

## Часть 3. РУДОНОСНЫЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

**В. В. Зайков**

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
zaykov@mineralogy.ru*

### **Благородные металлы в гипербазитовых комплексах Южного Урала**

В статье рассмотрена золотая и платинометальная минерализация в массивах альпинотипных гипербазитов, а также приуроченных к ним кобальт-медноколчеданных и магнетитовых рудах и россыпях благородных металлов. История работ по данным проблемам освещена в публикациях А. А. Иванова, К. К. Золоева, В. Н. Сазонова, Д. Н. Салихова с соавторами.

#### **Благородные металлы в гипербазитовых массивах**

**Золоторудная минерализация в гипербазитовых массивах.** Н. И. Бородаевским [Двести..., 1947] в гипербазитах было выделено 4 типа золоторудной минерализации: 1) тела золотосодержащих серпентинитов с линзами талька и нефрита; 2) жилы золотосодержащего асбеста; 3) залежи лиственитов и кварцевые жилы, сопровождающиеся лиственитизацией; 4) кварцево-карбонатные жилы, минерализованные сульфидами.

Большинство золото-серпентинитовых объектов ранее разрабатывалось, причем были отмечены скопления самородков суммарным весом до 6 кг в местах выклинивания тальковых линз. Примером золотосодержащих серпентинитовых сланцев является Южно-Наилинское месторождение, расположенное в окрестностях г. Миасса. Золотосодержащей рудой являются рассланцованные серпентиниты, в которых на плоскостях трещин скольжения отложены тонкие частицы самородного золота. Старатели метко называют отмеченные разности «обливанцами», так как пленки золота очень напоминают золотистую глазурь. Типичными месторождениями золото-лиственитового типа являются Мечниковское и Алтын-Ташское рудные поля. В линзовидных телах лиственитов развиты золото-кварцевые жилы и прожилки. Золото на Мечниковском месторождении высокопробное: Au – 98–99 мас. %.

В. Н. Сазонов с коллегами [2001] в альпинотипных гипербазитах Урала выделили месторождения золото-магнетит-антигоритовой и золото-хлограпитовой формаций. Первая приурочена к альпинотипным гипербазитам возрастом 500–700 млн лет. Наиболее типичным является Каганское месторождение в массиве антигоритовых серпентинитов шириной 2–3 км и длиной 12 км. Прослеженная длина рудоносной зоны, в которой проявлен золото-магнетит-антигоритовый парагенезис, равна 2 км. Примером золото-хлограпитовой формации является месторождение Золотая Гора, приуроченное к Карабашскому массиву альпинотипных гипербазитов. Протяженность рудных тел 300–700 м, средняя мощность 2–3 м; на глубину они прослежены на 200 м. Содержание золота в рудах достигает сотен г/т при среднем значении 5–6 г/т.

В последние годы самородное золото выявлено в хромитовых рудах двух массивов Южного Урала: Среднем Крака [Ковалев и др., 2007] и Восточно-Варшавском. Золотины имеют размер 0.05–0.1 мм и характеризуются близким составом (мас. %): Au 89, Ag 8–11, Cu 1–3.

Перечисленные типы золоторудной минерализации являются россыпеобразующими формациями и совместно с проявлениями иных формационных типов питают многочисленные россыпи. С ними связаны скопления самородков, в том числе самый крупный на территории России «Большой треугольник» весом 32.04 кг.

**Осмиевая минерализация в альпинотипных гипербазитах Южного Урала.** К. К. Золоевым с соавторами [2001] в платиносодержащей хромитовой формации выделены нуралинский, кракинский, кемпирсайский и шандашинский типы платиноидной минерализации. С этими объектами постоянно ассоциируют золоторудные проявления.

**Нуралинский рутений-осмиево-иридиевый тип** характеризует краевые плосчатые гарцбургитовые и дунитовые зоны. Он связан со среднехромистыми железистыми низкотитанистыми акцессорными хромшпинелидами. Специализация хромит-платиноидных руд определяется тугоплавкими платиноидами ранних ассоциаций и одновременно содержит следы поздней трансформации альпинотипных комплексов. В 1991 г. при исследовании руд Приозерного хромитопроявления, открытого С. В. Смирновым в северной части Нуралинского массива, Ю. А. Волченко выявлена разнообразная платиноидная минерализация. Содержание платиноидов в густовкрапленных рудах (в г/т): Os 7.0, Ru 1.3, Ir 1.0. Собственные минералы платиноидов относятся к ряду лаурит–эрлихманит, а также представлены многокомпонентными твердыми растворами Os–Ir–Ru. Размеры выделений варьируют от 5 до 120 мкм, в среднем составляя 25 мкм. Более поздние работы Дж. Гриеко с соавторами привели к выявлению на контакте дунит-верлит-пироксенитового комплекса с молодыми габбро зоны хромитоносного и платиноносного полосчатого комплекса. Выделены и опробованы три слойка хромититов мощностью от 5–10 см до 3 м. Главными минералами платиновых металлов являются лаурит-эрлихманит, хизлевудит, осмиеворутениево-железные сплавы и рутенийсодержащий пентландит.

К Нуралинскому типу относится проявление лаурита, выявленное автором в Восточно-Варшавском гипербазитовом массиве в Зауралье. Лаурит образует округлые зерна 3–5 мкм в хромитах. Его состав (мас. %): Ru 35–37; Os 13–15; Ir 10; S 35. Минерал содержит кристаллы размером 0.5–1 мкм состава (мас. %): Ru 8; Ir 46–48; Rh 9; Ni 6–7; Cu 1.6.

**Кракинский иридиево-осмиево-рутениевый тип** связан с лерцолит-гарцбургитовыми разрезами альпинотипных комплексов. Специализация этого типа определяется тугоплавкими платиноидами. Парагенезис минералов представлен многокомпонентными твердыми растворами и интерметаллидами платиновых элементов. Этот тип возникает на ранней высокотемпературной стадии деплетирования верхней мантии. Проявления осмистого иридия с незначительной примесью платины располагаются в глубинных частях массивов хромитоносных альпинотипных гипербазитов. Руды содержат вкрапленность пентландита и осмистого иридия.

**Шандашинский платино-палладиевый тип** «типичен для полосчатых краевых дунит-верлит-пироксенит-габбровых разрезов альпинотипных комплексов. Рудообразующие и акцессорные хромшпинелиды представлены здесь среднехромистыми высокоглиноземистыми железистыми и высокотитанистыми разностями» [Золоев и др., 2001, с. 127]. В рудах присутствуют платина и палладий, а также фазы,

содержащие Rh, Ru, Ir, Au, Ag и примеси Ni, Fe, Cu. Ведущими в парагенезисе являются интерметаллиды, сульфиды, сульфоарсениды и антимониды платиновых металлов.

**Кимперсайский хромит-палладиевый тип** располагается в дунит-гарцбургитовых разрезах альпинотипных комплексов и связан с высокохромистыми низкоглиноземистыми маложелезистыми хромовыми рудами. Специализация руд определяется Os, Ir, Ru. Парагенезис минералов платиновых металлов представлен их сульфидами и сульфоарсенидами, а также интерметаллидами на основе платиноидов, никеля, меди.

### **Благородные металлы в кобальт-медноколчеданных и магнетитовых рудах**

Золото обнаружено в рудах кобальт-медноколчеданных месторождений, приуроченных к пластинам серпентинизированных дунитов и гарцбургитов на южном фланге Главного Уральского разлома.

**На Ишкининском месторождении** золото характерно для сульфоарсенидно-сульфидных руд, содержащих до 16 г/т золота. Оно присутствует в агрегатах герсдорфита, кобальтина, арсенопирита и содержит серебро в количестве 22–25 мас. %. Размеры выделений от 4 до 70 мкм. В пирит-пирротиновых и халькопирит-пирротиновых рудах золото встречается намного реже и содержит серебро в количестве 16–17 мас. %.

Золото в рудах **Ивановского месторождения** представлено изометричными округлыми и угловатыми зернами размером от долей до 10 мкм, заключенными в пирротине, глаукодоте, халькопирите, высококобальтовом пентландите и пирите. Содержания серебра стабильны и составляют от 9.8 до 10.9 мас. %.

Золото в рудах **Дергамышского месторождения** имеет каплевидную форму, размеры 2–10 мкм и ассоциирует с пирритом и халькопирит-магнетитовыми агрегатами. В рудокластическом прослое на северо-западном фланге рудного поля золото обнаружено в ассоциации с пильзенитом в кристаллах и зернах кобальтина и никелина. Оно представлено сыпью многочисленных зерен округлой морфологии размером 0.5–3 мкм. Содержания серебра от 12 до 23 мас. %.

В магнетитовых рудах золото установлено на **Круглогорском железорудном месторождении**, приуроченном к одному из швов Главного Уральского разлома в Миасском рудном районе. В результате разведки подсчитаны запасы магнетитовых руд в количестве 60 млн т с общим количеством золота 22.8 т. По данным В. В. Мурзина с коллегами [2009] и автора, выделяется пять золотоносных парагенезисов, отличающихся по составу золота (мас. %). Пирротин-халькопирит-магнетитовый (Au 92–96, Ag 2–5, Hg 0.4–1.6), пирит-арсенопирит-сульфосольный (Au 86–91, Ag 6–7, Hg 1–5), халькопирит-теллуридный (Au 84–81, Ag 11–14, Cu 0.1–0.5, Hg 4–5), пирротин-арсенопирит-теллуридный (Au 76–80, Ag 17–20, Hg 2–3) и пирротиновый (Au 59, Ag 31, Hg 9.9).

### **Россыпные месторождения золота с платиноидами**

На территории Южного Урала известно около 400 россыпей золота, сгруппированных в россыпные зоны и районы. Более мелкими металлогеническими подразделениями являются россыпные узлы и поля [Казаков, Салихов, 2006]. Из 5 наиболее

продуктивных россыпей было добыто по 2–10 тонн золота с примесью платиноидов (в количестве 2–5 % от массы золота). Наиболее изученной в отношении платиноидной минерализации является Киалимская золотоносная россыпь, которая входит в состав Миасского россыпного района и находится в левом притоке р. Миасс. Она примыкает к северной части Таловского гипербазитового массива, имеющего сходство с платиноносными интрузиями Среднего Урала. На этой территории известны мелкие месторождения и проявления хромитов [Савельев и др., 2008]. Материал для исследования состава платиноидов из россыпи передан В. В. Мурзиным [Зайков и др., 2010б].

По особенностям морфологии зерен, набору минералов-сростков и химическому составу самородные фазы системы Os–Ir–Ru разделены Е. В. Зайковой на шесть групп (табл.), отличающихся положением на диаграмме (рис.) в соответствии с содержаниями основных компонентов, платины и родия [Harris, Cabri, 1991]. На рисунке показаны средние значения данных по каждой группе составов. Практически во всех анализах обнаружено железо (0.1–1.6), а в трети анализов – никель (0.1–0.6).

Наиболее распространена **первая группа**, которая охватывает узкое протяженное поле в центре диаграммы. К этой группе относятся агрегаты величиной до 2 мм. По составу они соответствуют иридисто-осмистому платиносодержащему рутению и включают кристаллы и зерна платины, сульфидов рутения и никеля, сульфоантимониды иридия и рутения, золота. По составу минералы этой группы близки к включениям из древних золотых изделий, выявленных в последнее время в курганах южного Урала [Зайков и др., 2010а].

Включения гексагональных кристаллов относятся к изоферроплатине (мас. %: Pt 83–87; Rh 4–6; Fe 3–8; Ni 1.6) и медьсодержащей ферроникельплатине (мас. %: Pt 72–73; Rh 6; Fe 3; Ni 6). Сульфиды рутения представлены лауритом, сульфоантимониды – минералом, близким по составу толовкиту. Включения кристаллов золота имеют состав (мас. %): Au 93–95; Ag 2–6; Cu 1–4. Часть включений имеет неясную принадлежность по элементному составу, что может объясняться наличием очень тонких сростаний минералов.

**Вторая группа** включает обломки однородных кристаллов рутения иридисто-осмистого. Местами они имеют оспенную текстуру, вызванную обособлениями различной твердости, но близкого состава.

Таблица

**Группировка составов самородных платиноидов из Киалимской россыпи**

Группа	Количество зерен	Количество анализов	Содержания, мас. %				
			Os	Ir	Ru	Pt	Rh
I	11	47	24–43	20–34	20–45	1.1–8.5	0.3–4.9
II	4	15	29–38	18–32	29–46	–	0.0–3.7
III	5	11	46–61	36–43	3–16	–	0.4–1.7
IV	1	5	40–41	37–38	21	–	–
V	1	3	44–48	23–24	26–29	1.3–1.6	1.4–1.5
VI	2	6	30–38	54–63	2–5	2.4–5.0	0.1–0.5

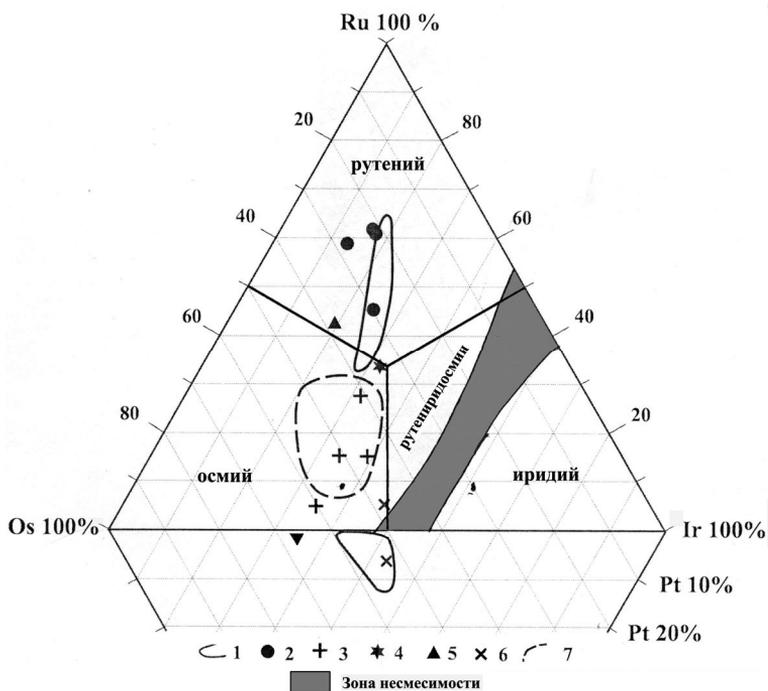


Рис. Соотношение элементов в самородных минералах ЭГП (ат. %) по [Зайков и др., 2010б].

1 – поле результатов анализа минералов I группы; 2–6 – результаты по группам II, III, IV, V, VI; 7 – поле составов осмия из россыпей Учалинского района (коллекция В. А. Кадикова).

