

С. Г. Ковалев, А. П. Черников, А. В. Бурдаков

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ХРОМИТОВЫХ РУД МАССИВОВ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Гипербазитовые массивы Крака расположены в северной части Зилаирского мегасинклиория, протягиваясь с севера на юг более чем на 60 км. Общая их площадь составляет свыше 800 км². Хребет подразделяется на четыре крупных массива: Северный, Средний, Южный и Узянский Крака (рис. 1), каждому из которых присущи свои особенности геологического строения.

На сегодняшний день в пределах массивов известно свыше 200 мелких месторождений и рудопроявлений хромитов. Проведенные нами детальные исследования хромитовой минерализации кракинских массивов позволили выделить 4 основных структурно-генетических типа объектов, приуроченных: 1) к нерасчлененным лерцолит-гарцбургитам; 2) к дунит-гарцбургитовому комплексу; 3) к телам «вторичных» дунитов; 4) к краевым дунитам полосчатого комплекса [Ковалев, Салихов, 2000].

При всех отличиях в условиях формирования хромитовых объектов практически во всех из них выделяются три типа руд: массивные, вкрапленные и такситовые (шлирово-такситовые, полосчатые).

По составу хромшпинелиды массивных руд относятся к хромитам и хромпикотитам: $(\text{Mn}_{0,09} \text{Fe}_{2,74} \text{Mg}_{5,17-5,26})_8 (\text{Al}_{3,3-3,54} \text{Cr}_{11,98-12,46} \text{Fe}_{0,72})_{16} \text{O}_{32}$ — хромиты; $(\text{Mn}_{0,09} \text{Fe}_{2,13-2,9} \text{Mg}_{5,1-5,87})_8 (\text{Al}_{7,09-8,13} \text{Ti}_{0,05} \text{Cr}_{7,14-7,42} \text{Fe}_{0,19-0,73})_{16} \text{O}_{32}$ — хромпикотиты. Содержания отдельных компонентов в них подвержены значительным вариациям (в %): Cr — 26,8–42,19; Al — 4,94–15,88; Mg — 7,95–10,29; Fe — 9,55–13,06. В качестве постоянных примесей присутствуют: Ti (до 0,18%), Mn (до 0,35%), Ni (до 0,35%). Химический состав руд в целом также изменяется в довольно значительных пределах: Cr₂O₃ — от 25,85 до 45,8%; SiO₂ — от 6,7 до 14%; Fe₂O₃ — от 11,4 до 17,8%; FeO — от 0,33 до 0,77%; MgO — от 8,6 до 15,4%; MnO — от 0,01 до 0,11%. В качестве элементов-примесей в них установлены медь (от 0,002 до 0,035%), цинк (0,014 до 0,058%), кобальт (от 0,01 до 0,017%) и никель (от 0,064 до 0,14%).

По составу хромшпинелиды густовкрапленных и вкрапленных разновидностей близки между собой. Они относятся к хромитам, хромпикотитам и реже алюмохромитам: $(\text{Mn}_{0,08} \text{Fe}_{2,87-3,03} \text{Mg}_{5,13})_8 (\text{Al}_{2,86-3,42} \text{Cr}_{12,28-12,52} \text{Fe}_{0,22-0,62} \text{Ti}_{0,06})_{16} \text{O}_{32}$ — хромиты; $(\text{Mn}_{0,13} \text{Fe}_{3,7} \text{Mg}_{4,17})_8 (\text{Al}_{3,11} \text{Ti}_{0,02} \text{Cr}_{11,86} \text{Fe}_{1,01})_{16} \text{O}_{32}$ — алюмохромиты. Химический состав хромшпинелидов вкрапленных руд подвержен значительным вариациям (вес. %): Cr — 40,9–42,44; Al — 4,63–5,91; Mg — 6,5–8,07; Fe — 11,4–16,03. Набор постоянно присутствующих примесных элементов довольно обширен и разнообразен: Ni (до

0,26%), Co (до 0,03%), Mn (0,02–0,46%), Si (до 0,13%), Cu (0,02–0,07%), Zn (0,09–0,11%). Содержания основных компонентов в химическом составе вкрапленных руд изменяются в следующих пределах: Cr₂O₃ — 11,4–29,3%; SiO₂ — 8,14–28,11%; Fe₂O₃ — 10,8–17,4%; FeO — 0,36–0,94%; MgO — 2,8–27,2%; MnO — 0,06–0,24%; Cu — 0,002–0,039%; Zn — 0,017–0,05%; Co — 0,009–0,0016%; Ni — 0,099–0,021%.

