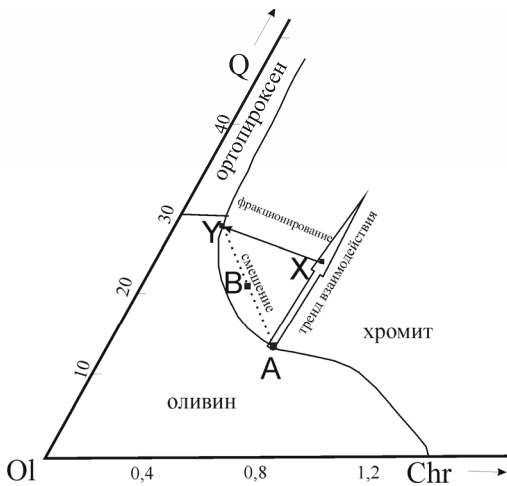


Рис. 8. Модель генезиса подиформной хромитовой минерализации в результате реакционного взаимодействия перидотит/расплав и смешение магм [31].

Ol – оливин, Chr – хромит, Q – кварц

3. Фракционированный расплав (Y), смешиваясь с новыми порциями примитивного расплава (A), может образовывать расплав (B), который также лежит в поле хромита.

В хромититах Оспинско-Китойского и Хара-Нурского массивов можно выделить три стадии формирования хромитовых тел: 1-я стадия – деплетирование пород верхней мантии с формированием убого-, редковкрапленной хромшпинелевой минерализации; 2-я стадия – реакционное взаимодействие мантийных перидотитов и мантийных расплавов с образованием подиформных тел хромититов с ЭПГ минерализацией; 3-я стадия – формирование поздних секущих жил хромититов.

Геохимические характеристики изученных хромититов, в том числе содержания Ni, Co, V, Zn, Mn, Cu, Au, Ag, зависят от следующих факторов:

а) форма нахождения элементов – минеральные фазы, либо элементы-примеси, входящие в хромшпинелиды (Co, V, Zn, Mn);

б) тип руды, т. е. доля силикатной составляющей (оливина) и степень ее изменения (серпентинизация, хлоритизация, лиственитизация) – образование поздних минералов Ni, Zn, Cu, Au, Ag на метасоматической или гидротермальной стадии.

Согласно диаграмме в координатах Pd/Ir – Pt/Pt*, образование дунитов, гарцбургитов Оспинско-Китойского массива могло происходить в результате частичного плавления верхней мантии, в ходе которого Pt, Pd, Rh уходят в расплав, соответственно значения [Pt/Pt*], [Pd/Ir] уменьшаются [17; 27]. Распределение ЭПГ в ультрабазитах Оспинско-Китойского массива отражает фракционирование ЭПГ в ходе частичного плавления и формирования дунитов, гарцбургитов. Более высокие концентрации ЭПГ в дунитах Оспинско-Китойского массива относительно ультрабазитов других офиолитовых комплексов можно объяснить тем, что содержание хромшпинелидов в них больше аксессуарной вкрапленности. Процессы, приводящие к экстремальному фракционированию ЭПГ, могут быть связаны с флюидонасыщенными супрасубдукционными обстановками [20].

Факторами, приводящими к фракционированию ЭПГ во флюидонасыщенных супрасубдукционных обстановках, являются следующие:

- 1) высокая степень частичного плавления верхней мантии, по сравнению с плавлением в «сухих» системах;
- 2) фракционирование ЭПГ может быть обусловлено флюидной транспортировкой более мобильных Pt, Pd элементов, мобилизованных магматическим флюидом.