**Третья группа** представлена окатанными зернами осмия иридино-рутенистого размером 100–300 мкм, иногда с включениями сульфидов никеля, никеля и иридия, а также в сростании с сульфоарсенидом осмия. Поле этого состава частично совпадает с выявленными ранее зернами платиноидов в россыпях Учалинского района.

К **четвертой–пятой группам** относятся одиночные окатанные однородные зерна со следами огранки. Минералы IV группы близки к I, но отличаются отсутствием платины, а от II – несколько меньшим содержанием рутения и относятся к осмию иридистому. Особое место занимает зерно, в котором сростаются минералы разного состава (третьего и шестого типов). На границе этих кристаллов располагается включение сульфидов никеля и иридия.

Минералы **шестой группы** относятся к иридистому осмию, содержащему платину. От остальных групп они отличаются высоким содержанием иридия.

## Выводы

1. Золоторудная минерализация в гипербазитовых массивах Южного Урала сконцентрирована в кобальт-медно-колчеданных и скарново-магнетитовых месторождениях, подготавливаемых к обработке. Актуальным является изучение закономерностей локализации золота в рудных залежах для организации их селективной добычи.

2. Широкое распространение в россыпях Южного Урала минералов группы платины позволяет надеяться на выявление коренных источников платинометалльного сырья. Поисковые работы целесообразно начать с хромитовых проявлений в Таловском гипербазитовом массиве, к которому приурочена Киалимская россыпь.

3. Выявление в древних золотых изделиях включений платиноидов ставит задачу детального изучения МПГ из россыпей, что будет способствовать определению конкретных источников металла для древних ювелиров.

*Исследования выполнены при поддержке междисциплинарного проекта УрО РАН 09-М-457-2001.*

### Литература

- Двести лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1948. 531 с.
- Зайков В. В., Зайкова Е. В., Юминов А. М. Включения осмия в древних золотых изделиях // ДАН. 2010а. Т. 432. № 1. С. 89–93.
- Зайков В. В., Мурзин В. В., Котляров В. А., Зайкова Е. В. Платиноиды из Киалимской россыпи (Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы VIII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010б. С. 127–130.
- Золов К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А. и др. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, 2001. 199 с.
- Ковалев С. Г., Черников А. П., Бурдаков А. В. Первая находка самородного золота в хромитах массивов Крака (Южный Урал) // ДАН. 2007. Т. 414. № 3. С. 364–367.
- Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Нечкин Г. С. Парагенезисы метасоматитов и руд золото-сульфидного оруденения Круглогорского железо-скарнового месторождения (Южный Урал) // Вестник Урал. отд. РМО. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. № 6. С. 89–98.
- Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология и хромитоносность габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала. Уфа: Гилем, 2008. 319 с.
- Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. 622 с.
- Harris D., Cabri L. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 231–237.

**Е. П. Макагонов**

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

### Пегматиты и пегматоидные образования ультрабазит-базитового состава

Среди большого объема публикаций, посвященных пегматитам, характеристика ультрабазит-базитовых пегматитов составляет наименьшую долю. Кроме генетического фациального значения для истории становления интрузивных массивов, эти пегматиты представляют и практический интерес. С ними связаны повышенные концентрации рудной минерализации: платиноиды, хромиты, магнетиты и титаномagnetиты, сульфиды, корунды, поделочные камни (хризолиты, демантоиды, уваровиты, анортозиты, тулиты и т.п.) и другие полезные ископаемые.

Ультрабазит-базитовые пегматиты принадлежат соответствующим дифференцированным магматическим сериям. Эволюционные тренды магматических серий в координатах  $(\text{MgO}+\text{FeO})-\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ , как правило, направлены от мафического угла диаграммы к кислому или щелочному углам либо к промежуточным составам между щелочными и кислыми породами. Наиболее обычные тренды – дунит–гарцбургит, гарцбургит–ортопироксенит–норит, дунит–пироксенит–габбро–анортозит–гранит. В порядке возрастания щелочности выделяются тренды: дунит–перидотит–пироксенит–габбро–(горнблендит)–плагноклазит, троктолит–габбро–анортозит–диорит–гранодиорит–плагногранит–лейкогранит, габбро–габбродиорит–диорит–монзонит–граносиенит–щелочной граносиенит, габбро–монзонит–сиенит, перидотит–миссурит–тешенит–фергусит–сэннаит–рискоррит–сыннырит (сиенит), меймечит–якупирангит–мельтейгит–ийолит–уртит. Реже встречаются обратные тренды. Более щелочные ряды характерны для континентов, менее щелочные – для окраинных континентальных областей. В этом же направлении все больше проявляется комагматичность интрузивных комплексов вулканическим сериям и уменьшение глубины образования магматитов.

Конкретные массивы сложены 1–3 породами соответствующего тренда. Предыдущие и последующие фазы устанавливаются либо по ксенолитам, либо в виде секущих тел, в том числе и по пегматитам. Судя по включениям в минералах пегматитов [Симонов, 1981 и др.], среда формирования представляла расплав – расплав–раствор – раствор. Участие флюидной фазы способствует более контрастной дифференциации в пегматитах, чем при кристаллизации материнских массивов, с обособлением не только вкрапленности, но и сплошных зон, представленных плагноклазами, сульфидами, карбонатами, магнетитом, апатитом, кварцем и др. минералами.

Пегматиты ультраосновного-основного состава редко выходят за пределы материнских пород или генетической серии пород. Отсюда глубина большинства негранитных пегматитов связана с глубиной формирования плутонов соответствующего состава. Примером наиболее глубоких мантийных пегматитов может служить обнаруженный в базанитах вулкана Шавырын-Царам (Хангайское нагорье, Монголия) ксенолит шпинелевого хромдиопсидового лерцолита, на котором располагалась друза хорошо ограненных крупных (до 1.5 см) кристаллов черного клинопироксена и граната [Коваленко и др., 1986]. Между друзой и лерцолитом находится зона черного слюдястого оливинового вебстерита толщиной 1–2 см. Клинопироксен из друзы содержал углекислотно-сульфидно-силикатные микровключения и макропустоты.

Значительную роль при формировании пегматитов играют механические свойства пород: во-первых, для их формирования наиболее благоприятны породы, находящиеся в хрупком состоянии, и, во-вторых, породы должны быть слабо проницаемые, перекрывающие поток летучих компонентов, т. е. относительно закрытая система. Для образования крупнозернистых структур и наиболее дифференцированных агрегатов необходимо либо очень медленное истечение фаз, не участвующих в кристаллизации, либо очень медленное снижение температуры.

В свое время С. Н. Ивановым [1991] была предложена модель распределения зон вязких и хрупких деформаций в земной коре. Применительно к пегматитам подобную модель можно представить следующим образом. В качестве слабопроницаемых зон могут служить породы, подвергшиеся пластической деформации – зоны вязкого течения горных пород, контролируемые соответствующими температурами и давлением. По достижении предела пластичности, породы переходят в хрупкое состояние. В общей колонне литосферы пластичные породы располагаются выше

пород, упрочненных деформацией, и перекрываются хрупкими (менее нагретыми) породами, которые служат местами разгрузки флюидно-магматических субстанций при прорыве перекрывающих горизонтов. Дополнительным стимулом прорыва зон упрочненных пород служит образование купольных структур, обусловленное накоплением флюидов под горизонтами слабо проницаемых пород.

При медленных деформациях пластическое размягчение кварца происходит при температуре 250–350 °С, щелочных полевых шпатов – 350–500 °С, габброидов и анортозитов – 420–480 °С, гипербазитов 800–900 °С. При среднем температурном градиенте литосферы 20 °С на 1 км, зона вязкого течения сиалических пород – 17–20 км, габброидов и анортозитов – 21–24 км, гипербазитов – 40–45 км. Эти глубины можно принять за исходные зоны формирования менее проницаемых пластически деформированных пород соответствующего состава, контролирующих места формирования пегматитов. Глубина 41 км на Урале соответствует геофизической границе М, установленной по данным сейсмических наблюдений методом преломленных волн.

Границы зон пластических деформаций смещаются при изменении геотермического градиента: в частности, в зонах субдукции граница должна быть выше, углубляясь по мере продвижения в сторону континента. В областях современной активной тектонической деятельности пластичными зонами часто служит серпентинитовые породы, прорываемые сольфатарами. В континентальных областях, при формировании ультрабазитовых плутонов, прорывы концентрированных расплава-растворов приводят к формированию сульфидных жил крупно- и гигантозернистых структур (Норильск).

Закрытие порового пространства при пластической перестройке приводит к скоплению флюидов, снижающих температуры плавления пород. Здесь создаются условия для мигматизации соответствующих пород, анатексиса и образования пегматоидов. Исходя из этой модели, ниже зон пластических деформаций или реологического течения могут формироваться системы редких крупных трещин преимущественно сколового характера.

Внутри зон пластических деформаций происходит образование текстур течения, складчатости, плейчатости, развитие бластомилонитов, плотных катаклазитов. При некотором охлаждении здесь будут развиваться субгоризонтальные разрывы, трещины отслоения, возникать пустоты в призмковых участках складок – потенциальные места формирования пегматитов. При деформации пород разной компетентности развиваются структуры будинажа с образованием межбудинных разрывов, которые также часто являются местом формирования пегматитовых агрегатов и мономинеральных выделений (сульфидных, карбонатных, кварцевых и др.).

Выше зон пластической деформации ожидается заложение дизъюнктивных нарушений – сбросов, сбросо-сдвигов, открытых трещин. В зонах растяжения и поднятия границы зон вязкой и хрупкой деформации имеют меньшую глубину залегания по сравнению с исходной. При опускании или интенсивном боковом стрессе эти границы должны, наоборот, занимать более глубокое положение. При определении влияния литостатической нагрузки необходимо учитывать, что полости, образующиеся на глубине, могут какое-то время сохраняться, подобно арочным или купольным конструкциям, и заполняться продуктами дифференциации, не вошедшими в состав основных кристаллизующихся фаз.

Формирование полостей возможно при кристаллизации новых минеральных фаз, распадах твердых растворов или полиморфных переходах на соответствующих

термо-бароградиентных критических зонах литосферы. Эти явления происходят с большой скоростью и изменением объемов. Структуры минералов контролируют возможности изоморфизма и количество связанных компонентов, в частности, в ряду меланократовых минералов пегматитов – пироксены–амфиболы–джимтомсониты–биотиты – при неизменном содержании анионов (структурообразующих элементов), кремния и замещающих его элементов (мотивообразующих элементов, составляющих 1/3 содержания анионов) количество металлов в октаэдрических позициях прерывисто уменьшается по закону  $(0.25 + 1/12n)$ , где  $n$  – количество цепочек тетраэдров в лентах силикатов. Количество заполненных тетраэдров в кислородной матрице оливина меньше, чем в пироксенах на 1/12, а количество заполненных октаэдров больше на 1/6 ( $2 \cdot 1/12$ ). Принципиальная перестройка происходит при формировании каркасных силикатов. В полевых шпатах, слагающих центральные части большинства габбро-пегматитов, структура строится на основе типа NaCl, но из-за тетраэдрической координации кремния и замещения части его алюминием она становится дефектной с крупными пустотами в каркасе, заполненными Ca, Na, K.

Дальнейшая дифференциация приводит к формированию в магматитах кристобалитовых и тридимитовых каркасов либо относительно чистых (переходящих в кварц), либо загрязненных щелочами и алюминием (карнегит, нефелин). Гранофиоровые структуры и кварцевые выделения нередки в габбро-пегматитах. В щелочных габброидах нефелин – обычная примесь. В целом, кристаллоструктурная перестройка минералов в пегматитовом процессе идет в направлении повышения дефектности структур (характерно для аксессуарных минералов), с возникновением более сложных политипных модификаций и формированием блочно-каркасных структур.

Образование пегматоидных прослоев в ритмически построенных массивах, типа Бушвельда и Уральского Платиноносного пояса, автором связывается с автоколебательными процессами, возникающими при направленном оттоке энергии или вещества в окружающую среду. Согласно термодинамике необратимых процессов в этом случае возникают температурно-концентрационные волны, приводящие к возникновению диссипативных структур как по составу, так и по зернистости. Многие исследователи считают пегматоиды продуктами «метасоматической перекристаллизации», но не приводят прямых морфологических признаков этого явления (псевдоморфоз, теневых структур и т.п.). Онтогеническое изучение пегматоидных агрегатов пироксенит-, габбро- и горнблендит-пегматитов Южного и Среднего Урала указывает на прямую кристаллизацию из расплавов или раствор–расплавов.

Дунитовые, пироксенитовые, габбровые, горнблендитовые и анортозитовые пегматиты и их щелочные аналоги встречаются в офиолитах юго-западной части Тихого океана (габбровые комплексы острова Новая Гвинея), в восточной части Аравийского полуострова вдоль Оманского залива, на активной ныне юго-восточной континентальной окраине Аляски, в интрузивных траппах Сибири, в Бушвельдском комплексе [Лихачев, 2006], на Балтийском и Алданском щитах, Кузнецком Алатау. Известны они на западном склоне Урала, в гипербазитах зоны Главного Уральского разлома (массивы Кемпирсайского пояса), в Платиноносном поясе [Иванов, 1991; Успенский, 1965 и др.], в гипербазитовых поясах Серовско-Невьянском, Миасско-Кацбахском, Салдинско-Свердловском, Асбестовско-Режевском, Алапаевско-Челябинском. Пегматоидные ультрабазит-базитовые тела встречаются в метаморфических толщах Сысертско-Ильменогорского антиклинария.

## Литература

- Иванов С. Н.* Природа границы между верхней и средней частью Земной коры и ее значение. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 46 с.
- Коваленко В. И., Соловова И. П., Наумов В. Б. и др.* Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // *Геохимия*. 1986. № 3. С. 289–303.
- Лихачев А. П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
- Симонов В. А.* Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. 169 с.
- Успенский Н. М.* Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1965. 336 с.

*Е. А. Бажин, Д. Е. Савельев*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*  
*bazhin\_evgeniy@mail.ru*

### **Хромитоносность гипербазитовых массивов Кыштымской площади (Южный Урал)**

Повышенный интерес к изучению хромитоносности гипербазитов в последние десятилетия обусловлен, главным образом, резким дефицитом хромитового сырья в связи с распадом СССР и потерей Кемпирсайской группы месторождений. В силу широкого развития и довольно высокой степени изученности гипербазиты Урала наиболее благоприятны для расширения сырьевой базы хромитов. Большинство гипербазитовых массивов Урала традиционно относятся либо к хромитоносным (южноуральские и полярноуральские), либо к платиноносным (среднеуральские). В то же время в последние годы появились факты свидетельствующие, что в пределах единых массивов возможно совмещение формаций. В этой связи возникла острая необходимость вновь вернуться к проблеме рудоносности габбро-гипербазитовых массивов на Кыштымской площади, расположенной в крайней северной части Южного Урала.

