

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ

Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев В.И., Савельева Е.Н.
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия
e-mail: savl71@mail.ru

THE EVOLUTION OF CHROMITE-FORMING PROCESSES IN ALPINE-TYPE ULTRAMAFITES

Saveliev D.E., Bazhin E.A., Snachev V.I., Savelieva E.N.
Institute of Geology USC RAS, Ufa, Russia
e-mail: savl71@mail.ru

A structure of chromite deposits in ultramafic rocks of the Urals is discussed at the example of Sredni Kraka, Ray-is and Kempirsay massifs. It is shown that the change of dimensions of ore bodies, their morphology and chromium concentration is a result of interplay of two factors: the scale of a mantle partial melting, mobilizing chromium from the silicate phase into oxide one, and a tectonic flow of a restite. In riftogenic situations an accumulation of the main ore mass and formation of linear bodies of disseminated chromites takes place, while under compression (local or regional), its tectono-metamorphic redistribution is activated at its maximum and «non-linear» bodies of rich ores are formed.

Месторождения хромовых руд генетически связаны с двумя группами эндогенных формаций: расслоенными плутонами платформенных областей и офиолитовыми габбро-гипербазитовыми комплексами складчатых поясов. Для Урала наиболее характерными являются хромитопрооявления второго типа. Традиционно генезис ультрабазитов и хромитов альпинотипной формации связывался либо с магматической дифференциацией (А.Г. Бетехтин, Г.А. Соколов, Н.В. Павлов, А.А. Маракушев и др.), либо с метасоматическим преобразованием мантийного субстрата (С.В. Москалева, А.Г. Бакиров, Т.А. Смирнова и др.). В течении последних 40 лет представления о генезисе офиолитовых ассоциаций складчатых областей претерпели значительные изменения и в настоящее время большинство исследователей рассматривает их как мантийные тектониты.

Тектоническое течение вещества литосферы («S-метаморфизм» [5], «реидный метаморфизм» [4]) является наряду с магматизмом и осадконакоплением важным петро- и рудогенетическим процессом. Оно сопровождается обычно широким развитием в породах пластических деформаций и явлений будинажа. Ведущую роль пластические деформации играют при становлении метаморфических комплексов [4], при течении ледников [5 и др.], при формировании структуры массивов альпинотипных гипербазитов [2, 15, 17 и др.]. Неразрывность процесса хромитообразования от тектонической эволюции вмещающих дунит-гарцбургитовых комплексов неоднократно подчеркивали в своих работах Д.С. Штейнберг, А.И. Гончаренко, А.И. Чернышев, Ю.А. Алимов и ряд других исследователей. В ряде публикаций нами обосновывается реститово-метаморфогенный механизм образования хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах [13, 14 и др.].

На ранних этапах эволюции мантийных ультрабазитов процессы пластического течения являлись основным механизмом, осуществлявшим восходящее движение мантийного диапира в области рифтогенеза, в восходящей ветви конвекционной ячейки. Именно по этой причине в большинстве гипербазитовых массивов Урала преобладает крутое, чаще субвертикальное залегание полосчатости и минеральной уплощенности.

Повсеместно на месторождениях и рудопроявлениях хромитов в массивах альпинотипной формации наблюдаются структуры будинаж, которые всегда сопровождают тектоническое течение вещества. При этом отмечается возрастание роли данных структур в месторождениях одновременно с ростом их продуктивности [14]. Например, в существенно лерцолитовых массивах, где наибольшим распространением пользуются месторождения бедновкрапленных хромитов, будинаж проявлен лишь на микроуровне. При петрографических исследованиях слабо серпентинизированных пород массивов Крака устанавливается более высокая пластичность оливина по сравнению с

ортопироксеном [14]. Она выражена в будинировании более жестких и хрупких зерен ортопироксена и хромшпинелида в перидотитах, межбудинные пережимы заполняет более пластичный оливин.

В тех же массивах, но на участках, где более интенсивно проявилось тангенциальное сжатие, будинаж уже проявлен на мезо- и макроуровне. Будины представлены линзовидными обособлениями хромита, удлинёнными согласно полосчатости рудных тел и линзовидными, пережатými фрагментами рудных тел в маломощных дунитовых телах среди массивных, практически не серпентинизированных перидотитов [14]. В массивах гарцбургитового типа явления будинажа весьма многообразны и проявлены на всех структурных уровнях. В них отмечаются все указанные выше явления и, кроме того, сами месторождения и отдельные крупные рудные тела имеют вид будин, заключённых в межбудинном пережиме – дунитовом теле, которое в свою очередь разделяет блоки-будины перидотитов [3 и др.].

В гипербазитах альпинотипной формации отсутствует магматическая расслоенность, но практически неизменно проявлена приуроченность рудных скоплений к наиболее пластичным и максимально деплетированным породам. Здесь нет четкой корреляции между размерами тел дунитов и масштабами оруденения. Зачастую в крупных дунитовых телах не содержится рудных скоплений хромитов или встречаются лишь незначительные проявления бедных руд, в то же время в маломощных обособлениях дунитов среди перидотитов могут концентрироваться месторождения, сложенные богатыми высокохромистыми рудами. При этом хромиты от вмещающих гарцбургитов всегда отделены маломощной дунитовой оторочкой.

Закономерности изменения морфологии и внутреннего строения рудных тел и вмещающих гипербазитов, качественных и количественных характеристик оруденения можно рассмотреть на примере трех хромитоносных зон: западной части массива Средний Крака, массива Рай-Из и Главного рудного поля Кемпирсайского массива. В указанном порядке происходит увеличение продуктивности хромитового оруденения. Общими чертами строения данных рудных полей является приуроченность их к периферическим частям массивов, все они располагаются вблизи контакта гипербазитов с породами габброидного комплекса, для них характерны максимальные значения дунитовой составляющей по сравнению с остальной площадью каждого из массивов. На этом сходство заканчивается, но описываемые ниже различия рассматриваемых рудоносных зон не случайны и имеют эволюционный характер в ряду Крака – Рай-Из – Кемпирсай.