Хромшпинелиды, слагающие такситовые разновидности, относятся к хромпикотитам и алюмохромитам: $(\text{Mn}_{0,07} \text{Fe}_{3,12-3,56} \text{Mg}_{4,44-4,81})_8 (\text{Al}_{3,97-4,74} \text{Ti}_{0,03-0,05} \text{Cr}_{9,97-10,79} \text{Fe}_{1,19-1,26})_{16} \text{O}_{32}$ — алюмохромиты; $(\text{Fe}_{3,52} \text{Mg}_{4,48})_8 (\text{Al}_{7,65} \text{Cr}_{7,54} \text{Fe}_{0,81})_{16} \text{O}_{32}$ — хромпикотиты. Содержания основных компонентов изменяются в пределах: Cr — 28,84–36,75%; Al — 5,75–15,17%; Mg — 6,58–8,0; Fe — 15,22–17,9%. Из второстепенных постоянно присутствуют: Ni (0,02–0,22%); Co (до 0,09%); Ti (до 0,16%); Mn (до 0,23%). Химический состав этих разновидностей руд варьирует в широких пределах: Cr₂O₃ — 19,1–25,0%; Fe₂O₃ — 12,0%; FeO — 0,64%; MgO — 20,0%; MnO — 0,09%; Cu — 0,029%; Zn — 0,016%; Co — 0,015%; Ni — 0,18%.

Анализ материалов по вещественному составу руд показывает, что все они относятся к «смешанному» типу, т.е. в пределах массивов отсутствуют объекты, сложенные как высокоглиноземистыми, так и высокохромистыми разновидностями, что хорошо иллюстрируется диаграммой Al₂O₃ — Cr₂O₃ (рис. 2). С определенной долей условности можно говорить лишь о преобладающем количестве отдельных разновидностей хромшпинелидов и, как следствие этого, использовать при характеристике руд определения «высокохромистые» и «глиноземистые».

Из анализа этой же диаграммы следует, что аксессуарные хромшпинелиды из гарцбургитов кракинских массивов попадают в поле шпинель-пироксеновой фации глубинности, что в свою очередь может служить косвенным доказательством принадлежности пород, слагающих массивы Крака, к первичному субстрату верхней мантии, представленному шпинелевыми перидотитами.

Содержания элементов платиновой группы в рудах массивов подвержены значительным вариациям (табл.), но в то же время для них характерны определенные общие закономерности. Согласно существующим представлениям, высокохромистые разновидности руд характерны для массивов гарцбургитового типа (дунит-гарцбургитовой формации), то есть для наиболее истощенных фрагментов океанической коры. Как правило, в этих же породах