**Таловский массив.** Породы дунит-гарцбургитового комплекса Таловского массива вмещают целый ряд хромитовых тел, объединенных в четыре группы: рудопроявления Тыелгинское, Индаштинское, Осиновый лог и месторождение Сардаткульское. Кроме того, известно порядка 30 мелких тел, не имеющих названий [Грицук, 2003].

**Сардаткульское месторождение** (синонимы: Августовское, Карымкин лог) находится на восточном склоне г. Сардаткуль в 3.5 км на северо-запад от пос. Андреевка. Оно представлено тремя рудными залежами длиной по простиранию до 60 м при максимальной мощности до 11 м, разведочными шурфами прослежено по падению до глубины 12–16 м. Тела имеют линзообразную форму с субмеридиональным простиранием и падением на восток под углом 70°. Наиболее густая вкрапленность (до сплошного хромита) приурочена к центральным частям рудных тел, к периферии постепенно сменяется более редкими вкрапленниками, переходя в пустую породу. Среднее содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по месторождению составляет 25 % [Вахромеев и др., 1936; Реестр..., 2000]. В настоящее время месторождение отработано, карьеры прак-

тически полностью завалены, доступными остаются лишь небольшие фрагменты, местами в бортах наблюдаются остатки руды.

**Тыелгинское рудопроявление** (синонимы: 35 квартал, Андреевское) находится в 4.5 км на СЗ от южной окраины пос. Андреевка, время открытия неизвестно. Рудное тело массивного хромита имело гнездообразную форму и залегало среди плотных серпентинитов, в настоящее время оно полностью отработано выработкой 2?3 м и глубиной 2.5 м. Содержание окиси хрома в средневкрапленных рудах колеблется в пределах 21.09–33.37 %, в густовкрапленных и массивных рудах – 35–42.33 % [Вахромеев и др., 1936; Реестр..., 2000].

**Рудопроявление Осиновый лог** находится на горе Осиновой и представлено 10 рудными телами, предположительно, линзовидной формы. Преобладающий тип руды – густовкрапленный, реже средневкрапленный и сплошной. Содержание  $Cr_2O_3$  составляет, в среднем, 30 %. Разрабатывалось выработками глубиной 5–7 м, шириной 4–6 м, длиной 7–11 м и шахтой глубиной 18.

**Индаштинское рудопроявление** расположено в центре северной части массива, на вершине одноименной горы. Оруденение приурочено к аподунитовым серпентинитам. Густовкрапленные и сплошные хромиты слагают тело трубообразной формы субвертикального падения. Прослеженная длина тела по простиранию составляет около 10 м, по падению – 4 м при средней мощности 0.5 м. Содержание в рудах  $Cr_2O_3$  составляет 45 % [Реестр..., 2000].

**Уфалейский массив** находится в северной части рассматриваемой территории. В структурном отношении он приурочен к южному замыканию Тагильской мезазоны и тяготеет к ее восточному борту, вплотную прилегая к ильменогорско-вишневогорскому мигматито-гнейсово-сланцевому комплексу. На массиве известно по разным источникам от девяти [Реестр..., 2000] до пятнадцати [Бородина, 1955] небольших месторождений и рудопроявлений. Наиболее значимыми являются Северо-, Средне- и Южно-Песчанские, Родионовское и Волчьегорское месторождения, из рудопроявлений – Буслаева Гора, Уфалейские (58 и 59 Кварталы), Чернореченское [Зиновьев, 2004].

**Группа Песчанских месторождений** образует в северо-западной части массива единую хромитоносную зону субмеридионального простирания общей протяженностью около километра. Оруденение представлено жилами субмеридионального простирания с восточным падением от 15 до 55°, иногда ветвящимися, с раздувами до 7.5 м на Северо-Песчанском и 12 м на Средне-Песчанском месторождениях. Средняя мощность составляет порядка 3 м по простиранию, достигая 425 м на Северо-Песчанском месторождении. Рудные тела разбиты пострудной тектоникой на разновеликие блоки неправильной формы [Красулин, 1939]. Вмещающими породами являются апогарцбургитовые серпентиниты, реже серпентинизированные дуниты, контакты руд с вмещающими породами резкие. Руды представлены вкрапленными разновидностями до массивных, содержание окиси хрома в массивных рудах достигает 47.41 % на Средне-Песчанском месторождении, среднее по группе составляет около 39 %. Месторождения эксплуатировались с 1880 по 1937 гг. с перерывами, в 1937–1938 гг. было проведено доизучение, по результатам которого суммарные запасы по категориям А, В, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> на 1945 г. составили 84.5 тыс. т [Реестр..., 2000].

**Месторождение Родионовское** расположено у западного контакта массива в гарцбургитовом структурно-вещественном комплексе. Оно состоит из двух рудных тел жильного типа субмеридионального простирания с углами падения 60–80° на северо-запад и северо-восток. Протяженность оруденения по простиранию составля-

ет 25 м при мощности 2–5 м. Вмещающими породами являются карбонатизированные серпентиниты. Руды представлены вкрапленными разновидностями с содержанием полезного компонента 22.28–36.22 %. Месторождение эксплуатировалось карьером до глубины 7 м в 1917 г., при расчистке карьера в 1939 г. было обнаружено второе рудное тело, не выходящее на поверхность. На данный момент месторождение не доизучено, перспективы оцениваются в первые тысячи тонн по категории С<sub>1</sub> [Реестр..., 2000].

**Волчьегоorskое месторождение** расположено у западного контакта массива в 1.5 км к востоку от г. Верхний Уфалей. Месторождение представляет собой меридиональную рудную зону общей протяженностью 1.2 км с восточным падением, состоящую из серии линзовидных рудных тел длиной до 40 м и мощностью до 6 м. Контакты руд с вмещающими апогарцбургитовыми серпентинитами постепенные с уменьшением густоты вкрапленности. Оруденение густовкрапленное в центральных частях рудных тел до бедновкрапленного на периферии, содержание окиси хрома 38.14–43.32 %. Месторождение разрабатывалось до 1933 г. 15 разрезами до глубины 8–10 м, добыто порядка 10–12 тыс. т. руды. По состоянию на 1945 г. перспективы оценивались в 30 тыс. т по категории С<sub>2</sub> [Реестр..., 2000].

**Рудопоявление Буславя Гора** является наиболее перспективным и промышленно значимым из всех проявлений, оно расположено в 7.5 км севернее г. Верхний Уфалей на западном склоне одноименной горы. Оруденение представлено несколькими рудными телами линзовидной и жилообразной формы, сложенными густовкрапленными до сплошных хромитами с содержаниями окиси хрома до 34.33 % и отработано несколькими карьерами глубиной до 20–25 м.

**Иткульский массив** находится в северо-восточной части рассматриваемой площади, в структурном отношении он входит в Ильменогорско-Вишневогорский метаморфический комплекс. Массив вытянут на 8 км в меридиональном направлении при ширине в центральной части до 4 км. В его пределах на площади менее 3 км<sup>2</sup> выделяется от 12 [Реестр..., 2000] до 31 рудопоявлений [Красулин, 1939]. На большинстве проявлений рудные тела представлены небольшими линзами и гнездами густовкрапленного, иногда до массивного хромита в дунитах или аподунитовых серпентинитах с зеркалами скольжения на контактах. На большинстве хромитопоявлений отработка велась небольшими карьерами и ямами до глубины 3–6 м. Лишь на месторождении **Большая Яма** (Белая Яма, Утагилов лог) пройдена шахта неправильного сечения по рудному телу трубообразной формы до глубины 60 м, в раздувах площадь сечения достигает 15 м<sup>2</sup> при средней 5 м<sup>2</sup>. Руды на большинстве проявлений густовкрапленные мелкозернистые, в центральных частях тел до массивных, на периферии переходящие в бедновкрапленные и пустую породу.

На проявлении **Яблочный Крон** распространены нодулярные разновидности руд. По составу вкрапленные руды содержат 20–30 % окиси хрома и 11 % железа, в массивных содержание полезного компонента более 40 %, количество железа сохраняется на том же уровне. Практически все руды Иткульского массива обладают заметными магнитными свойствами и повышенным содержанием железа [Красулин, 1939]. Перспективы по состоянию на 1936 г. оценивались в 100–150 тыс. т руды с содержанием более 20 % окиси хрома, из них 50 тыс. т приходится на хромиты с содержанием более 40 %. Перспективы связывались как с разработкой более глубоких горизонтов известных проявлений, т.к. в большинстве их в забоях остались неотработанные руды, так и с открытием новых тел хромитов.

**Карабашский гипербазитовый массив** находится в юго-западной части Кыштымской площади и представляет собой в плане полосовидное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении на 30 км при максимальной ширине до 4 км на широте г. Карабаша. В породах массива известно 5 проявлений хромитов.

Наиболее значимым рудопроявлением хромитов является *Варнинское*. Оно расположено в 5 км к югу от г. Карабаша, в структурном отношении приурочено к западному эндоконтакту массива и залегает в серпентинитах. Рудное тело представляет собой небольшую линзу густовкрапленных до массивных хромитов, содержание окиси хрома составляет 49.2 %. Судя по содержанию алюминия (2.38 %), руды – метаморфизованные [Реестр..., 2000]. Контакты с вмещающими серпентинитами резкие, с многочисленными зеркалами скольжения. Рудопроявление прослежено до глубины 10 м и отработано по рудному телу карьером 50? 10 м до глубины 10–15 м в начале прошлого века. Остальные проявления массива не представляют промышленного интереса из-за крайне малых запасов руд.

Из описания полезных ископаемых, связанных с породами гипербазитовых массивов площади, можно сделать следующие выводы.

Наиболее продуктивными в отношении хромитового оруденения являются Уфалейский и Иткульский массивы, в меньшей степени рудообразующие процессы проявлены в пределах Таловского и Карабашского массивов. Практически отсутствуют значимые хромитопроявления на Сугомакском, Беспаловском, Каганском, Байрамгуловском массивах. Месторождения Иткульского массива относятся к хабарнинскому типу: прерывисто-пластовые и жилообразные тела полосчатых мелкозернистых, средне- и густовкрапленных руд с высокохромистым рудообразующим хромшпинелидом. Для Таловского и Карабашского массивов характерны метаморфизованные линзовидные и гнездообразные тела массивных и густовкрапленных хромитов в серпентинитах. Среди месторождений Уфалейского массива встречаются как представители халиловского типа: линзовидные тела густовкрапленных хромитов с высоко- и среднехромистыми хромшпинелидами, так и вкрапленные руды хабарнинского типа. Все месторождения и рудопроявления сформировались на этапе высокотемпературной эволюции мантийных ультрабазитов, а затем подверглись метаморфизму и трансформации в условиях земной коры.

## Литература

*Бородина К. Г.* Геологическая карта Верхне-Уфалейского серпентинитового массива на Среднем Урале масштаба 1:25 000. 1955ф. 154 с.

*Вахромеев С. А., Зимин И. А., Кожевников К. Е. и др.* Уральские месторождения хромита. Тр. ВИМС. Вып. 85. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 240 с.

*Гришук А. Н.* Петрогеохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 22 с.

*Зиновьев В. Н.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на хромиты в пределах Уфалейского и Каркодинского ультраосновных массивов за 1998–2004 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2004 г. и оценкой прогнозных ресурсов (в 3 книгах и 1 папке). Вишневогорск, 2006ф.

*Красулин В. С.* Отчет о геологической съемке Уфалейского хромитоносного района (Геологическая карта Урала, масштаб 1: 50 000. Планшеты N-41-133-А, Б, В, Г; N-41-1-Б; N-41-2-А). 1939ф. 280 с., № 07927.

Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала / Под. ред. Б. В. Первозчикова. Пермь, 2000. 474 с.

### **Строение хромитовых рудных зон в дунитах альпинотипных массивов**

Проблемы изучения строения и условий залегания хромитовых рудных тел в ультраосновных массивах, а также их поиска и разведки являются весьма актуальными. Это связано, в первую очередь, с дефицитом хромитового сырья на Урале и приобретающими все более широкое развитие поисковыми работами на хромититы в разных регионах России. Основными критериями для поиска хромитовых руд остаются прямые признаки – коренные выходы хромитовых руд, петрографический (приуроченность богатых руд к дунитам) и структурный (приуроченность к зонам разломов и куполообразным поднятиям). Геохимические методы поиска разработаны слабо, а геофизические – малодейственны. Не менее важной проблемой является оконтуривание рудных тел. В большинстве случаев на хромитовых месторождениях преобладают вкрапленные разновидности руд, поэтому оконтуривание проводится по бортовому содержанию (обычно берется 10 %  $Cr_2O_3$  в руде). В результате формы рудных тел приобретают весьма разнообразные, часто очень сложные очертания (рис. 1).

Наши наблюдения на ряде хромитовых месторождений Урала позволили выявить некоторые закономерности в их строении, которые позволяют существенно упростить процедуру поиска и разведки хромититов. Оговоримся, что речь идет только об одном типе хромитового оруденения – высокохромистых вкрапленных рудах в крупных дунитовых телах. Объектами изучения служили месторождения южной части Верх-Нейвинского массива и северной – Первомайского. Аналогичные результаты были получены другими исследователями на массиве Рай-Из (В. В. Кениг – устное сообщение) и ряде месторождений Южного Урала [Савельев и др., 2008]. Таким образом, выведенные закономерности являются рядовыми для хромитовых месторождений Урала, а, вероятнее всего, и всей России.

Отметим общие черты изучаемых месторождений: 1) хромитовые руды залегают в средних и крупных (от десятков-сотен метров до первых километров по мощности) дунитовых телах; 2) месторождения представляют собой маломощные (десятки метров) и протяженные (чаще всего субмеридиональные, сотни метров) зоны в дунитах, насыщенных рудным минералом с разной густотой вкрапленности – от акцессорной и убогой вкрапленности до массивных руд; 3) хромититы залегают в оторочке осветленных дунитов (или серпентинитов по ним); 4) преобладают полосчатые текстуры руд (рис. 2), причем элементы залегания полосчатости практически одинаковы по всей рудной зоне.

Изучение кернового материала по скважинам указанных месторождений показало, что рудные концентрации распределены весьма неравномерно, установить однозначно границы рудных тел невозможно, единственным способом является оконтуривание по бортовому содержанию. Не меньшей проблемой является трассирование границ рудных тел между скважинами, часто возникает возможность альтернативных вариантов отрисовки рудных тел. В результате тела приобретают весьма сложное строение, что влияет на подсчет запасов (см. рис. 1).

