

Установлена различная геохимическая специализация ЭПГ хромитов в северной и южной частях Восточного Бушвельда. Для севера характерна палладиевая составляющая в хромититах, причем ее доля возрастает с увеличением доли сульфидов. Для юга характерна платиновая специализация, и она непосредственно связана с наиболее хромитовой составляющей хромшпинелидов.

Литература

Haldrup A. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

Cawthorn R. G. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralisation in the Bushveld Complex. Thermodynamic calculations and new interpretations – a discussion // *Economic Geology*, 2002. Vol. 97. P. 663–666.

Д. Е. Савельев, Е. А. Бажин, В. И. Сначев
Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа
savl71@mail.ru

Петрографические признаки тектонического течения при образовании хромитовых руд

В пределах Уральского складчатого пояса чрезвычайно широким распространением пользуются ультрабазиты офиолитовой ассоциации. В отечественной литературе они также часто называются «альпинотипными гипербазитами» (Б. В. Перевозчиков, Д. С. Штейнберг, К. К. Золоев, И. С. Чашухин и др.), ранее их выделяли в «гипербазитовую» (Ю. А. Кузнецов) и «дунит-гарцбургитовую» формации (С. В. Москалева, Н. В. Павлов, Г. А. Соколов, И. И. Эдельштейн и др.).

Происхождение хромитовых месторождений, связанных с альпинотипными гипербазитами, до настоящего времени является предметом дискуссии. Неполный перечень существующих гипотез включает магматическую (А. Г. Бетехтин, Г. А. Соколов, Н. В. Павлов, А. А. Маракушев и др.), метасоматическую (С. В. Москалева, А. Б. Макеев и др.), реакционно-магматическую (F. Melcher, M.-F. Zhou, P. T. Robinson и др.), метаморфическую (W. P. Roeber, F. Rost, В. И. Маегов и др.), реститовую (Б. В. Перевозчиков). Ряд исследователей предполагает полигенность различных типов месторождений (И. С. Чашухин, И. Е. Кузнецов, И. А. Малахов, А. В. Алексеев и др.).

Проведенный анализ состояния проблемы генезиса хромитов альпинотипной ассоциации показал, что, несмотря на высокую степень изученности вопроса и огромное количество фактического материала, исследователи так и не пришли к единому мнению относительно главного механизма, приводящего к образованию рассматриваемых месторождений. Более того, число альтернативных точек зрения не уменьшилось, а с увеличением фактического материала, даже возросло.

Разнообразие точек зрения по данной проблеме не случайно. Объект исследования чрезвычайно сложен хотя бы по той причине, что прежде выведения на современный эрозионный срез, массивы альпинотипных гипербазитов прошли многоэтапную эволюцию на уровне верхней мантии и различных уровнях коры. В одном случае