Рост концентраций ЭПГ происходит с увеличением доли хромита в породе. Концентрирование ЭПГ происходило в богатых Cr расплавах. Оксидно-рудные расплавы являются ионными жидкостями [10], а в силикатном расплаве платиноиды находятся преимущественно в ионной форме [18]. Это подтверждается не только приуроченностью ЭПГ минерализации к хромитам, но также резко повышенным содержанием ЭПГ в хромититах по отношению к вмещающим породам. Хотя жидкие окисно-рудные ликваты растворяют в себе большое количество ЭПГ, при последующей кристаллизации хромита платиноиды обособляются в виде самостоятельных фаз, так как растворимость ЭПГ в оксидно-рудных минералах в твердом состоянии резко сокращается. Адсорбционное обогащение рудных ликватов ЭПГ в силу высоких коэффициентов распределения ЭПГ между хромитовой жидкостью и силикатным расплавом обуславливает появление платиноидно-хромитовых руд [9] с Os-Ir-Ru специализацией, а Rh, Pt, Pd как несовместимые с хромитовой жидкостью, и более мобильные фазы переходят в подвижные комплексы на постмагматическом этапе. Мобилизация ЭПГ в таких флюидах подтверждена теоретическими и экспериментальными исследованиями [30]. В хромититах Оспинско-Китойского массива выявлено два типа распределения ЭПГ: I – [Ru-Ir-Os]; II – [Pt-Pd]. Некоторые офиолитовые комплексы обогащены Pt, Pd – Унст, Шетланд Айслес. В таких офиолитовых комплексах обогащенные Pt, Pd зоны локализируются в мощной толще нижнекоровых сульфидсодержащих дунитов (1500–2000 м), обогащенных хромшпинелидами, хромититах, верлитах, входящих в магматическую расслоенную серию. Другая причина повышенных содержаний Pt, Pd в дунитах и хромититах офиолитовых комплексов – изменение под влиянием гидротермальных процессов, путем локальной ремобилизации и переотложения ЭПГ. Например, в офиолитах Семэйл обогащенные Pt, Pd зоны приурочены к сульфидсодержащим серпентинитам. В случае обогащения Pt и Pd в ходе магматических процессов, а не ремобилизации в ходе гидротермальных процессов, эти элементы должны концентрироваться с первыми сульфидами [26]. В дунитах и хромититах Оспинско-Китойского и Хара-Нурского массивов не обнаружены магматические сульфиды. Кроме того, в пределах Ильчирского участка, на котором были выявлены повышенные концентрации Pt, Pd, широко развиты листовениты, жилы магнетита. Обогащение Pt, Pd в хромититах Ильчирского участка связано с локальной ремобилизацией и переотложением ЭПГ в ходе метасоматоза и гидротермальной деятельности. Также, возможно, повлияло присутствие пород переходной зоны на данном участке (дуниты,

хромититы, верлиты, оливиновые клинопироксениты, оливиновое габбро) [3], которые могли быть источником этих Pt, Pd.

Выводы

I. Ультрабазиты рассматриваемых массивов представлены тектонизированными реститовыми, крайне истощенными перидотитами, образовавшимися в результате частичного плавления верхней мантии в субдукционных обстановках.

II. Особенности структурного положения тел рудных хромититов и их химический состав находят свое объяснение в рамках модели реакционного взаимодействия примитивных мантийных мафитовых расплавов с реститовыми перидотитами в комбинации со смешением различных по составу магм.

III. Определены характеристики хромитовых руд, установлено увеличение концентраций Co, V, Zn, Mn, а также ЭПГ в ряду от убоговкрапленных к сплошным хромитовым рудам, что указывает на накопление этих элементов в стадию хромитообразования. В свою очередь, Au и Ag концентрировались на стадии метасоматического изменения ультраосновных пород с прожилковой хромитовой минерализацией.

IV. Увеличение содержаний ЭПГ происходит с увеличением доли хромита в породе. ЭПГ концентрировалось в богатых Cr расплавах. При кристаллизации хромита платиноиды обособлялись в виде самостоятельных фаз, представленных, в основном, Ru-Ir-Os сплавами. На основании распределения ЭПГ в густовкрапленных и сплошных типах хромитовых руд в массивах выделено два геохимических типа платинометальной минерализации: [Ru-Ir-Os] и [Pt-Pd]. Обогащение Pt, Pd, Au в хромититах Ильчирского участка связано с локальной ремобилизацией и переотложением ЭПГ в ходе метасоматоза.