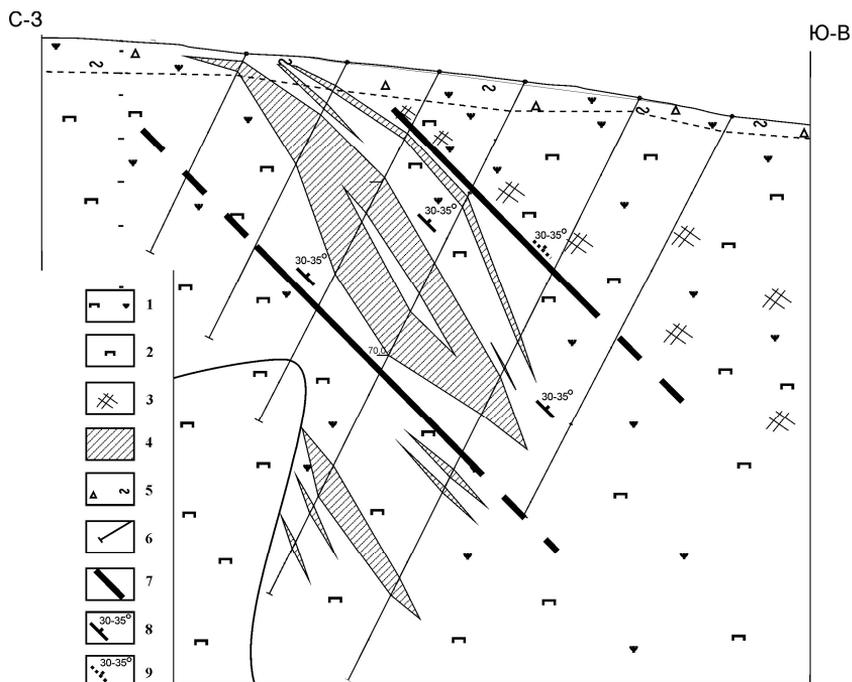


Рис. 1. Разрез (линия № 3) хромитового месторождения южной части Верх-Нейвинского массива.

1 – дуниты и серпентиниты по ним; 2 – перидотиты и серпентиниты по ним; 3 – зоны дробления в породах; 4 – хромитовые руды; 5 – кора выветривания по серпентинитам; 6 – скважины; 7 – границы осветленных рудоносных и темных безрудных дунитов; 8 – элементы залегания полосчатости хромититов; 9 – элементы залегания рудоносной зоны.

Несмотря на столь сложную картину, нами выделены определенные закономерности в строении рудоносных зон. Как уже отмечалось, хромитовые руды залегают в осветленных дунитах. Макроскопически это светло-зеленые до бледно-зеленых однородные дуниты или серпентиниты по ним. Визуально они очень хорошо отличаются от темно-зеленых до практически черных безрудных дунитов. По химическому составу осветленные дуниты отличаются пониженной общей железистостью породы (5–6 % по сравнению с 9–11 %  $Fe$  в безрудных дунитах). Также пониженная железистость отмечается и в породообразующем оливине. Эти явления отмечали ранее И. С. Чашухин и А. Б. Макеев, которые предлагали использовать его как поисковый признак на хромититы (есть соответствующие патенты).

Если рассматривать границы зоны околорудного осветления по разрезам, то выясняется, что существует довольно резкий переход от рудоносных осветленных к безрудным темно-зеленым дунитам (или, соответственно, серпентинитам по ним). Отрисовка границ зоны осветленных серпентинитов с хромититами показывает (см. рис. 1), что она образует прекрасно очерченное пластообразное тело с очень ровными границами (назовем его собственно *рудоносной зоной*). Более того, на основании многочисленных замеров элементов полосчатости хромитовых руд выяснилось, что они в точности совпадают с элементами залегания рудных зон. В то же время распре-

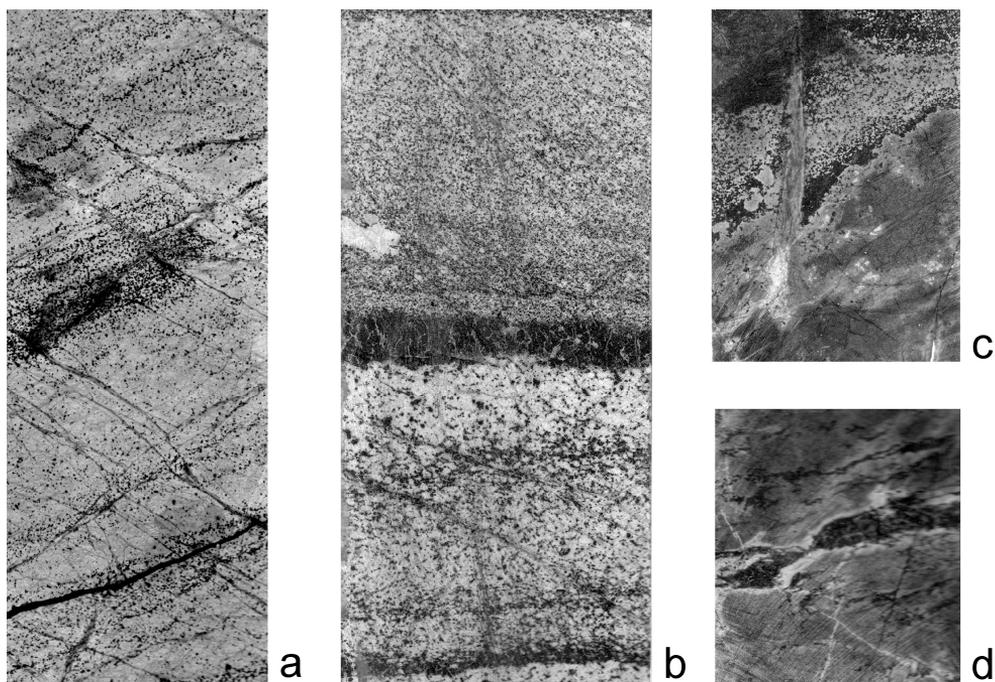


Рис. 2. Текстуры хромитовых руд: а) грубая полосчатость в убогих хромитовых рудах; б) псевдообломочные руды с элементами полосчатости; в) сложнопостроенные прожилковые руды, отмечается увеличение густоты вкрапленности от центра прожилка к краю; д) прожилковые хромититы с тонкими оторочками осветленных дунитов.

деление рудных концентраций в пределах этой зоны довольно хаотично. Более того, внутри рудоносной зоны нередко встречаются осложняющие ее элементы – зоны брекчирования, вторичные жилы дунитов и хромититов, участки безрудных (темно-зеленых) серпентинитов, искажение первичной полосчатости и т. п. Их необходимо учитывать при выделении и оконтуривании рудных тел.

На месторождениях Верх-Нейвинского массива рудные концентрации были встречены и ниже рудоносной зоны (см. рис. 1), однако в данном случае существенно меняется их облик. Они представляют собой прожилки и маломощные (до нескольких десятков сантиметров) жилы с тонкой каймой осветленного дунита среди однородных темных безрудных пород. Жилы интенсивно ветвятся, элементов полосчатости в рудах не наблюдается.

Таким образом, мы имеем дело с прекрасно очерченной на разрезе и в плане рудоносной зоной, имеющей пластообразный облик. Трактовать ее генетическую природу, как и генезис самих хромититов, довольно сложно. На наш взгляд, это раннемагматические образования. На это указывают наблюдаемые нами в ряде случаев специфические текстуры руд – псевдообломочные, градиационные (см. рис. 2) и др. Распределение рудных концентраций и форма их выделения в пределах рудоносной зоны определяется, очевидно, динамикой среды кристаллизации. Чем спокойнее была обстановка, тем ближе рудные тела к пластообразной форме. Прожилковые хромититы под рудоносными зонами – результат проникновения рудного вещества по трещинам в уже консолидированные нижележащие породы.

Выделение подобных закономерностей позволяет существенно упростить процедуру поиска и разведки хромитовых месторождений в дунитах. Теперь на стадии поисков основное внимание следует уделять выделению и трассированию именно зон осветленных серпентинитов (желательно с выявленными рудными концентрациями). Также необходимо обращать основное внимание на элементы полосчатости руд. При этом вполне очевидно, что из-за сильной неоднородности распределения хромитов в рудной зоне часть скважин, пересекших эту зону, может не подцепить собственно хромитовое оруденение. Такие скважины не должны быть отбракованы как бесперспективные.

### **Выводы**

1. Хромитовые месторождения в дунитах представлены зонами осветленных серпентинитов с хромитовым оруденением. Рудоносные зоны имеют хорошо выдержанную пластообразную форму. Распределение хромитовых концентраций в их пределах довольно хаотично.

2. Хромитовые руды повсеместно имеют в той или иной степени выраженную полосчатость, элементы которой всегда совпадают с элементами залегания рудоносной зоны.

3. В лежачем боку рудоносной зоны часто наблюдается прожилковое хромитовое оруденение.

4. При поисковых и разведочных работах рекомендуем обращать пристальное внимание на выделение рудоносной зоны как главный признак наличия хромитового оруденения.

*Исследования выполнены при поддержке программы ОНЗ «Металлогенетические эпохи и провинции фанерозойских складчатых поясов: закономерности размещения различных типов минеральных месторождений в конвергентных и дивергентных геодинамических обстановках».*

### **Литература**

*Кравченко Г. Г.* Роль тектоники в кристаллизации руд Кемпирсайского Плутона. М.: Наука, 1969. 213 с.

*Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

*Д. Е. Савельев*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*  
*savl71@mail.ru*

### **Трансформация хромититовых залежей офиолитов в коровых условиях**

На протяжении последних лет нами разрабатывается модель хромитообразования в альпинотипных гипербазитах, где главная роль отводится двум взаимодействующим процессам: деплетированию мантийного вещества, при котором происходит мобилизация хрома из силикатов в окисную фазу, и тектонического течения рестита,

в результате которого рассеянные в дунитах хромшпинелиды группируются в рудные тела [Савельев и др., 2006; 2008]. Предполагается также, что начальный этап хромитообразования протекает в обстановке рифтогенеза (при общем расширении и декомпрессии, которые сопровождаются всплыванием мантийных масс), а поздний – в обстановке сжатия и характеризуется формированием на месте многочисленных линейных тел с бедновкрапленным оруденением компактных тел массивных и густовкрапленных руд.

На коровом этапе преобразование структуры и состава ультрабазитов и хромитовых месторождений связано преимущественно с их хрупкой деформацией, в результате чего происходит дезинтеграция залежей и местная концентрация хромшпинелидов в их фрагментах. Первичные соотношения практически полностью сохраняются в условиях петельчатой серпентинизации, максимальные изменения структуры месторождений связаны с хризотиловой, а состава – с антигоритовой фациями метаморфизма.

Подъем плотного разогретого мантийного вещества в условиях декомпрессии сопровождается постепенным его остыванием, а уменьшение всестороннего давления ведет к необходимости увеличения объема, что компенсируется петельчатой серпентинизацией. Данный процесс проходит в статических условиях и представляет собой разбавление ультрабазитов водой с сохранением первичных структур и текстур пород.

Дальнейшее перемещение блоков ультрабазитов в верхние горизонты коры связано с коллизионными процессами, когда в обстановке тангенциального сжатия происходит сокращение ширины подвижного пояса. В качестве модели можно предложить трехслойную конструкцию, состоящую из жесткого основания (неизмененные мантийные породы), частично серпентинизированных ультрабазитов верхней части поднявшегося диапира и слоистыми вулканогенно-осадочными породами, контактирующими со свободной поверхностью. При сжатии модели произойдет ее сокращение, сопровождающееся фрагментацией среднего слоя с разделением его на блоки, которые будут выдавливаться в верхние пластичные слои, смятые в складки [Савельев, Бажин, 2007]. Эта модель находится в соответствии с геофизическими данными по геометрии крупных гипербазитовых массивов, таких как Крака [Пацков, 1977], Халиловский [Варлаков, 1978], Кемпирсайский [Непомнящий, 1959].

Сохранность внутренних частей массивов при подобной деформации можно объяснить резким изменением физических свойств ультрабазитов при серпентинизации. Являясь самыми вязкими из земных пород в первичном состоянии, перидотиты становятся едва ли не самыми пластичными при полной серпентинизации. Такой скачок в механических свойствах обуславливает образование по границам блоков серпентинитовой «смазки», вдоль которой и происходит их внедрение в верхние горизонты земной коры.

Тектоническая ремобилизация корового этапа может значительно затушевать первичную структуру и ведет к перераспределению рудного вещества, а иногда и к изменению первичного химического состава руд. Наибольшие изменения морфологии локализованы в участках развития хризотиловых серпентинитов, которые, как правило, трассируют сдвиговые зоны различного масштаба.

Рассмотрим трансформацию хромитового оруденения на примере южной части массива Средний Крака (рис. А). По долине р. Кага проходит зона правостороннего сдвига, разделяющая массивы Средний и Южный Крака. В 2–3 км к северу от сдвиговой зоны хромитопроявления Саксей-Ключевской площади практически не пре-

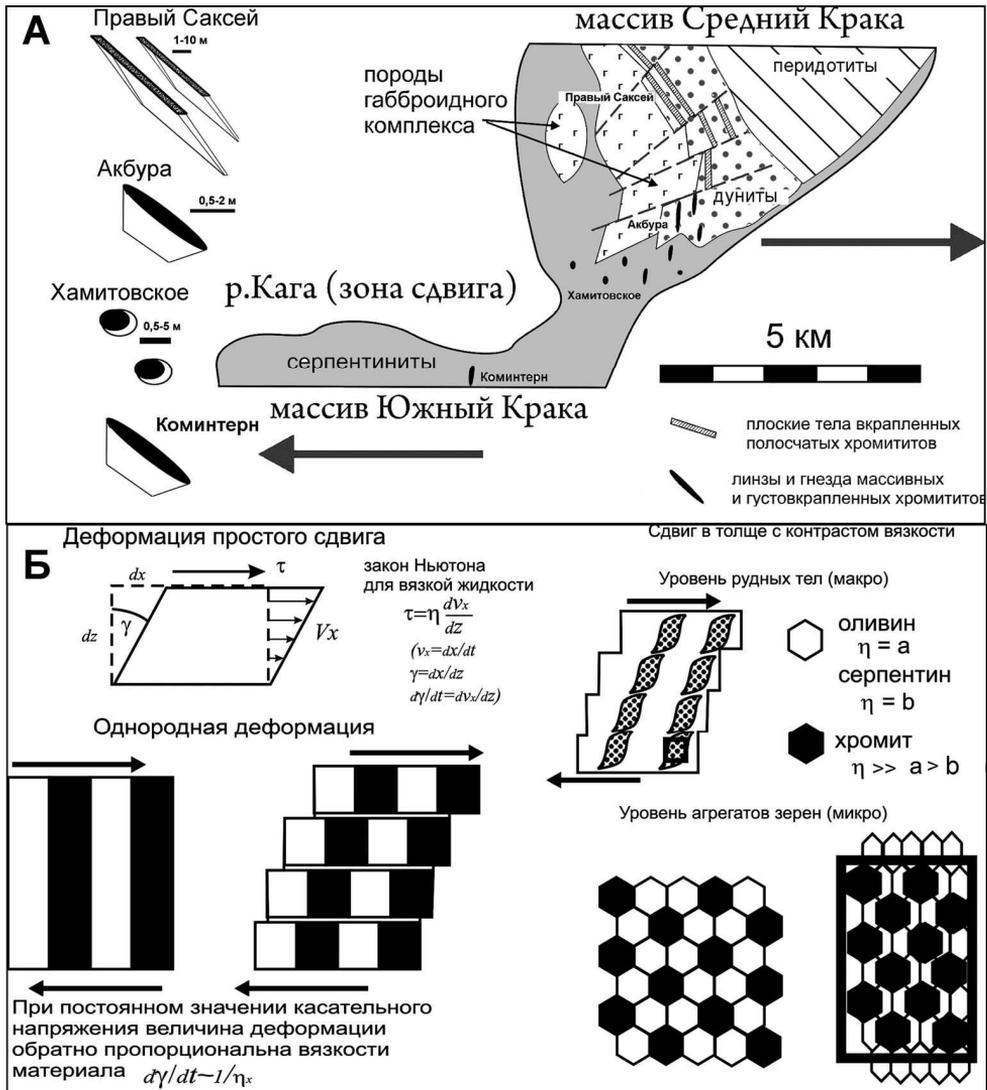


Рис. Преобразование морфологии хромититовых тел в сдвиговой зоне (А) и ее механическая модель (Б).