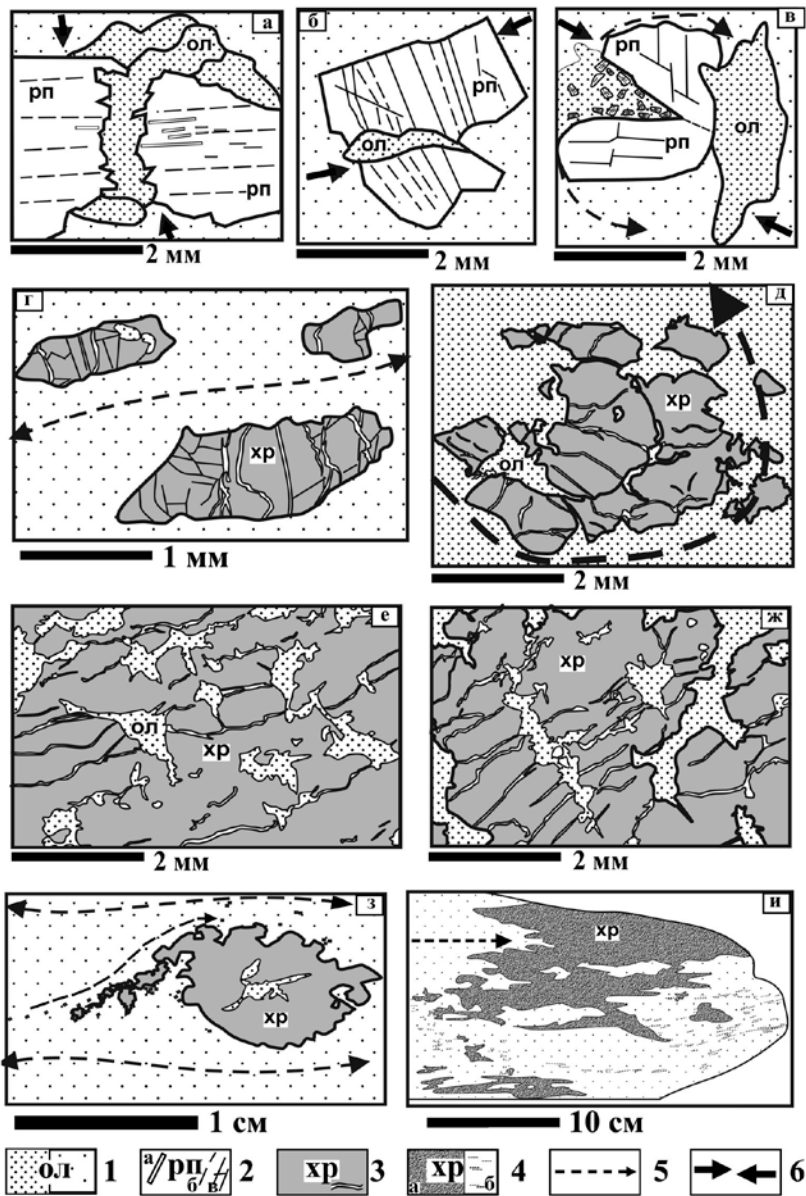


Рис. Структурные особенности альпийотипных гипербазитов и хромитовых руд.
а-и – схематизированные зарисовки с фотографий.

1 – оливин, серпентинизированный оливин, и агрегаты его зерен; 2 – ромбический пироксен с ламеллями диопсида (а), трещинами спайности (б) и механическими микротрещинами (в); 3 – агрегаты зерен хромшпинелидов с поперечными трещинами; 4 – густовкрапленная хромитовая руда (а) и струйчатость хромшпинелидов в дуните (б); 5 – генеральное направление течения пород (полосчатости) и локальные перемещения зерен и их фрагментов; 6 – направление действующих напряжений.

исследователь имеет дело с породами, «моментально» вынесенными с мантийных глубин в виде ксенолитов или отторженцев (массив Ланцо и др.), в другом – со сла-

бодеплетированными лерцолитовыми массивами, испытанными на коровом уровне лишь частичную низкотемпературную петельчатую серпентинизацию (Крака, Нурали), в третьем – с массивами, испытанными на мантийном уровне процессы интенсивного деплетирования и структурой эволюции, но на коровом уровне также лишь частично серпентинизированными (Кемпирсай). Еще более сложный случай представляют массивы Полярного Урала, интенсивно деплетированные и деформированные на различных глубинных уровнях.

Авторами настоящей работы на протяжении последних лет разрабатывается модель хромитообразования в альпинотипных гипербазитах, в которой главная роль отводится двум взаимодействующим процессам – деплетированию мантийного вещества, при котором происходит мобилизация хрома из силикатов в окисную фазу, и тектонического течения рести́та, в результате которого рассеянные в дунитах хромшпинелиды группируются в рудные тела [Савельев и др., 2006; Савельев и др., 2008 и др.]. 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.

Ниже приводятся основные доводы в пользу ведущей роли тектонических процессов при образовании рудных тел.

1. Во вмещающих породах (гарцбургитах, дунитах) повсеместно распространены деформационные структуры, свидетельствующие о пластическом течении пород на уровне верхней мантии ($T = 900\text{--}1300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}10$ кбар [Щербаков, 1991; Савельева, 1987 и др.]). Очевидно, именно путем течения ультрабазитов в кристаллическом состоянии реализуется процесс «мантийной конвекции» или «адвекции» [Шолпо, 1994; Гончаров и др., 2005].

2. В перидотитах при деформации фиксируется различное поведение породообразующих минералов. Оливин деформируется пластически: в зернах образуются полосы излома, субзерна, затем происходит грануляция; некоторые зерна перед разрушением сильно удлиняются, затем образуется шейка и разрыв. Ортопироксен обнаруживает большую сопротивляемость внешней нагрузке по сравнению с оливином. Разрушение его происходит «внезапно» по сценарию хрупкой деформации, путем образования трещин отрыва, часто с одновременным вращением. Возникающие при разрушении энстатита трещины заполняются податливым оливином, либо тонкозернистым агрегатом (обломками) ортопироксена и мелкозернистым оливином (рис. а–в).

3. Рудные концентрации хромитов в альпинотипных гипербазитах всегда ассоциируют с наиболее пластичными «слоями» мономинеральных оливиновых пород (дунитов), а перидотиты часто служат экранами для богатых рудных тел [Кравченко, 1969].

4. Морфология рудных тел разнообразна: для редко- и средневкрапленных руд характерны нерегулярные пласты, вытянутые шпирь, уплощенные линзы; для густовкрапленных и массивных – «древовидные тела», комбинации штоков, линз, гнезд и крутопадающих трубообразных и жилообразных тел.

В месторождениях бедных руд на фоне общего полосчатого строения тел часто наблюдаются вязкие сдвиги, псевдоскладчатость. При обтекаемой форме зерен (рис. г) и сростков преобладают простые текстуры (полосчатая, ленточная) с минимальными осложнениями в виде петельчатых обособлений силикатного материала, мелких псевдоскладок, глобулярных сгущений, а также сгущений, поперечных к общему структурному плану тела (рис. з, и). В случае более сложной морфологии минераль-

ных агрегатов наблюдается их вращение (рис. д), что приводит к образованию разнообразных текстурных типов руд (артеритовые, пятнистые и т.д.). Увеличение густоты вкрапленности происходит путем отжимания податливого оливина из интерстиций (рис. е, ж). Во многих случаях отмечается рост размеров зерен хромшпинелидов одновременно с ростом густоты вкрапленности, что связано скорее всего с явлением перекристаллизации в условиях высоких температур и давлений.