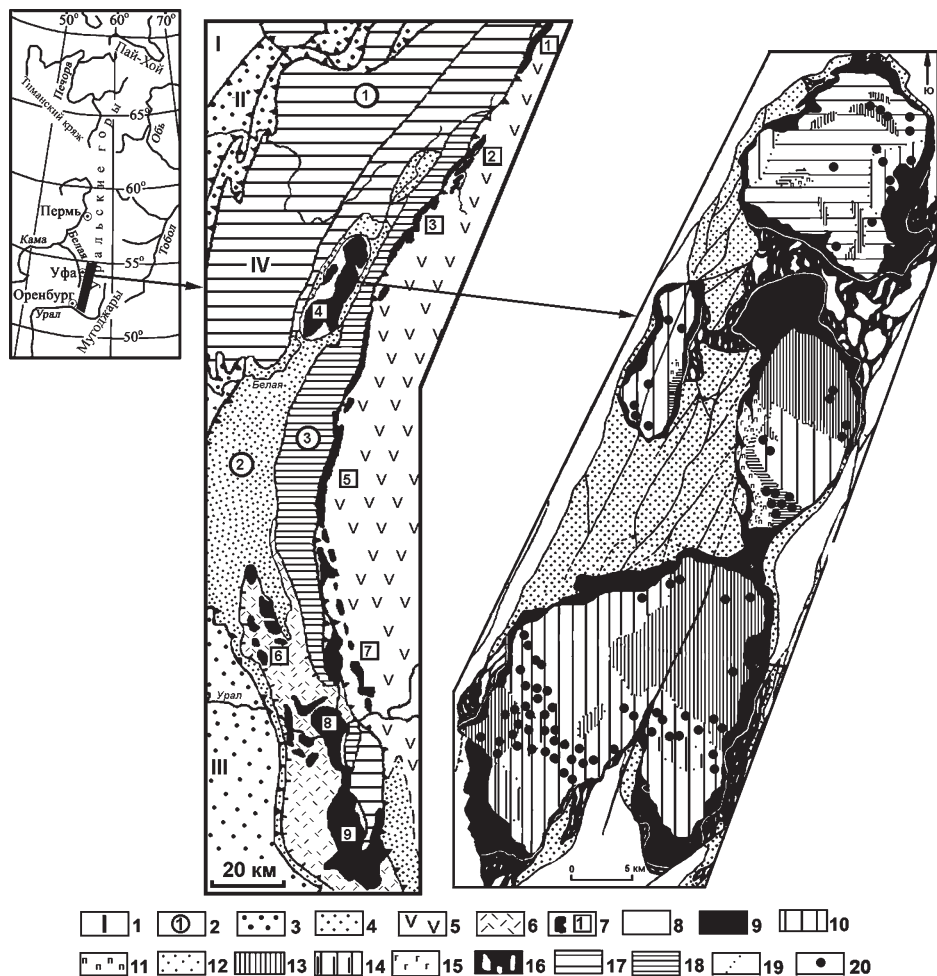


Рис. 1. Схема размещения массивов Крака и их геологического строения (с использованием материалов Т.Т. Казанцевой [1987] и Г.Н. Савельевой [1987])

Условные обозначения: 1 — структуры первого порядка (I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский прогиб, III — Западно-Уральская зона, IV — Центрально-Уральское поднятие); 2 — структуры второго порядка (1 — Башкирский антиклинорий, 2 — Зилаирский синклиний, 3 — Уралтауский антиклинорий); 3 — флишевые отложения; 4 — гравакковые отложения; 5–6 — вулканогенно-осадочные отложения (5 — Вознесенско-Халиловской зоны, 6 — Сакмарской зоны); 7 — гипербазитовые массивы (1 — Нуралинский, 2 — Новобайрамгуловский, 3 — Миндякский, 4 — Крака, 5 — Сакмарская группа, 6 — Медногорская группа, 7 — Халиловский, 8 — Хабарнинский, 9 — Кемпирсайский); 8 — раннепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи нерасчлененные; 9 — краевые серпентиниты; 10 — лерцолиты; 11 — лерцолит-гарцбургиты нерасчлененные; 12 — гарцбургиты; 13 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 14 — дуниты полосчатого комплекса; 15 — пироксениты; 16 — габбро; 17 — серпентинитовый меланж; 18 — хромитовые объекты

наблюдаются и повышенные содержания тугоплавкой триады ЭПГ, что является вполне логичным, так как эта специализация имеет «реститогенную» природу. Сравнительный анализ содержания иридия и хрома в рудах кракинских объектов с аналогичными данными по Кемпирсайскому массиву (рис. 3) показывает, что точки содержаний этих компонентов для кракинских и кемпирсайских руд отчетливо группируются в два обособленных поля, причем кракинские руды характеризуются меньшим количеством как Cr_2O_3 , так и Ir, что подчеркивает различия в процессах формирования, как самих массивов, так и хромитовых объектов, расположенных в их пределах.