терпели изменений, они сложены мелкозернистыми, полосчатыми редко- и средне-вкрапленными хромитами в дунитах. С приближением к сдвиговой зоне (к югу), происходят постепенные изменения в характере оруденения: 1) размер блоков, на которые разбиты рудные тела, постепенно сокращается (70–100 м на севере, 50 м в центре и 5–10 м на юге), 2) морфология тел изменяется от таблитчатой (70?50?1 м) на севере к плоско-линзовидной (50?20?1,5 м) в центре и к линзовидной и гнездообразной (от 15?10?2 до 1?1?1 м) на юге, 3) с севера на юг увеличивается густота вкрапленности от полосчатой мелкозернистой редковкрапленной до густовкрапленной в центральной части и массивной на юге.

Аналогичная картина сопряженного изменения морфологии и структурно-текстурных особенностей оруденения наблюдается в пределах Уфалейского массива. Здесь зона правостороннего сдвига расположена в северной части. Изменение морфологии рудных тел и их текстурно-структурных особенностей происходит в той же последовательности, но с юга на север. Бедновкрапленные руды Волчьегогорского месторождения сменяются более богатыми хромитами Буслаевой Горы, Родионовского и Песчанского рудных узлов, с юга на север растет размер зерен рудных минералов.

В обоих примерах вблизи рудных зон располагаются тела габброидов и они играют роль жестких ограничений – препятствий для развития сдвиговых зон. Именно «в тени» габбровых массивов сохраняются тела первичных хромитовых руд.

Кратко остановимся на причинах наблюдаемых преобразований хромитовых месторождений. В левой части рис. Б показана схема развития деформации простого сдвига для модели с однородными механическими свойствами; в правой – модель с контрастом вязкости (пара хромит – серпентин): сдвиг ведет к большей деформации слоев серпентинита, хромиты будинируются, формируя четко видимые фрагменты с кулисообразным расположением друг относительно друга. На микроуровне те же сдвиговые напряжения в центральных частях тел будут вызывать деформацию сжатия, которая из-за сильной разницы в вязкости хромита и серпентина ведет к сближению хромитовых зерен и выжиманию серпентина из интерстиций между ними. Таким образом, вкрапленная структура постепенно преобразуется в сплошную. Повышение температуры при деформации густовкрапленных руд может привести к росту зерен рудных минералов, что и наблюдается во многих случаях.

Химический состав рудных шпинелидов также претерпевает различные изменения в зависимости от типа серпентинизации массивов. При петельчатой серпентинизации он остается практически без изменений, при хризотилизации преобладает деформация, и образуется кайма из хроммагнетита и магнетита, антигоритизация ведет к превращению хромита в магнетит и к его растворению. Интенсивность изменения химизма шпинелидов обратно пропорциональна густоте его вкрапленности: легче всего замещаются акцессорные шпинелиды, наиболее устойчивы массивные руды.

## Литература

*Варлаков А. С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.

*Непомнящих А. А.* Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива // Советская геология. 1959. № 9. С. 112–123.

*Пацков А. А.* К вопросу о геометрии массивов Крака // Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала. Уфа, 1977. С. 72–85.

*Савельев Д. Е., Бажин Е. А.* О механизме внедрения мантийных гипербазитов в верхние горизонты земной коры // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Т. II. С. 88–91.

*Савельев Д. Е., Савельева Е. Н., Сначев В. И., Романовская М. А.* К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. 2006. № 6. С. 3–8.

*Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

**Особенности геологического строения  
хромитового рудопроявления Лактыбаш,  
массив Южный Крака (республика Башкортостан)**  
(научный руководитель С. Г. Ковалев)

Появление новых технологий по обогащению и комплексному использованию хромитовых руд с небольшими содержаниями полезного компонента (до 15 %  $Cr_2O_3$ ) вновь сделали актуальной проблему поиска и переоценки уже известных кракинских объектов с бедновкрапленным типом хромитовой минерализации.

В процессе проведения поисково-разведочных работ, проводившихся ЗАО ГДК «Хром» при участии автора, в пределах Северо-Апшакской и Апшакской лицензионных площадей, расположенных в западной части массива Южный Крака (рис. 1) были получены материалы, позволяющие по-новому взглянуть на проблему генезиса хромитовых руд гипербазитовых массивов Южного Урала.

Рудопроявление Лактыбаш, расположенное в пределах юго-западной части массива Южный Крака на южном склоне хребта Ашкарские горы в истоках реки Ашкарка 2-я, может рассматриваться как эталонное. При полевых исследованиях были отмечены характерные взаимоотношения между рудовмещающими гипербази-

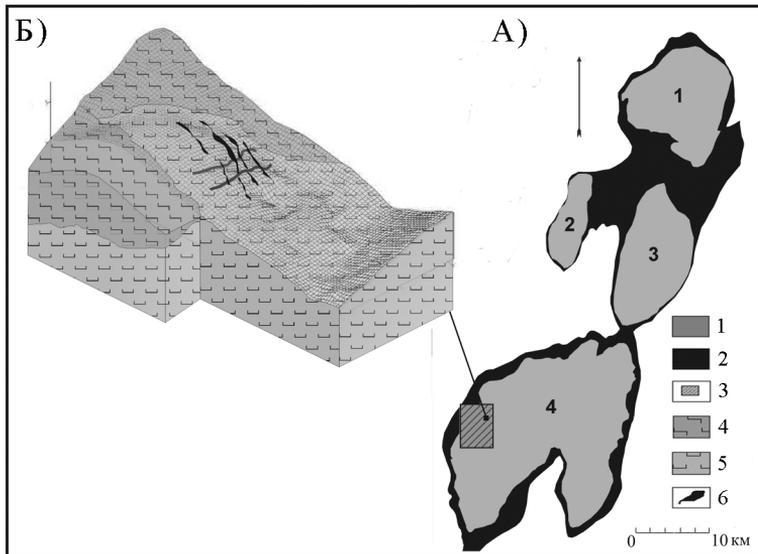


Рис. 1. Обзорная схема Северо-Апшакской и Апшакской площадей (А) и блок-диаграмма рудопроявления Лактыбаш (Б).

1 – гипербазитовые массивы Крака (1 – Северный, 2 – Узянский, 3 – Средний, 4 – Южный), 2 – породы рамы, 3 – площадь исследований, 4 – пачка переслаивания дунитов и гарцбургитов, 5 – преимущественно дуниты; 6 – рудная минерализация.

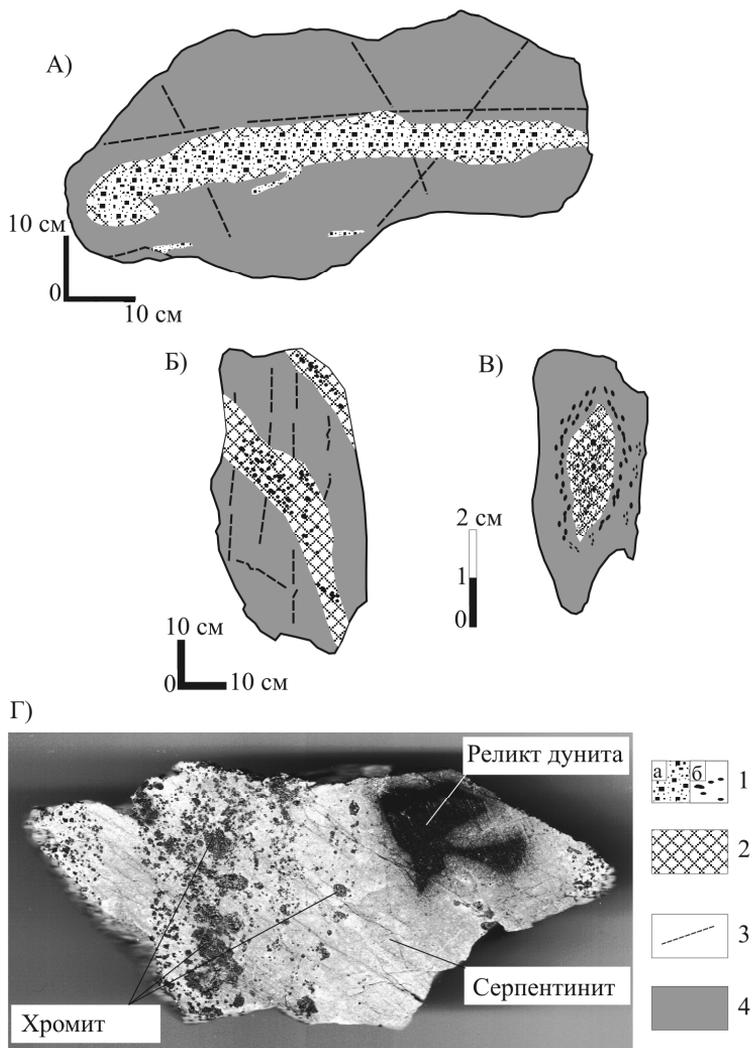


Рис. 2. Взаимоотношения между хромитовой минерализацией, рудовмещающими породами и серпентинитами.

1 – рудная минерализация, 2 – серпентиниты, 3 – трещины, 4 – дуниты.

тами, хромитовой минерализацией и серпентинитами, которые, возможно, указывают на их генезис.

При детальном описании хромитового оруденения в опорных стенках рудопроявления Лактыбаш отмечена следующая закономерность. Рудная минерализация заключена в серпентинитовый матрикс, что с поверхности образцов выглядит как серпентинитовая оторочка (рис. 2А, Б).

Минерализация представлена жилами и прожилками хромшпинелидов с четкими, резкими границами с вмещающими слабо серпентинизированными дунитами. Встречаются и сгустки хромшпинелидов изометричной формы (рис. 2В, Г) размером

от 1 до 10–15 см с постепенными переходами к вмещающим породам. Иногда они окружены ореолом единичных, рассеянных зерен хромшпинелидов. Кроме того, отмечается уменьшение размерности зерен хромшпинелидов от центра шпюра к его периферии. В случае полной серпентинизации рудовмещающих пород наблюдается концентрирование хромшпинелидов в прожилках, в то время как в сохранившихся реликтах дунитов рудная минерализация отсутствует. Возможно, сегрегация хромитов происходила либо совместно с серпентинизацией, либо позже при «внешней» нагрузке (сжатии) из-за различия физико-механических свойств серпентинизированного субстрата и рудных минералов.

Природа взаимоотношений между хромитовой минерализацией, ультрамафитами и серпентинитами анализировалась в ряде публикаций. Так, например, в работах Н. К. Высоцкого [1923], посвященных хромитам Нижнетагильского массива, отмечалось частое присутствие вокруг хромитовых жилок серпентиновых каемок. А. Н. Заварицкий [1928] и А. Г. Бетехтин [1935] установили, что оторочки наблюдаются вокруг сплошных или густовкрапленных скоплений и не распространяются на вкрапленники. Тот факт, что оторочки наблюдаются в почти несерпентинизированных дунитах, свидетельствует, по их мнению, о том, что образование оторочек генетически связано с хромитами. Отсюда был сделан вывод, что серпентиновые оторочки представляют собой эскудаты гидротермальных проявлений, сопровождавших хромитовые скопления [Бетехтин, 1935]. Аналогичное явление наблюдалось в Уктусском и Каменушинском массивах, а также во многих альпинотипных месторождениях хромитов Алапаевского и Кемпирсайского массивов [Иванов, 1997]. По мнению О. К. Иванова, интенсивный катаклиз хромшпинелидов на контакте с серпентинитовыми оторочками свидетельствует, что серпентинизации подвергались наиболее раздробленные участки дунитов, а идентичность состава и структуры серпентинита из оторочек и в серпентинизированных дунитах свидетельствует, что серпентинитовые оторочки образовались в результате массовой лизардитовой серпентинизации пород. Ширина таких оторочек сплошного серпентинита вокруг хромитовых руд достигает 1–2 см.

Таким образом, можно констатировать, что процесс образования хромитовой минерализации прожилкового типа, может быть связан с серпентинизацией рудовмещающих пород, которая развивалась по трещинам, формировавшимся при хрупких деформациях субстрата массивов в коровых условиях, возможно при автотоморфических процессах.

## Литература

- Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.-Л.: АН СССР, 1935. 148 с.
- Высоцкий Н. К.* Краткий предварительный очерк месторождений платины по системе рек Иса, Выи, Туры и Нясьмы на Урале // Изв. Геол. Комитета. 1923. Т. 22. № 7–8. С. 533–559.
- Заварицкий А. Н.* Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с.
- Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Урал. ун-т, 1997. 488 с.

## **Рифейские мафит-ультрамафитовые комплексы Западного Забайкалья**

Расслоенные плутоны основных-ультраосновных пород являются интереснейшими природными объектами. Им посвящено множество работ, однако до сих пор остается много вопросов, связанных с процессами их формирования, и их дальнейшее изучение позволит приблизиться к решению важнейших петрологических проблем, таких как становление интрузивных тел, формирование внутренней структуры как отражение особенностей процесса их затвердевания, конкретные механизмы дифференциации расплавов в магматических камерах и т.п. Вместе с тем, расслоенные плутоны представляют и огромный практический интерес в связи с приуроченными к ним скоплениями сульфидов меди и никеля, хромитов и титаномагнетита. По этим причинам актуальным является комплексное изучение подобных интрузивов с целью выявления особенностей протекания в них рудообразующих процессов. Особый интерес в этом плане представляют собой позднепротерозойские интрузивы западного Забайкалья (район нижнего течения реки Селенги), где выделяется ряд основных-ультраосновных массивов Метшихинской группы, наиболее крупными из них являются Метшихинский, Оймурский, Острая Сопка и другие более мелкие. Такого рода интрузивы являются единственными индикаторами геодинамических режимов, отражающих ранние стадии развития палеоазиатского океана. Это связано с тем, что палеозойские гранитоиды практически полностью преобразовали и уничтожили породы вулканогенно-осадочного комплекса, в то время как интрузивные образования слабо изменены и в виде останцов присутствуют в крупных гранитных массивах.