5. В альпинотипных гипербазитах и приуроченных к ним хромитовых месторождениях обнаруживаются целый ряд структурных рисунков, аналогичных таковым метаморфических комплексов, а также тем, которые возникают в процессе течения на поверхности земли (рек, ледников). Характерной особенностью образующихся структур является их подобие на различных уровнях рассмотрения (образец → обнажение → рудное тело → массив).

6. Минералогические и кристаллохимические исследования хромитовых руд также свидетельствуют о ведущей роли в их образовании метаморфических процессов. Так, для хромитовых объектов массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) установлен рост размеров зерен одновременно с увеличением густоты вкрапленности. В этом же направлении уменьшается шероховатость внутренних границ минеральных индивидов, что говорит о росте равновесности структуры [Бродская и др., 2003]. Одновременно с ростом концентрации хромшпинелидов происходит их «рафинирование», то есть очистка от примесей, которые в данном процессе представлены железом и алюминием. Часть хромшпинелидов массивов Рай-Из и Войкаросьиньинского имеют обращенную структуру, что может быть связано с многоэтапностью образования рудных тел [Бахтин и др., 2006].

Процессы, протекающие в мантийных гипербазитах, при рассмотрении их на различных структурных уровнях могут быть описаны в рамках различных физико-механических концепций: механики твердого тела (зеренный уровень оливина–ортопироксен, взаимодействие дунит–гарцбургит), гранулированной среды (рудные тела, взаимодействие агрегатов хромшпинелидов и оливина), неоднородной сплошной среды (массивы в целом) и т.д. Накопленный обширный фактический материал по строению хромитовых месторождений в офиолитах позволяет предполагать, что их образование протекало в неоднородной динамической среде верхней мантии. Для моделирования процессов и реконструкции геодинамических обстановок рудообразования необходимо учитывать не только геохимические особенности, но и физико-механические свойства пород и руд при высоких значениях температуры и давления.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 06-05-96906 РФФИ – Поволжье «Разработка поисковых критериев и оценка хромитоносности гипербазитовых массивов Крака».

Литература

Бахтин А. И., Лопатин О. Н., Николаев А. Г., Сабиров А. М. Кристаллохимические особенности хромшпинелидов по данным оптической спектроскопии // Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения. СПб., 2006. С. 114–116.

Бродская Р. Л., Бильская И. В., Кобзева Ю. В., Ляхницкая В. Д. Типоморфные особенности строения минеральных агрегатов ультрамафитов и механизм концентрации в них хромшпинелидов // ЗВМО, 2003. № 4. С. 18–38.

Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

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, 2008. 320 с.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Шолто В. Н. Конвекция, диапиризм, адвекция // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 168–180.

Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Е. В. Старикова¹, В. Н. Кулешов²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
starspb@mail.ru

² – Геологический институт РАН, г. Москва

Механизм формирования кутнагоритов фаменской марганценосной формации Пай-Хоя на основании минералогических и изотопных данных

Марганценосная вулканогенно-осадочная формация выделяется в составе глубоководного (лемвинского) осадочного комплекса Пай-Хоя в пограничном интервале громашорской (D₃gr) и силоваяхинской (D₃-C₁sl) свит [Юдович и др., 1998; и др.]. Ее основанием является горизонт яшмоидов (яшмовидных карбонатных силицитов), мощностью 6–12 м, выше которого в интервале до 40 м наблюдается переслаивание углеродистых разновидностей карбонатных силицитов, кремнистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев силоваяхинской свиты.

Кутнагоритовые руды установлены как в составе горизонта яшмоидов, так и в перекрывающей пачке переслаивания карбонатно-кремнистых пород, где слагают пластовые тела, мощностью 0.2–0.4 м [Старикова, Завилейский, 2007]. Они представляют собой породы буро-коричневого цвета, характеризующиеся тонкой (1–3 мм) волнистой слоистостью, некоторые образцы несут следы перекристаллизации и окисления. Залежи разбиты многочисленными тонкими кварцевыми прожилками, ориентированными перпендикулярно простиранию и слоистости пород.

Главным минералом руд является кутнагорит CaMn(CO₃)₂, в меньшей степени распространены кварц и кальцит, обычно входящие в состав поздних прожилков. Диагностика кутнагорита основывается на данных рентгенофазового анализа. Главные пики на рентгенограмме минерала (d, Å/10³): 3.734/15, 2.920/100, 2.706/5, 2.429/15, 2.218/15, 2.040/12, 1.867/4, 1.817/25 (обр. 3401/8). В качестве второстепенных фаз в рудах установлены Mn-доломит, родохрозит, пирит и гипергенные рансье-