На диаграмме Pt – Pd – Ir+Os+Ru+Rh (рис. 4), предложенной А.А. Маракушевым, тренд кракин-

ских руд соответствует дунит-хромититовому (III) типу, характерному для массивов Платиноносного пояса Урала. При этом важно подчеркнуть, что породы, слагающие массивы Крака, относятся к лерцолитовому типу офиолитовой ассоциации, и проводить генетические параллели между процессами формирования этих двух формационных типов пород на сегодняшний день нет каких-либо оснований. По мнению А.А. Маракушева с соавторами, в хромитах III-го типа платина концентрируется совместно с золотом, что обусловлено ее высокой кислотностью, и, как следствие, высокой растворимостью в ультраосновных расплавах, что способствует образованию собственно платиновых месторождений III-го генетического типа, принципиально отличных от осмий-иридиевых дунитов офиолитовых

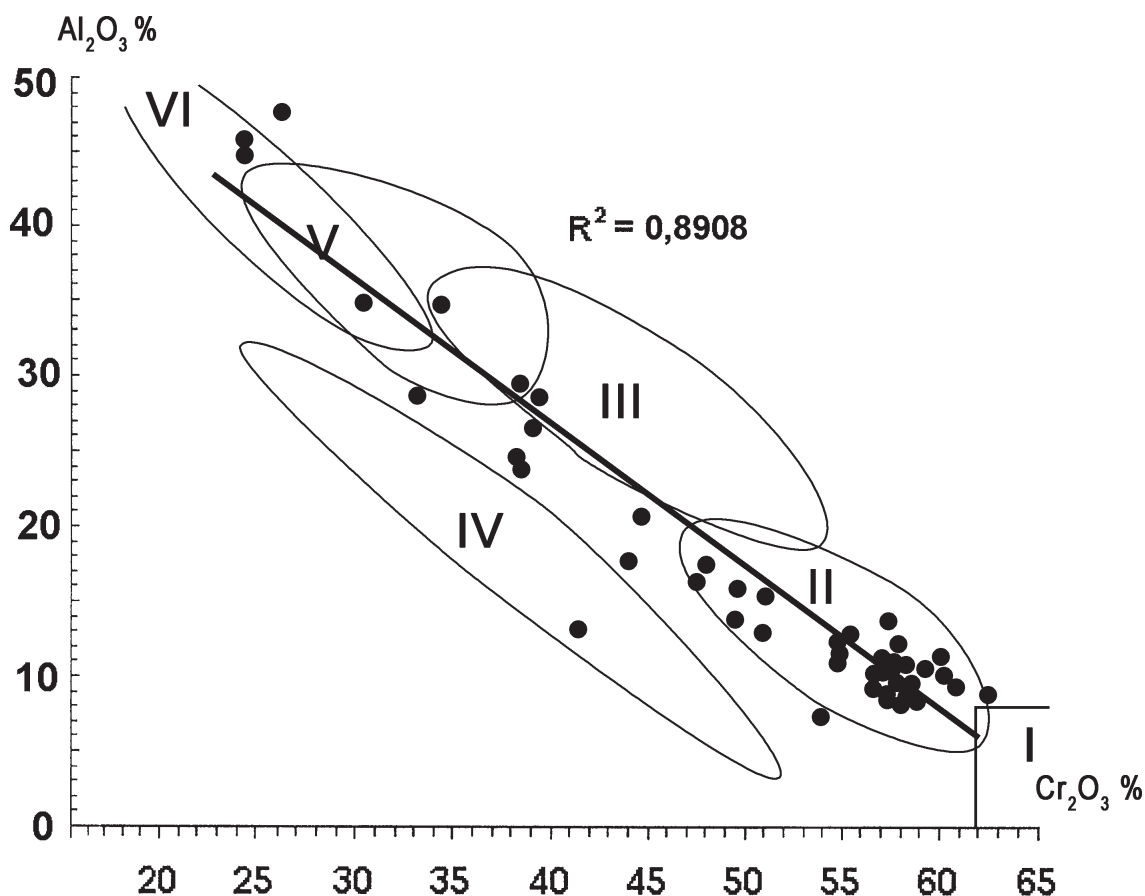


Рис. 2. Диаграмма $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ и общий тренд изменения содержаний компонентов в хромшпинелидах в зависимости от глубинности формирования вмещающих их пород (по В.С. Соболеву, Н.В. Соболеву [1967])

Условные обозначения: I–VI — поля фаций и субфаций глубинности: I — алмаз-хромпироповое; II — коэзитовое; III — гроспидитовое; IV — катаклазированных дунитов; V — шпинель-пироповое; VI — шпинель-пироксеновое