Согласно данным [Грудинин и др., 1999], Метшихинская островодужная система фиксируется верхнерифейскими турбидитами Баргузинского террейна, надсубдукционными базальтами верхнерифейской итанцинской свиты, а также отдельными магматическими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава, расположенными в виде останцов среди гранитных пород вдоль восточного побережья озера Байкал. Среди этих массивов нами изучены наиболее сохранившиеся плутоны – Метшихинский и Острая Сопка [Оросев и др., 2006].

Метшихинский массив размером 8?2.5 км расположен на хребте Урлак в междуречье рек Метшиха и Большая. Вмещающими породами являются граниты разного состава и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии. Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80 % состоит из пород основного ряда, представленных разнообразными габброидами [Малышев, 2006]. В его центральной части развиты, в основном, оливиновые габбро и габбронориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов, к контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболлизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти полностью амфиболлизированные габбро.

Все породы Метшихинского массива относятся к толеитовым породам нормального ряда и характеризуются высокой магнизиальностью и низким содержанием  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ . Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов

пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при этом меняется незначительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при уменьшении содержания MgO. По мере увеличения содержания SiO<sub>2</sub> в породах этой ассоциации уменьшаются содержания TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO.

Для всех пород Метешихинского массива, как габброидов, так и дунитов, установлены низкие содержания редкоземельных и других некогерентных элементов. Габброиды Метешихинского массива имеют спектры распределения РЗЭ с пологими ((La/Yb)<sub>N</sub> = 0.24) положительными наклонами и положительной европиевой аномалией (Eu/Eu\* = 1.9). Плагиограниты и плагиолейкограниты характеризуются пологими отрицательными ((La/Yb)<sub>N</sub> = 3 и 5.7 соответственно) спектрами распределения РЗЭ с заметной положительной аномалией по Eu (Eu/Eu\* = 11.8 и 5.4).

Анализируя распределение РЗЭ в габброидах, можно прийти к выводу, что они являются дифференциатами основной магмы. Близкие соотношения некогерентных элементов указывают на комагматичность габброидов и дунитов.

Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что для габброидов Метешихинского массива характерны почти плоские спектры с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения LILE. Габброиды характеризуются максимумами по Sr и Eu, что характерно для базитовых магм островодужной обстановки. Породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана ( $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ ) для основных групп пород массива ( $\tau = 7.6-36.4$ ), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов.

Для массива было выполнено изотопное датирование первичной роговой обманки из габбро Ag-Ag методом. В возрастном спектре наблюдается плато, характеризующее ~ 98 % выделившегося <sup>39</sup>Ag и значением возраста 809±8 млн лет, что указывает на верхнерифейский или позднебайкальский этап проявления островодужного магматизма.

В структуре массива выделяются три серии пород: ультрамафитовая, относящаяся по-видимому, к первой фазе становления плутона, и преобладающая мафитовая, принадлежащая ко второй фазе дифференциатов. Для Метешихинского массива характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная ритмичным чередованием дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов. В нем не установлены породы краевой фации, что характерно для островодужных расслоенных габброидов, а также ксенолиты осадочно-вулканогенных пород.

Состав главных породообразующих минералов изменяется в относительно небольших пределах. Железистость оливина варьирует от 17.5–21.2 % в дунитах и перидотитах до 25.2–28.7 % в оливиновых габбро и габброноритах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариациями железистости от 13.3 % в клинопироксенсодержащих дунитах до 26 % в габбро. Ортопироксен по составу отвечает бронзиту с железистостью от 19.5 % в ультраосновных породах до 29 % в габброноритах. Состав плагиоклазов изменяется от 88–92 % An в плагиоклазсодержащих перидотитах до 87 % An в оливиновых габбро и 77 % An в габброноритах. Особо следует остановиться на характеристике амфибола, присутствующего во всех разновидностях пород массива и являющегося наиболее поздним магматическим минералом. Согласно номенклатуре амфиболов Б. Е. Лике, первично-магматический кальциевый амфибол имеет состав паргасита-эденита, и только в габбро появляется магниезильная роговая обманка. В целом, для амфиболов Метешихинского массива

характерны повышенные содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , отражающие высокие  $P_{общ}$  при их кристаллизации. Эти данные, наряду с очень низкой кальциевостью оливина и повышенной глиноземистостью пироксенов, свидетельствуют о глубинных условиях формирования пород интрузива.

Массив Острая Сопка располагается в 15 км от предыдущего плутона вверх по течению р. Метешиха, в хребте Черная Грива в районе г. Острая Сопка. Непосредственно сам массив в плане имеет серповидную форму, обращенную вогнутой стороной на северо-восток. При детальном рассмотрении взаимоотношений мафитовой и ультрамафитовой частей интрузива можно предположить, что он сложен породами, относящимися к двум фазам его становления. Следует отметить, что породы этих двух фаз, по-видимому, образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива.

Первой фазе соответствуют амфиболовые перидотиты, плагиоперидотиты, лерцолиты, гарцбургиты и пироксениты. Вторая фаза сложена разностями габбро и габбро-норитов. Ультрамафиты преобладают в центральной части плутона и слагают различные по форме тела размером от 50 до 400 м в поперечнике. В наиболее крупных перидотитовых телах преобладают амфиболовые перидотиты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в перидотитах возрастает, в экзоконтактах отмечается появление плагиоперидотитов и пироксенитов.

Преобладающими породами массива являются габброиды, составляющие порядка 70 % площади. В распределении базитовой части пород можно выявить довольно четкую зональность. В центральной части плутона распространены, в основном, пироксениты, оливиновые габбро и габбронориты, затем следует зона мощностью порядка 300 м амфиболовых габбро, сменяющихся к контакту амфиболитизированными и циозитизированными габброидами. Жильные породы распространены мало и представлены дайками гранитов и линзами кварца. Они имеют северо-восточное направление при мощности от 10 до 50 см. Вмещающими породами массива являются гранитоиды, сланцы и гнейсы.

По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда ( $SiO_2$  43–53 мас. %, сумма щелочей – 0.43–5 мас. %) и характеризуются высокой глиноземистостью (7.14–30 мас. %  $Al_2O_3$ ), низкой титанистостью (0.1–1 мас. %  $TiO_2$ ), они бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ( $Na_2O/K_2O > 4$ ). Магнезиальность пород колеблется от  $Mg\# = 60$  в перидотитах до  $Mg\# = 14$  в лейко-габбро. На вариационных диаграммах  $MgO$ -элемент составы пород плутона образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород ( $MgO$  14.5 мас. %) до наиболее лейкократовых ( $MgO$  0.4 мас. %). Такие тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением содержания  $MgO$  возрастает содержание  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения  $MgO$  в породе уменьшается как доля оливина, так и его магнезиальность. Содержание  $CaO$  с уменьшением  $MgO$  в породах массива остается постоянным, а содержание  $Al_2O_3$  возрастает от 12.5 мас. % в оливиновом габбро до 30 мас. % в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза. Для всех пород массива характерны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами. Нормализованное по хондриту  $(La/Yb)_N$  отношение варьирует от 2.5 до 6.4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами.

Для всех проанализированных образцов, установлена положительная европиевая аномалия ( $(Eu/Eu^*)_n = 1.7-2.4$ ), что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на примитивную мантию, выделяются минимумы по Ta, Hf, Ti и Zr, а также обогащение пород крупноионными литофильными элементами (LILE) и Sr, что, наряду с обогащением легкими лантаноидами, характерно для островодужных базальтов.

По петро- и геохимическим особенностям породы массива близки к породам высокоглиноземистых перидотит-габбровых массивов, широко распространенных в структурах Алтае-Саянской складчатой области и Монголии (Лысогорский, Мажалыкский, Хиргиснурский комплексы), для пород расслоенной серии которых характерны низкие содержания кремния, титана, щелочей и фосфора при высоких содержаниях магния и глинозема. Широкие вариации содержаний глинозема, магния и кальция обусловлены фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации высокомагнезиального базальтового расплава в магматических камерах при низких давлениях.  $^{40}Ar/^{39}Ar$  геохронологическое исследование пойкилитового магматического амфибола позволило датировать возраст, который составляет  $844 \pm 6$  млн лет. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести плутон к перидотит-пироксенит-габбровому типу интрузий.

### Литература

Грудинин М. И., Беличенко В. Г., Гилев А. Ю., Бараиш И. Г. Ультрабазит-базитовые комплексы района нижнего течения р. Селенги (Юго-Восточное Прибайкалье) // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 1. С. 84–87.

Мальшиев А. В. Петрохимические особенности метешихинского ультрабазитового массива (Юго-восточное Прибайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 2006. С. 88–90.

Орсоев Д. А., Мехоношин А. С., Мальшиев А. В. Островодужные перидотит-габбровые комплексы Ольхонского террейна на примере Метешихинской группы массивов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матер. науч. совещ. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 73–76.

**П. С. Бойко, А. Ю. Альбеков**

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж  
boyko@geol.vsu.ru, sashaalb@list.ru*

### **Характеристика сульфидного оруденения в породах золотухинского гипербазит-базитового комплекса КМА (Центральная Россия)** (научный руководитель чл.-корр. РАН Н. М. Чернышов)

Ассоциация пород золотухинского двухфазного гипербазит-базитового комплекса широко развита в пределах центральной части Курской структурно-формационной зоны (СФЗ КМА) Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и приурочена к краевым частям Орловско-Белгородского макроблока и сопряженных с ним палеопротерозойских рифтогенных структур: Белгородско-Михайловской, Рыльской и Алексеевско-Воронежской. Целью проведенных в 2010 г. экспедиционных

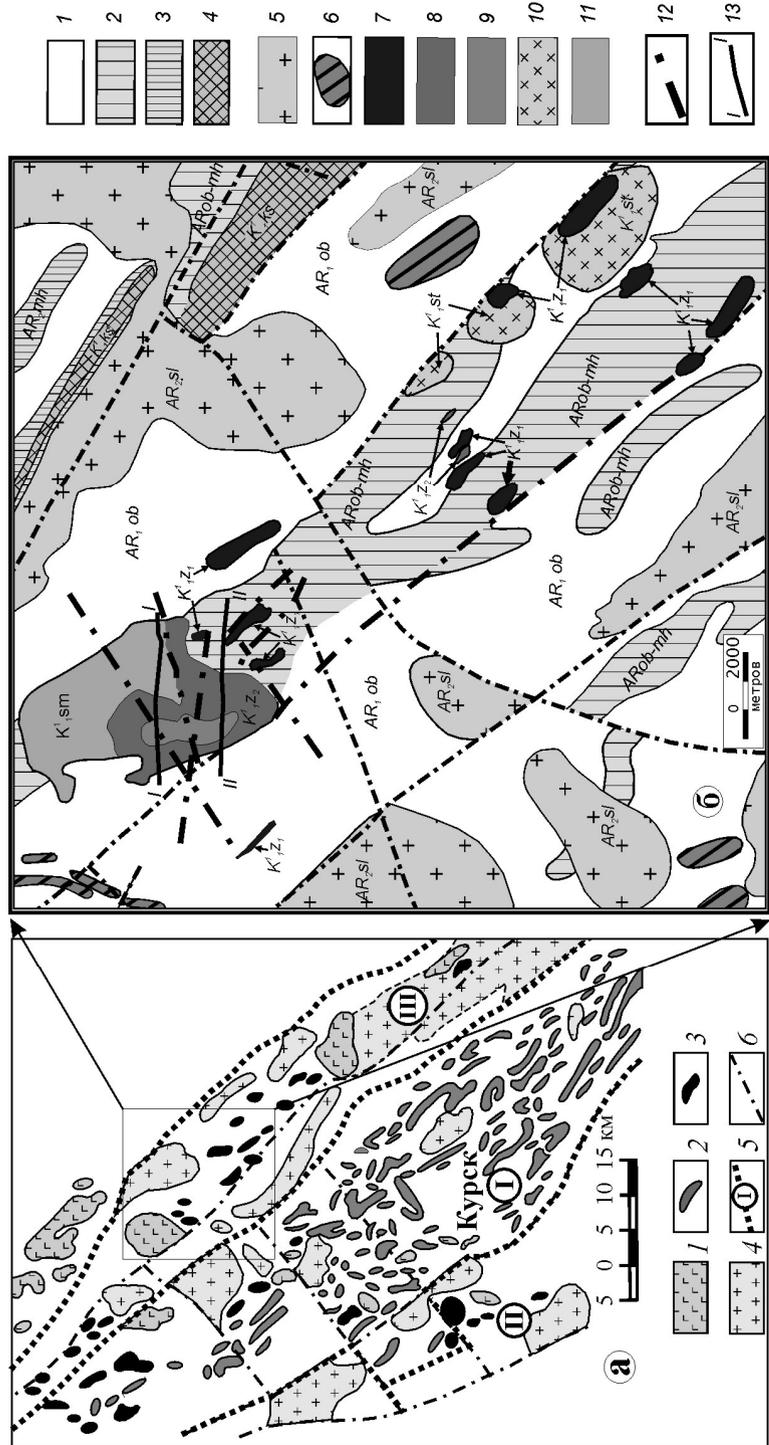


Рис. Особенности размещения ультрабазит-базитовых интрузий:

а) в пределах Курско-Бесединского блока, по [Чернышов и др., 1981]: 1 – габбродолериты смородинского комплекса; 2 – перидотит-пироксенит-габброноритовые тела бесединского комплекса в ассоциации с высокожелезистыми комагнит-базальтовыми вулканитам; 3 – ультрамафит-мафитовые тела золотухинского комплекса; 4 – гранитоиды разных возрастов и формаций; 5 – границы раннеархейского Курско-Бесединского блока (I) и раннекарельских зон – Михайловской (II), Зиновьевско-Мантуровской (III); 6 – тектонические нарушения.

б) на схематической карте Смородинского и Золотухинского участков, по [Альбеков, 2002; Бойко, 2009, 2010; Чернышов и др., 1981] с дополнениями: 1 – гнейсы разного состава обоянского ПМК; 2 – нерасчлененные породы обоянского ПМК и михайловской серии; 3 – метаморфизованные кварцевые порфиры, кристаллические сланцы и метабазиты михайловской серии; 4 – железистые кварциты, слюдястые и филлитовые сланцы, метапесчаники и метаконгломераты, метабазиты курской серии; 5 – породы салтыковского мигматит-плагиигранитного комплекса; 6–9 – породы золотухинского дунит-перидотит-габброноритового комплекса: 6 – нерасчлененные ультраосновные и основные породы, незаверенные бурением, 7 – дуниты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты 1 фазы, 8 – габбронориты и нориты 2-й фазы, 9 – микроклинизированные габбронориты апикальных частей интрузии; 10 – габбродиориты и гранодиориты стойло-николаевского комплекса; 11 – габбродолериты смородинского комплекса; 12 – тектонические нарушения; 13 – профили разрезов и их номера.