Список литературы

1. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы / Л. В. Агафонов [и др.]. – УБ., 2005. – 224 с.
2. Анциферова Т. Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива : дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Т. Н. Анциферова. – Улан-Удэ, 2006. – 172 с.
3. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / ред.: Н. Л. Добрецов, В. И. Игнатович. – Новосибирск : Наука, 1988. – 192 с.
4. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала / Л. И. Гурская [и др.]. – СПб. : Изд-во С.-Петерб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. – 306 с. + вкл.
5. Уникальная платинометальная и никелевая минерализация в офиолитах Оспино-Китойского района (Восточный Саян) / С. М. Жмодик [и др.] // Докл. Акад. наук. – 2000. – Т. 373, № 1. – С. 73–77.
6. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация / С. М. Жмодик [и др.] // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 2. – С. 228–243.

7. *Киселева О. Н.* Благороднометалльная и никелевая минерализация в хромититах Оспа-Китойского района (Восточный Саян) / О. Н. Киселева, С. М. Жмодик, Л. В. Агафонов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения : материалы III междунар. конф. Качканар, 28 августа – 2 сентября 2009 г. – Екатеринбург : Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. – Т. 1. – С. 216–218.
8. Магматические горные породы. В 6 т. Т. 5. Ультраосновные породы / ред. О. А. Богатикова. – М. : Наука, 1988. – 508 с.
9. *Округин А. В.* Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах / А. В. Округин // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23, № 2. – С. 63–75.
10. *Ольшанский Я. И.* Об ионно-электронных жидкостях / Я. И. Ольшанский // Докл. АН СССР. – 1950. – Т. 71, № 4. – С. 701–704.
11. *Орсоев Д. А.* Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (В. Саян) / Д. А. Орсоев, Н. Д. Толстых, Е. В. Кислов // Зап. ВМО. – 2001. – Ч. СХХХ, № 4. – С. 61–71.
12. *Павлов Н. В.* Хромиты Кемпирсайского плутона / Н. В. Павлов, Г. Г. Кравченко, И. М. Чупрынина. – М. : Наука, 1968. – 197 с.
13. *Пинус Г. В.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири / Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник. – М. : Наука, 1966. – 203 с.
14. *Федотова А. А.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе / А. А. Федотова, Е. В. Хаин. – М. : Науч. мир, 2002. – 176 с.
15. *Arai S.* Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as melt-mantle interaction products / S. Arai, H. Yurimoto // *Economy Geology*. – 1994. – Vol. 89. – P. 1279–1288.
16. *Arai S.* Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration / S. Arai, J. Uesugi, A. H. Ahmed // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2004. – P. 145–154.
17. *Barnes S. J.* The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas / S. J. Barnes, A. J. Naldrett, M. P. Gorton // *Chemical Geology*. – 1985. – Vol. 53. – P. 303–323.
18. *Borisov A.* Solubilities of noble metals as derived from experiments in Fe-free systems / A. Borisov, H. Palme // *Amer. Mineral.* – 2000. – Vol. 85. – P. 1665–1673.
19. *Crocket J. H.* Platinum-group element geochemistry of mafic and ultramafic rocks / J. H. Crocket; ed. by L. J. Cabri // *In the Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum – Group Elements*. – Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002. – Special volume 54. – P. 193–197.
20. *Dick H. J.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinotype peridotites and spatially associated lavas / H. J. Dick, T. Bullen // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1984. – Vol. 86. – P. 54–76.
21. *Ishii T.* Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc / T. Ishii, P. T. Robinson, H. Maekawa, R. Fiske // *Proc. ODP. Sci. Res.* – 1992. – Vol. 125. – P. 445–485.
22. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results / G. Garuti [et al.] // *Tectonophysics*. – 1997. – Vol. 276, N 1–4. – P. 181–194.
23. *Harris D. C.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision / D. C. Harris, L. J. Cabri // *Canadian Mineralogist*. – 1991. – Vol. 29. – P. 231–237.