Таблица

Средние содержания благородных металлов в хромитовых рудах массива Крака

| Окисел, элемент | Северный (11) | Средний (20) | Южный (14) | Узьянский (5) |
|-----------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Pt | $\frac{0,15}{0,17-0,19}$ | $\frac{0,97}{0,1-5,19}$ | $\frac{0,21}{0,06-0,98}$ | $\frac{0,12}{0,08-0,20}$ |
| Pd | $\frac{0,07}{0,05-0,1}$ | $\frac{0,01}{0,01-0,02}$ | $\frac{0,05}{0,0-0,19}$ | $\frac{0,001}{0-0,006}$ |
| Os | $\frac{0,010}{0,004-0,018}$ | $\frac{0,051}{0,006-0,121}$ | $\frac{0,029}{0,007-0,22}$ | $\frac{0,01}{0,004-0,019}$ |
| Ir | $\frac{0,020}{0,013-0,035}$ | $\frac{0,041}{0,006-0,140}$ | $\frac{0,017}{0,002-0,105}$ | $\frac{0,014}{0,004-0,021}$ |
| Ru | $\frac{0,024}{0,004-0,049}$ | $\frac{0,079}{0,022-0,225}$ | $\frac{0,027}{0,005-0,104}$ | $\frac{0,013}{0,004-0,028}$ |
| Au | — | $\frac{0,33}{0,06-1,29}$ | $\frac{0,24}{0,15-0,51}$ | $\frac{0,48}{0,09-1,01}$ |
| Ag | — | $\frac{1,15}{0,27-3,88}$ | $\frac{0,75}{0,08-7,0}$ | $\frac{1,09}{0,36-2,40}$ |

Примечание: Определения выполнены атомно-абсорбционным и кинетическим методами, аналитик Т.В. Пучкова (ЦНИГРИ) (по С.Г. Ковалеву, Д.Н. Салихову [2000]). В скобках — количество анализов; в числителе среднее, в знаменателе — разброс значений.

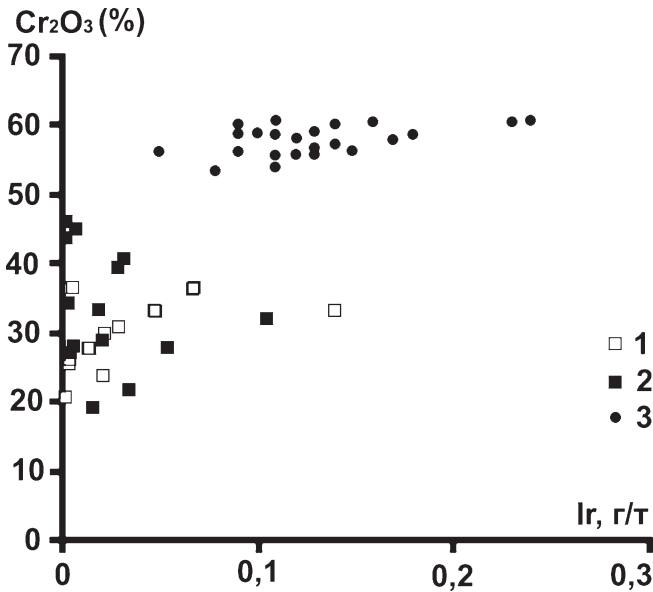


Рис. 3. Диаграмма $Cr_2O_3 - Ir$ для руд Кемпирсайского массива и массивов Крака (по В.В. Дистлеру, В.В. Крячко, М.А. Юдовской [2003])

Условные обозначения: 1 — руды полосчатого комплекса массива Средний Крака; 2 — руды из гипербазитовой части массивов Крака; 3 — руды Кемпирсайского массива

поясов [Маракушев и др., 2001]. В связи с этим необходимо отметить, что, согласно исследованиям А.А. Борисова, большинство благородных металлов имеют склонность к образованию в силикатных расплавах металлических микровключений субмикронного размера [Борисов, 2001]. В англоязычной литературе за этим явлением закрепился уже устойчивый термин «nuggets problem». Н.С. Горбачевым с соавторами при экспериментальном изучении распределения платиновых металлов между хромитом, оливином, силикатным и сульфидным расплавом, а также водно-хлоридным флюидом было обнаружено, что из всех породообразующих минералов самый эффективный концентратор ЭПГ — хромит. Кроме того, ими было показано, что магматический флюид обладает исключительно