---

работ на базе кернохранилища ОАО Югозапгеология (п. Черноголовка Курской области) и последующих камеральных исследований являлся поиск в породах золотухинского комплекса проявлений сульфидной минерализации. Изначально (с конца 60-х гг. XX в.) комплекс пород габбронорит-гипербазитовой формации выделялся как троснянский габбро-перидотитовый комплекс [Полишук и др., 1970] или троснянско-мамонский габбронорит-гипербазитовый [Чернышов, Бочаров, Фролов, 1981]. Лишь в 1999 г. породы формации обрели статус самостоятельного образования – двухфазного (гипербазитовая и базитовая фазы) золотухинского комплекса.

Интрузивные тела размером 0.5–30 км<sup>2</sup> локализуются группами и цепочками вдоль крупных разломов и представляют собой штокообразные или межпластовые полого- и крутопадающие образования овально-вытянутой, округлой и реже неправильной формы в плане. Судя по геофизическим аномалиям и данным бурения, выделяются как самостоятельные ультрамафитовые (например, Золотухинский массив), так и пространственно совмещенные с габброидами двухфазные интрузии (Смородинский плутон) (рис.). Породную ассоциацию ультрамафитов первой фазы слагают в разной степени отальцованные и амфиболизированные аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты. Породы второй фазы комплекса представлены габброидами, преимущественно средне-крупнозернистыми, в различной степени амфиболизированными габброноритами (до норитов). Они прорываются серией тел небольшой мощности средне-мелкозернистых директивных габброноритов фазы до внедрения (интермагматические дайки). Кроме того, габброиды насыщены многочисленными жилами микрогаббро, диоритов, плагиигранитов, а также ксенолитами вмещающих архейских биотитовых плагиигнейсов обоянского плутоно-метаморфического комплекса (ПМК) и амфиболитов михайловской серии.

В петрохимическом отношении породы первой фазы золотухинского комплекса характеризуются высоким содержанием Mg (до 35 мас. %), постоянным присутствием Al и Ca (до 1.5–2.0 мас. %), крайне низкой концентрацией щелочей и P, относятся к нормальному ряду умеренно-глиноземистых пород калий-натровой серии

[Бойко, 2009; Чернышов, Бочаров, Фролов, 1981]. Породы характеризуются высокой общей (до 11.05 мас. %) и молекулярной ( $f = 15.5$ ) железистостью и по своему химическому составу в большей степени отвечают гарцбургитам-лерцолитам. Габбронориты второй фазы золотухинского комплекса наследуют свойства гипербазитов первой фазы и отличаются несколько повышенным содержанием глинозема, щелочей и фосфора [Бойко, 2009, 2010; Чернышов, Бочаров, Фролов, 1981].

Известные в настоящее время пункты минерализации подсечены несколькими скважинами в пределах хорошо изученного Смородинского плутона и среди группы массивов ультрабазитов Золотухинского участка. Проявления сульфидов в пределах Смородинского плутона приурочены к габброноритам, вскрыты скважиной № 3030, где, начиная с глубины 837 м и на протяжении около 400 м, отмечается неравномерно распределенная вкрапленность сульфидов от 1–2 до 5–8 об. %, на отдельных участках представленная гнездовидными и прожилковидными выделениями с повышенным содержанием сульфидов (до 10–15 %). Среди рудных образований выделяются пространственно совмещенные сингенетическая рассеянная вкрапленность интерстиционного типа (пентландит-халькопирит-магнетит-пирротиновая ассоциация) и эпигенетическая гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация (сфалерит-пентландит-пирит-ильменит-магнетит-пирротиновая ассоциация), связанная с зонами метаморфического изменения габброноритов (породами кварц-биотит-хлорит-тремолитового состава).

Сингенетическая вкрапленность размером от 1.5–2.5 до 15 мм располагается в интерстициях первичных ромбических пироксенов, плагиоклазов, биотита и зачастую корродируется вторичными амфиболами и хлоритом. В ее составе преобладает (в относ. %): пирротин – 80–85, пентландит – 1.5–4, халькопирит – 5–8, также развиты магнетит, ильменит и пирит – 5–10.

Эпигенетическая минерализация, представленная гнездовидными ксеноморфными выделениями и прожилковыми выделениями размером от сотых долей до 5–6 мм, обычно располагается в участках значительно измененных габброноритов (амфиболизированных или хлоритизированных), а также ассоциирует с карбонат-хлоритовыми или кварц-биотит-хлоритовыми прожилками. Среди минералов преобладает пирротин (40–60 %), характерны повышенное содержание пентландита (до 5–7 %), халькопирита (до 25 %) и включения сфалерита в пирротине и халькопирите. Кроме того, пирит (5–10 %), иногда совместно с магнетитом (15–25 %), развивается по пирротину, образуя зернистые агрегаты и метакристаллы. По результатам химического анализа эпигенетическое оруденение характеризуется более высокими содержаниями полезных компонентов (мас. %): Ni до 1.96, Cu до 2.21, Co до 0.5, хотя, в целом, по рудному интервалу скважины 3030 содержания этих элементов невысоки (Ni 0.1–0.38, Cu 0.01–0.22, Co 0.04–0.5).

Сульфидная минерализация в ультраосновных породах золотухинского комплекса характеризуется незначительными содержаниями рассеянной и мелкошлировой сингенетической вкрапленности пентландит-хромит-халькопирит-магнетит-пирротиновой ассоциации в ультраосновных породах (апоперидотитовых серпентинитах и пироксенитах) в объеме от 2–3 до 5 %. Основную массу шлиров размером 7–15 мм составляет пирротин (95 %), образующий резко отграниченные от вмещающих силикатов округлые выделения аллотриоморфнозернистой структуры (размер зерен от сотых долей миллиметра до 1.0–1.2 мм в поперечнике). К этим выделениям приурочены зональные изометричные мелкие зерна (сотые доли миллиметра) или ксеноморфные скопления хромшпинелида (до 4 %) и микроскопические пламенеvidные

вросстки пирротина (структуры распада твердого раствора), а также мельчайшие прожилки халькопирита, совместно слагающие не более 1 % рудной массы. По данным силикатного анализа в ультраосновных породах золотухинского комплекса отмечаются содержания Ni до 0.12–0.43 мас. % и Co до 0.01–0.05 мас. %. В то же время, содержания Cu весьма низкие – менее 0.01 мас. %.

По многим параметрам (формационная принадлежность, геологическое строение и петрографический состав, геохимические особенности) породы золотухинского комплекса проявляют черты сходства с интрузиями пространственно совмещенных ультрамафитов мамонского и габброноритов каменского типов мамонского комплекса [Чернышов, 2004] Хоперской СФЗ ВКМ, в пределах которых выявлен ряд промышленно значимых платиносодержащих сульфидных медно-никелевых месторождений. Подобное сходство позволяет предполагать высокую степень вероятности обнаружения в пределах породных ассоциаций золотухинского комплекса проявлений сульфидных медно-никелевых руд.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ГК № 02.740.11.0021 и ГК П171.*

### Литература

*Альбеков А. Ю.* Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Воронеж, 2002. 24 с.

*Бойко П. С.* Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и металлогенической специализацией // Мат. Всерос. конф. «Минерагения докембрия». Петрозаводск, 2009. С. 25–29.

*Бойко П. С.* Некоторые особенности габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Мат. XVI междунар. конф. Воронеж, 2010. Т. 1. С. 140–145.

*Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др.* Геология, гидрогеология, железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М., 1970. Т. 1. Кн. 1. 436 с.

*Чернышов Н. М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: ВГУ, 2004. 448 с.

*Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Фролов С. М.* Гипербазиты КМА. Воронеж: ВГУ, 1981. 252 с.

**Б. Б. Дамдинов**

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ  
damdinov@gin.bsnet.ru*

### **Листвениты Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (Восточный Саян): вещественный состав и благороднометалльная минерализация**

Оспинско-Китойский массив находится в юго-восточной части Восточного Саяна, на водоразделе рек Китой и Онот и образует линзообразное тело сложной конфигурации, общей площадью 174 км<sup>2</sup>. По современным представлениям, массив является участком офиолитового покрова, находящимся на пересечении двух ветвей

Восточно-Саянского офиолитового пояса [Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004]. Массив представляет собой серию тектонических пластин, подстилаемых зонами меланжа. Гипербазитовые пластины залегают на терригенных отложениях ильчирской толщи и имеют следующее строение: в основании залегает зона серпентинитового меланжа, которая вверх по разрезу сменяется массивными серпентинитами, сменяющимися, в свою очередь, слабоизмененными ультраосновными породами.

Листвениты слагают протяженные тела в приконтактовых частях массива, реже непосредственно среди серпентинитов. Приурочены, как правило, к зонам дробления в серпентинитах и серпентинитовому меланжу. Листвениты представлены несколькими разновидностями пород, слагающими разные зоны метасоматической колонки: кварц-карбонат-фукситовые (зеленые листвениты), кварц-карбонатные (серые листвениты), тальк-кварц-карбонатные, тальк-карбонатные, серпентин-хлорит-карбонатные, серпентин-хлоритовые, карбонатизированные серпентиниты. Наблюдаемая метасоматическая зональность лиственитовых тел массива соответствует колонкам известных, по литературным данным, лиственитов [Осипенко и др., 2001; Сазонов, 1984]. Схематически, ее можно представить в виде: серпентинит → карбонатизированный серпентинит (с хлоритом) → серпентин-тальк-карбонатная порода → тальк-карбонатная порода → кварц-тальк-карбонатный лиственит → кварц-карбонатный (серый) лиственит → кварц-фуксит-карбонатный (зеленый) лиственит.

На ранней стадии лиственитизации, порода представляет собой антигоритовый серпентинит, содержащий изометричные, часто округлые зерна карбоната (магнезита), а также хлорит. Затем появляется тальк, соответственно растет содержание карбоната и уменьшается, вплоть до полного исчезновения из ассоциации – серпентина. В следующей зоне, в тальк-карбонатных породах появляется кварц в виде жил и прожилков среди основной массы. На этой же стадии начинается и процесс рудоотложения. Далее, тальк из ассоциации исчезает, и формируются так называемые серые листвениты – кварц-карбонатные породы. Позже происходит разложение хромита, и образование фуксит-магнетитовых агрегатов, что придает породе зеленую окраску и приводит к появлению зеленых лиственитов. Содержание фуксита в них достигает 10–15 об. %. Дальнейшее развитие процесса приводит к появлению существенно карбонатных пород.

Карбонатные минералы лиственитов представлены доломитом, магнезитом и брейнеритом. На ранних стадиях лиственитизации (при карбонатизации серпентинитов) формируется магнезит. В наиболее сульфидизированных разностях лиственитов, карбонаты представлены, в основном, брейнеритом, в меньшей степени – доломитом. Фуксит и хлорит часто присутствуют совместно, слагая фуксит-хлорит-магнетитовые агрегаты. Тальк слагает пластинчатые кристаллы, часто переплетающиеся. Из второстепенных минералов в породах отмечаются хлорит (пеннин-клинохлор), серпентин (антигорит), брусит.

По геохимическим характеристикам, безрудные кварц-фуксит-карбонатные листвениты наиболее обогащены некогерентными элементами, тогда как карбонатизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы характеризуются более слабым обогащением некогерентными элементами по сравнению с гарцбургитами Осипинско-Китойского массива. Сульфидизированные разности относительно обогащены рудообразующими компонентами Cu, Pb и Zn, однако, в целом, по содержаниям некогерентных элементов практически идентичны реститовым гарцбургитам. Безрудные листвениты характеризуются относительно повышенными содержаниями P3Э, слабо обогащены легкими лантаноидами и имеют контрастную положительную

Eu-аномалию. В то время как рудоносные – характеризуются слабой отрицательной Eu-аномалией и формой кривой распределения близкой к параллельной, кроме того, они имеют практически идентичные графики с реститовыми гарцбургитами. Таким образом, в процессе лиственитизации происходит накопление некогерентных элементов, однако рудные листвениты резко отличаются по геохимическим характеристикам и идентичны по этому параметру реститовым ультрабазитам.

Рудная минерализация связана с наиболее поздними кварц-талк-карбонатными, кварц-карбонатными и кварц-фуксит-карбонатными лиственитами, тогда как продукты более ранней стадии лиственитизации содержат лишь акцессорную вкрапленность магнетита, хромита или гематита. Сульфидные минералы присутствуют в виде вкрапленности, реже – крупных гнезд, и представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, иногда блеклыми рудами.

Проведенные анализы лиственитов на благородные металлы показали, что содержания ЭПГ в них имеют околорудное значение. Содержания платины достигают 0.09 г/т лишь в отдельных пробах, тогда как содержания остальных платиноидов крайне низкие. Содержания золота и серебра, в целом, повышены, в некоторых пробах до 0.4 г/т золота и 71.2 г/т серебра. Установлена прямая корреляция содержания Au с SiO<sub>2</sub>, Pb и Zn; Pt – с Ag, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Повышенные содержания благородных металлов приурочены к зонам сульфидной (пирит-халькопирит-галенит-сфалерит) минерализации в кварц-талк-карбонатных, кварц-карбонатных и фуксит-кварц-карбонатных пород, т.е. в наиболее поздних продуктах лиственитизации. Из минералов благородных металлов в лиственитах было выявлено самородное золото состава Au<sub>2</sub>Ag с примесями Cu (до 2.94 мас. %) и Hg (до 0.35 мас. %). В гравиконцентрах проб золотоносных лиственитов преобладают галенит, сфалерит и халькопирит.

Формирование лиственитов связано с более поздними процессами метасоматического изменения серпентинитов, при воздействии углекислых растворов повышенной щелочности. Полученные P-T условия формирования фуксит-кварц-карбонатных лиственитов (T = 340 °C и P = 0.9–1 кбар), рассчитанные по мусковит-хлоритовому геотермометру [Котов, 1975] и фенгитовому геобарометру [Velde, 1964], отвечают данным других исследователей [Осипенко и др., 2001; Сазонов, 1984].