24. *Leblanc M.* Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor / M. Leblanc ; ed. by T. J. Peters, A. Nicolas and R. G. Coleman // *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Proceedings of the ophiolite conference, held in Muscat, Oman, 7–18 January 1990.* – P. 231–260.

25. *Lorand J. P.* Abundance and distribution of Cu-Fe-Ni sulfides, sulfur, copper, and platinum-group elements in orogenic type spinel lherzolite massives of Ariège (northeastern Pyrenees, France) / J. P. Lorand // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 1989. – Vol. 93. – P. 50–64.

26. *Oshin I. O.* Noble metals in Thetford Mines ophiolites, Quebec, Canada / I. O. Oshin and J. H. Crocket // *Econ. Geol.* – 1982. – Vol. 77. – P. 1556–1570.

27. *Prichard H. M.* A model to explain the occurrence of platinum – and palladium – rich ophiolite complexes / H. M. Prichard, R. A. Lord, C. R. Neary // *Journal of the Geological Society.* – 1996. – Vol. 153. – P. 323–328.

28. Platinum-group element abundance patterns in different mantle environments / M. Rehkämper [et al.] // *Science.* – 1997. – Vol. 278. – P. 1595–1598.

29. *Sun.* Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle / Sun, Shen-Su // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1982. – Vol. 46. – P. 179–192.

30. *Wood S. A.* Thermodynamic calculation of the volatility of the platinum group elements (PGE): The PGE content of fluids at magmatic temperatures / S. A. Wood // *Geochim Cosmochim Acta.* – 1987. – Vol. 51. – P. 3041–3050.

31. *Zhou M. F.* Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt – rock interaction and chromite segregation in the upper mantle / M. F. Zhou, P. T. Robinson, J. Malpas, Z. Li. // *J. Petrology.* – 1996. – Vol. 37. – P. 3–21.

Geochemical Features, Distribution PGE, Genesis Ultramafitov and Chromite ores Ospinsko-Kitoyskogo, Haranurskogo Massives (East Sayan)

O. N. Kiseleva, L. V. Agafonov, V. G. Tsimbalist

Annotation. A subject genesis of dunite-harzburgite complex and chromitites of Ospinsko-Kitoyskiy, Haranurskiy massives was considered on basis of data chemical composition chromspinelides, distribution of PGE in those rocks. They have fractionated PGE patterns with enrichment of Os, Ir, Ru and depletion of Rh, Pt, Pd. A two geochemical type of PGE distribution: [Ru-Ir-Os]; [Pt-Pd- Au] was emplaced in chromitites. Local enrichment of Pt, Pd, Au is caused remobilization PGE during metasomatic in chromitites.

Key words: Ultramafites, chromitites, PGE distribution, genesis.

Киселева Ольга Николаевна
инженер I категории
Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп.
Академика Коптюга, 3
тел. (383) 330–79–41

Kiseleva Olga Nikolaevna
Engineer
Institute of Geology and Mineralogy
SB RAS
3, Akademic Koptug st., Novosibirsk,
630090
tel.: (383) 330–79–41

Агафонов Леонид Васильевич
кандидат геолого-минералогических
наук, старший научный сотрудник
Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп.
Академика Коптюга, 3
тел.: (383) 333–26–86

Agafonov Leonid Vasilevich
Ph. D. in Geology and Mineralogy
Senior Researcher
Institute of Geology and Mineralogy
SB RAS
3, Academic Koptug st., Novosibirsk,
630090
tel.: (383) 333–26–86

Цимбалист Валентина Григорьевна
кандидат химических наук, старший
научный сотрудник
Институт геологии и минералогии им.
В. С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп.
Академика Коптюга, 3
тел.: (383) 335–64–48

Tsimbalist Valentina Grigorievna
Ph. D. in Geology and Mineralogy
Senior Researcher
Institute of Geology and Mineralogy
SB RAS
3, Academic Koptug st., Novosibirsk,
630090
tel.: (383) 335–64–48