высокими транспортными свойствами в отношении платиноидов, при этом растворимость платины во флюиде возрастает от 50 мг/кг при $T = 1350^\circ C$ до 750 мг/кг при $T = 1100^\circ C$. Интенсивнее всего флюидом из силикатов мобилизуются иридий и платина, а из хромитов — палладий и золото [Горбачев и др., 1992].

Приведенные выше материалы служат хорошей основой для интерпретации полученных нами содержаний благородных металлов в хромшпинелидах рудных объектов, расположенных в пределах массивов Крака. В их составе установлены (в %): Pt (0,43–1,24), Pd (0,29), Rh (0,32–0,36), Ir (0,7–1,33), Au (0,56–0,94), причем очень часто значимые содержания ЭПГ фиксируются в ассоциации с повышенными количествами Ni, Cu и S. Данная закономерность, вероятнее всего, свидетельствует о том, что платиноиды не являются изоморфной примесью, входящей в кристаллическую решетку хромшпинелидов, а образуют собственные минеральные формы (самородные, интерметаллические, сульфидные) в виде эмульсионных выделений, размеры которых находятся на пределе разрешающей способности метода исследования.

Здесь же необходимо подчеркнуть, что для руд кракинских массивов характерны повышенные содержания золота, превышающие мантийное на два порядка (рис. 5). Подтверждением тому служат находки самородного золота не только в породах полосчатого комплекса массива Средний Крака, но и в надрудных гарцбургитах месторождения Бол. Башарт, приуроченного к дунит-гарцбургитовому комплексу массива Южный Крака. Причем хими-

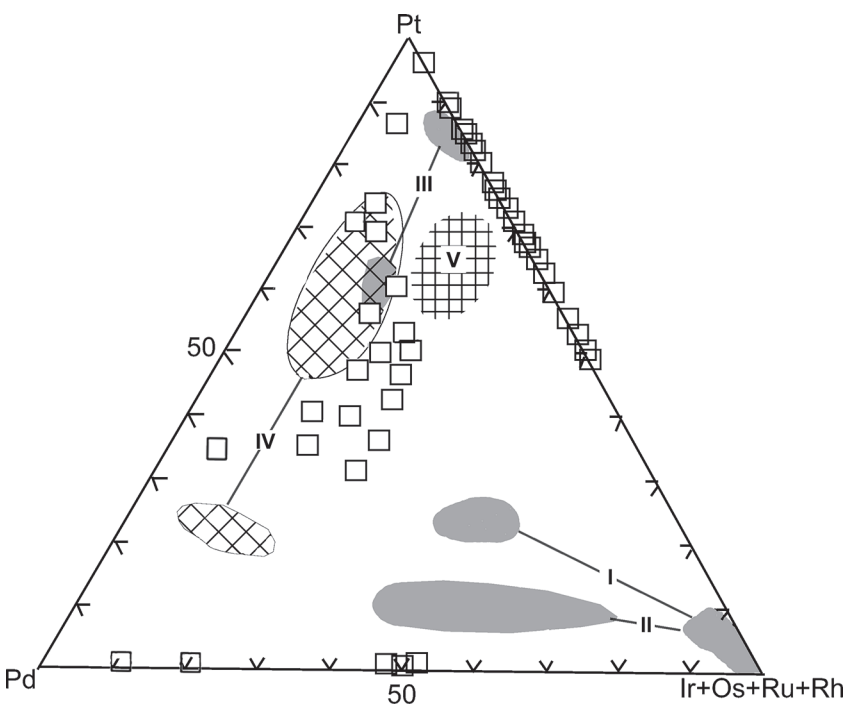
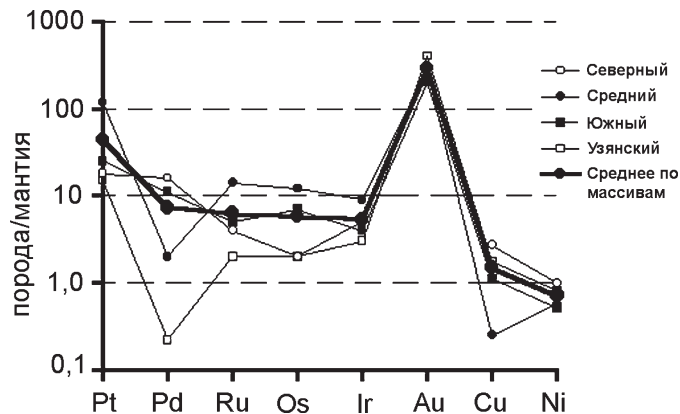