Вопрос об источнике лиственитизирующих растворов остается предметом дискуссии. Считается, что листвениты формируются под воздействием растворов, поступающих из изверженных пород при воздействии интрузий преимущественно кислого состава [Сазонов, 1984] либо при формировании вулканогидротермальных систем [Осипенко и др., 2001]. Такой механизм, по-видимому, имеет место и в нашем случае, поскольку в приконтактовой части Оспинско-Китойского массива закартированы тела гранитоидов. Однако формирование благороднометалльной минерализации в сульфидизированных лиственитах связано с поступлением вещества и из другого источника. Поскольку геохимические характеристики рудных лиственитов близки к реститовым гипербазитам, есть основания считать, что источником вещества при формировании оруденения являлись первичные ультраосновные породы. Об этом же косвенно свидетельствует примесь ртути в самородном золоте.

В заключение нужно отметить, что зоны лиственитизации в пределах офиолитовых поясов Восточного Саяна имеют очень широкое распространение. В их пределах известно большое количество мелких рудопроявлений Ni, Co, Cu. Однако большей частью эти объекты не исследовались на наличие благороднометалльного оруденения. Приведенные материалы являются предварительными, дальнейшие исследо-

вания в этом направлении позволят оценить продуктивность лиственитов на благородные металлы.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 10-05-00012).*

### Литература

*Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.

*Котов Н. В.* Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Доклады АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 701–704.

*Кузьмичев А. Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

*Осипенко А. Б., Сидоров Е. Г., Романченко В. В.* Листвениты Северной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2001. 156 с.

*Сазонов В. Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.

*Buisson G., Leblanc M.* Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes // Metallogeny of basic and ultrabasic rocks (Ed. M. J. Gallagher et al.). Edinburgh, 1986. P. 121–132.

*Velde B.* Si<sup>4+</sup> content of natural phengites // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1964. Vol. 14. P. 250–258.

**Т. В. Светлицкая**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
svt@uiggm.nsc.ru*

### Распределение Ni, Cu и ЭПГ в сульфидсодержащих породах массива Суойкун (Северо-Восточный Вьетнам) (научный руководитель Н. Д. Толстых)

Массив Суойкун расположен северо-восточнее провинциального центра Каобанг (Северо-Восточный Вьетнам) и представляет собой вытянутое в северо-западном направлении линзообразное тело общей протяженностью около 4 км при ширине от 0.4 до 1.5 км. Он приурочен к лерцолит-габбронорит-долеритовому комплексу Каобанг, к которому относят пермско-триасовые дифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузии рифтовой зоны Шонгхиен. Массив разбит разломами северо-западного простирания на два блока: восточный (сложен двумя разобщенными телами лерцолитов, верлитов, пикритов, пикродолеритов и оливиновых меланогабброидов) и западный (образован, преимущественно, долеритами, конгadiaбазами и субофитовыми габброидами). Породы северной части восточного блока прорываются дайками меланогаббро, долеритов и конгadiaбазов, имеющими северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад [Довжиков и др., 1965; Балыкин и др., 2006]. U-Pb возраст габбродолеритов массива Суойкун оценивается в 266±3.7 млн лет, а лерцолитов – в 262 млн лет [Хоа и др., 2008]. Модельные расчеты показывают, что массив Суойкун сформировался в результате одноактного внедре-

ния высокоглиноземистой пикробазальтовой магмы, кристаллизовавшейся в диапазоне температур 1260–1090 °С при давлении 1–3 кбар и активности кислорода, близкой буферу WM [Балыкин и др., 2006].

В основу сообщения положена обработка материалов, отобранных А. Э. Изохом (ИГМ СО РАН) в ходе полевых работ в 2008–2009 гг. из естественных обнажений по латерали плагиолерцолитового горизонта.

Сульфидное оруденение массива Суойкун приурочено к плагиолерцолитам и представлено интерстициальной вкрапленностью от 3 до 7 об. %, редко до 10–15 об. %. В верхней части плагиолерцолитов отмечается фрагментарный горизонт сульфидных шлиров. Мощность мафитовой и ультрамафитовой частей массива удалось оценить при документации обнажения, вскрытого в результате строительства дороги в северной части восточного блока. Видимая мощность плагиолерцолитов достигает 30 м, горизонта сульфидных шлиров – 5 м, перекрывающих оливиновых меланогаббро – около 65 м с редкой сульфидной вкрапленностью (до 1.5 об. %).

Основные сульфиды представлены пирротином, пентландитом и халькопиритом. В незначительном количестве отмечаются виоларит, пирит, сфалерит, макинавит, борнит, арсенопирит, галенит, фрудит. В сульфидных шлирах пентландит практически отсутствует, и главным Ni-содержащим минералом является виоларит. С сульфидами ассоциируют хромшпинелиды, магнетит и ильменит.

В плагиолерцолитах количество серы составляет 0.16–1.17 мас. %, резко возрастающая до 7.0–10.0 мас. % в горизонте сульфидных шлиров и падающая до 1.0–0.16 мас. % – в габброидной части разреза. Концентрации Ni, Cu (мас. %) и ЭПГ (г/т) в породе достигают максимальных значений в сульфидных шлирах (в среднем, Ni ~2.5, Cu 0.5, ЭПГ 2.0–3.5), минимальных – в габброидах (Ni 0.20, Cu 0.06, ЭПГ 0.1–0.4) и промежуточных – в плагиолерцолитах (Ni 0.25, Cu 0.08, ЭПГ 0.1–0.5), что согласуется с содержаниями серы в породе.

На трехкомпонентной диаграмме Fe–(Ni+Co)–S все анализы сульфидсодержащих пород, за исключением сульфидных шлиров, пересчитанные на 100 % сульфид, попадают в поле моносульфидного твердого раствора (mss) при 600 °С [Kullerud and al., 1969]. Точки анализов сульфидных шлиров незначительно отклоняются от общего направления к богатой серой вершине диаграммы. Это отклонение не является существенным, и связано с вторичными преобразованиями, которым подверглась значительная часть шлировых сульфидов.

Для сульфидного оруденения всех типов пород, слагающих массив, характерна строгая положительная корреляция Ni и Cu с S, которая свидетельствует о том, что концентрации этих элементов в породе контролируются сульфидной фазой. Отношения Ni/Cu для сульфидного оруденения северной части восточного блока (с учетом содержания Ni в оливине) в среднем составляет 2.3.

В плагиолерцолитах зависимость содержания Ni в 100 % сульфидной фазе от общего содержания серы в породе носит отрицательный характер. При этом концентрации Cu в сульфидной фазе не зависят от количества серы, хотя на графике тренд имеет очень слабый отрицательный наклон. Сульфидные шлиры согласуются с общим направлением трендов сульфидного оруденения плагиолерцолитов. Для габброидной части отмечается четкая положительная корреляция между содержаниями Ni и Cu в сульфиде и концентрациями S в породе. Такая зависимость свидетельствует о том, что с увеличением S, Ni и Cu в породе увеличиваются и концентрации этих элементов в сульфидной фазе.

Концентрации Pt, Pd и Rh положительно коррелируют с серой. Зависимости содержаний Pt и Pd в 100 % сульфидной фазе от общего количества серы в породе в плагиолерцолитах характеризуются практически вертикальными трендами, предполагая, что содержания этих ЭПГ в сульфидной фазе не зависят от количества серы. Если же эти отношения рассматривать в координатах плагиолерцолиты – сульфидные шлиры, то с увеличением содержания серы в породе концентрации Pt и Pd в 100 %-ной сульфидной фазе снижаются. В габброидной части массива концентрации Pt в сульфидной фазе возрастают в направлении снижения серы в породе (т.е. снизу вверх по разрезу), а концентрации Pd в сульфидной фазе в этом направлении падают.

Концентрации Rh в 100 % сульфидной фазе в плагиолерцолитах массива понижаются в направлении увеличения содержания серы в породе. Сульфидные шлиры согласуются с общим направлением трендов сульфидного оруденения плагиолерцолитов. Отношение содержания Rh в сульфидной фазе к сере в габброидах неоднозначно: снизу вверх по разрезу концентрации Rh сначала увеличиваются, а затем резко падают в верхнем горизонте. Вероятно, такое распределение объясняется строгой корреляцией Rh с определенными сульфидными фазами. Поведение Rh в габброидах подобно поведению Pt и характеризуется слабой отрицательной зависимостью по отношению к содержанию сульфидов в породе.

Данные по содержанию Ir и Ru ограничены разрезом плагиолерцолиты – сульфидные шлиры – оливиновые меланогаббро – лейкогаббро. Их содержания в породе положительно коррелируют с количеством серы, предполагая, что основным концентратором Ir и Ru являются сульфиды. При этом зависимость концентраций Ir в 100 % сульфидной фазе от серы в породе носит отрицательный характер: выявляет минимальные значения в сульфидных шлирах, затем резко увеличивается в направлении от плагиолерцолитов к габброидам и в лейкогаббро достигает максимальных значений. Содержание Ru в 100 % сульфидной фазе также незначительно увеличивается в направлении от плагиолерцолитов к лейкогаббро, при этом сульфидные шлиры характеризуются наиболее высокими значениями концентраций Ru в сульфидной фазе.

Сульфидное оруденение массива Суойкун характеризуется средними отношениями  $(Pt+Pd)/Ni \cdot 10^6$  около 80. По этому параметру, а также по отношению  $Ni/Cu$  оно существенно отличается от оруденения месторождений, ассоциирующих с платобазальтами, которые характеризуются высокими отношениями  $(Pt+Pd)/Ni \cdot 10^6$  (для Норильска ~ 655, для Дулута ~ 318, для Грейт Лэйкс Никел ~ 536, для Инсизвы ~ 153) и низкими  $Ni/Cu$  отношениями (от 0.3 до 0.9 для перечисленных выше месторождений). Высокие отношения  $Ni/Cu$  и  $Pd/Pt$  (в среднем 2.3) при довольно высоком  $Pd/Ir$  (в среднем ~26) и средних значениях  $(Pt+Pd)/Ni \cdot 10^6$  в разной мере сближают сульфидное оруденение массива Суойкун с месторождениями Джинчуан, Садбери, а также с месторождениями никеленосного пояса Томпсон и пояса Кейп Смит, связанными с протерозойскими коматиитами [Надретт, 2003]. Следует отметить, что для оруденелых пород массива характерны довольно низкие  $Cu/Pd$  отношения (1892–12650 для плагиолерцолитов, 3750–4800 для оливиновых меланогаббро и около 2150 для лейкогаббро; в среднем, ~8220).

На графике  $Pd/Ir$  к  $Ni/Cu$  сульфидсодержащие породы массива Суойкун попадают в поле высоко-Mg базальтов [Chai et al., 1992], несмотря на высокие содержания  $MgO$  (от 26–30 мас. % в плагиолерцолитах и пикритах до 9–14 мас. % в лейкогаббро и пикродолеритах).

На многокомпонентной диаграмме хондрит-нормированных концентраций благородных металлов, Ni и Cu в пересчете на 100 %-ный сульфид состава разных типов пород массива Суойкун образуют близкие по форме спектры распределения. Спектры сульфидных шпиров характеризуются более низкими концентрациями Ir, Pt и Au. Отношение  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$ , в среднем, составляет около 10. По конфигурации спектров распределения благородных металлов и величине  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  сульфидное оруденение массива Суойкун наиболее близко к рудам Джинчуан [Налдретт, 2003].

Таким образом, изучение распределения Ni, Cu и ЭПГ в сульфидсодержащих породах массива Суойкун позволяет сделать следующие выводы:

1. Приуроченность составов сульфидсодержащих пород массива Суойкун к полю mss является доказательством магматической кристаллизации сульфидов массива из несмесимого сульфидного расплава.

2. Положительная корреляция Ni, Cu и ЭПГ с общим содержанием серы свидетельствует о том, что для всех типов пород концентрации этих элементов в породе строго контролируются сульфидной фазой.

3. Снижение содержания металла в 100 %-ной сульфидной фазе с увеличением количества серы в породе (для Ni и Rh) либо отсутствие зависимости между содержаниями металла и общим количеством сульфида (для Cu, Pt и Pd) в плагиоцерцолитах (и шпировых сульфидах) говорит о том, сульфидная вкрапленность плагиоцерцолитов и сульфидные шпиров массива Суойкун образовались в результате неоднократного взаимодействия сульфидной жидкости с новыми порциями силикатного расплава. Количество металла как в сульфиде, так и в породе для этой части массива контролировалось N-фактором.

4. Особенности распределения Ni, Cu и ЭПГ в 100 %-ной сульфидной фазе габброидной части разреза показывают, что сульфидная вкрапленность габброидов образовалась в результате последовательного взаимодействия сульфидной жидкости с постепенно обедняющимся Cu и Ni силикатным расплавом. Количество металла как в сульфиде, так и в породе для этой части массива контролировалось R-фактором.

5. Особенности химического состава сульфидсодержащих пород массива Суойкун (значения отношений  $(Pt+Pd)/Ni$ ?  $10^6$ , Ni/Cu, Pd/Pt, Pd/Ir, а также форма и крутизна профиля ЭПГ на многокомпонентной диаграмме халькофильных элементов) позволяют предположить высокомагнезиальный мафитовый состав родоначального силикатного расплава с содержанием MgO около 12 мас. % (по аналогии с месторождением Джинчуан). Приуроченность пород к полю высокомагнезиальных базальтов на графике Pd/Ir к Ni/Cu является свидетельством того, что наиболее магнезиальные породы массива Суойкун не являются непосредственными производными первичных магм, образованных в результате частичного плавления мантийного субстрата, а представляют собой смесь родоначального расплава с некоторым количеством кумулатного оливина (и, возможно, пироксена).

6. Низкие Cu/Pd отношения указывают на то, что сульфиды были сегрегированы из первичных, относительно богатых ЭПГ мафитовых магм, не испытавших более раннего отделения сульфидов, и, вероятно, реагировали со свежими расплавами [Barnes et al., 1999].

Таким образом, изучение распределения Ni, Cu и ЭПГ в сульфидсодержащих породах массива Суойкун показало, что массив сформировался в результате двухактного внедрения близкого по составу высокомагнезиального мафитового расплава, несущего кумулатный оливин и несмесимую сульфидную жидкость.

## Литература

*Балыкин П. А., Поляков Г. В., Чан Чонг Хоа и др.* Состав и условия формирования позднепермского платиноидно-медь-никеленосного лерцолит-габбронорит-долеритового комплекса Каобанг (Северо-Восточный Вьетнам) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 825–837.

*Довжиков А. Е., Буй Фу Ми, Василевская Е. Д. и др.* Геология Северного Вьетнама. Ханой: Наука и Техника, 1965. 668 с.

*Налдретт А. Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинотитановых руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

*Хоа Чан Чонг, Изох А. Э., Поляков Г. В. и др.* Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 637–651.

*Barnes S.-J., Maier W. D.* The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application in Mineral Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course, 1999. Vol. 13. P. 69–106.

*Chai G., Naldrett A. J.* Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China // *Economic Geology*. 1992. Vol. 87. P. 1475–1495.

*Kullerud G., Yund R. A., Moh G.* Phase relations in the Fe-Ni-S, Cu-Fe-S systems // *Economic Geology Monograph*. 1969. Vol. 4. P. 323–343.