Рис. 4. Генетические типы гипербазитов, хромитовых и сульфидных руд, различающиеся по парагенезисам металлов платиновой группы (по А.А. Маракушеву, Н.А. Панях, И.А. Зотову [2001])

Условные обозначения: I–III — дунит-хромитовые типы (I — Ru–Ir–Os, Кемпирсай, II — Pd–Os, Гули, III — Pt, Платиноносный пояс Урала, Кондер, IV — медно-никелевые сульфидные руды, V — лерцолиты нодулей в щелочных базальтах); незалитые квадраты — хромитовые объекты массивов Крака

Рис. 5. Нормализованное распределение благородных металлов меди и никеля в хромитовых объектах массивов Крака. Содержания в мантии — по G. Garuti, G. Fershtater, F. Bea et al. [1997]



ческий состав золотин (в %: Au — 89–21–89,55; Ag — 7,08–8,06; Cu — 1,06–3,031; Pd — 0,54–0,85; Pt — сл.) не позволяет предполагать заимствование металла из вмещающих пород рамы [Ковалев, Черников, Бурдаков, 2007], то есть, по сути дела, специализацию кракинских хромитовых руд можно определить как золото-платиновую с переменным количеством палладия (см. рис. 4).

Подводя итог приведенному выше материалу необходимо отметить, что своеобразие благороднометалльной геохимической специализации хромитовых руд массивов Крака, по нашему мнению, обусловлено генетическими условиями образования самих массивов в качестве самостоятельных структурно-вещественных комплексов. Их формирование в условиях перехода континентального рифтогенеза в океанический в локальной «паразитической» рифтогенной палеоструктуре [Ковалев, 2006] не сопровождалось массовым выплавлением базальтов и образованием океанической коры зрелого типа. Слабая деплетированность массивов, с одной стороны, выразилась в отсутствии хромитовых объектов, сложенных высокохромистыми хромшпинелидами, с другой — привела к образованию благороднометалльной специализации «смешанного типа», где отсутствует высокотемпературная реститогенная Os–Ir–Ru специализация в «чистом» виде, а платина и золото являются «сквозными» элементами.

Литература:

Борисов А.А. Растворимость благородных металлов в силикатных расплавах: экспериментальные исследования и космохимические следствия: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук / ИГЕМ РАН. М., 2001. 44 с.

Горбачев Н.С., Бругманн Г., Налдретт А.Дж. Фракционирование платиновых металлов и золота во флюидо-содержащих оксидно-силикатно-сульфидных системах в магматических процессах (по экспериментальным данным) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. докл. М.: Изд-во ИГЕМ РАН. 1992. С. 111.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 1. С. 44–74.

Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.

Ковалев С.Г. Петрогенезис гипербазитов и геодинамические аспекты их формирования в палеозойской истории Южного Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Мат-лы междунардн. науч. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 104–106.

Ковалев С.Г., Черников А.П., Бурдаков А.В. Первая находка самородного золота в хромитах массивов Крака // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 364–367.

Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (хромитовые руды). Уфа: Изд-во Экология, 2000. 207 с.

Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. Специализация ультрабазитов и связанных с ними хромитовых и сульфидных руд на металлы группы платины // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 4. С. 537–543.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре / Труды / ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.

Соболев В.С., Соболев Н.В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок // Геология рудных месторождений. 1967. № 2. С. 18–37.

Garuti G., Fershtater G., Bea F. et al. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. 276. P. 181–194.