На массиве Средний Крака преобладают полосовидные в плане, прерывистые тела редковкрапленных, мелкозернистых полосчатых хромитов с содержанием Cr_2O_3 в рудах 5-25%, а в хромшпинелиде – 50-56%. Рудовмещающие дуниты образуют практически непрерывные полосы, протягивающиеся вдоль западного контакта массива. Для рудных тел характерно субвертикальное падение, залегание согласно с таковым дунит-гарцбургитовой полосчатости. Встречаются рудные скопления самого разного размера: длина варьирует от 1 см до 1 км, мощность – от 1 мм до 30 м, характерно наличие постепенных взаимопереходов. Степень концентрации хромшпинелидов в рудных телах очень изменчива: от 10-15% в бедных рудах до 100% в сплошных хромитах (между ними также наблюдаются постепенные переходы).

Характерно наличие многочисленных сближенных параллельных рудных тел в контуре каждого хромитопоявления (до 5-10).

На массиве Рай-Из также преобладают рудные тела, имеющие в плане полосовидную (ленточную) форму, но здесь уже заметным распространением пользуются уплощенные линзы, штоки и тела неправильной формы [8 и др.]. Полосчатость в рудах наблюдается часто, но не является обязательной, по величине зернистости руды относятся к различным типам (мелко-, средне- и крупнозернистым). Для месторождений характерно наличие многочисленных параллельных сближенных рудных тел. Так, на месторождении Центральное выявлено 51 рудное тело. Мощность их составляет первые метры (0,2-30,5 м), протяженность – от 30 до 350 м, содержание Cr_2O_3 в руде составляет от 5 до 48,5%, в хромшпинелидах 52-63% [8]. Хромитовое оруденение массива сосредоточено вблизи двух крупных дунитовых тел-узлов, имеющих изометричную или слабо удлиненную форму, причем их удлинение направлено под большим углом к полосчатости в окружающих гипербазитах. Эти тела «нанизаны» на линейную зону, обогащенную дунитами. На северо-восточном продолжении этой зоны намечается формирование еще одного дунитового обособления. Расстояние между центрами крупных штоков дунитов составляет 9-10 км.

В пределах Главного рудного поля Кемпирсайского массива наиболее ярко выражена «плеядность» в расположении хромитовых месторождений, они группируются в отдельные рудные узлы вблизи крупных обособлений дунитов. Рудные узлы и крупные обособления дунитов в Главном рудном поле образуют цепь меридионального простирания и расположены внутри нее с определенным шагом. Наиболее четко выражено два дунитовых штока, пространственно ассоциирующих соответственно с Джарлыбутакским и Донским (южный) и Джангизагачским и Сарысайским (северный) рудными узлами. Расстояние между центрами дунитовых штоков составляет около 10 км. На продолжении рудоносной зоны к северу расположен Северный рудный узел, приуроченный к более мелкому дунитовому телу.

В пределах Кемпирсайского массива дунитовые обособления представлены двумя морфологическими типами: первые образуют маломощные полосы в дунит-гарцбургитовом комплексе, а вторые – крупные блоки, резко дискордантные к полосчатости вмещающих гипербазитов. Первичная полосчатость и минеральная уплощенность в ультрабазитах характеризуется крутыми углами падения. Часть рудных тел расположена согласно с полосчатостью вмещающих пород. Это как правило маломощные крутопадающие тела. Но основная масса хромитов сосредоточена в телах сложной формы, чаще всего представленных комбинацией линз, столбов штоков, тел «древовидной формы» [16]. Для них в большинстве случаев характерно пологое залегание, секущее положение их осей по отношению к первичной полосчатости гипербазитов и маломощным крутопадающим телам. Хромитовые руды чаще всего представлены густовкрапленной и сплошной разновидностями с содержанием Cr_2O_3 50-65%, в хромшпинелиде содержится 58-69% окиси хрома. Структуры руд преимущественно крупнозернистые, полосчатость не характерна и встречается только в виде реликтов. В строении рудных тел преобладают сплошные и густовкрапленные разновидности хромитов. Часто в рудных телах наблюдается зональность: от периферии к центру увеличивается густота вкрапленности и размеры зерен рудообразующих хромшпинелидов [3, 6]. Протяженность и мощность рудных тел варьируют в значительном диапазоне, но основная масса хромитов сосредоточена в телах с поперечным сечением в десятки метров, в редких случаях до 140-180 м, длиной до 1,5 км, шириной десятки – первые сотни метров [6, 7 и др.].

Во всех трех рассмотренных случаях вблизи рудоносных зон проходит граница ультрабазитов и пород габброидного комплекса. Примечательно, что масштабы развития и степень метаморфизма габброидов также обнаруживают прямую корреляцию с продуктивностью массивов на хромитовое оруденение. На массивах Крака видимая мощность габбро и полосчатого верлит-пироксенитового комплекса составляет 1-1,5 км, породы практически не испытали метаморфизма за исключением низкотемпературных явлений родингитизации и серпентинизации. В южной части массива Рай-Из широким распространением пользуются габброиды Собского комплекса, мощность их соизмерима с таковой ультрабазитового массива. Породы испытали интенсивное пластическое течение и метаморфизованы в амфиболитовой фации. Гипербазиты южной и восточной частей Кемпирсайского массива контактируют с мощной толщей амфиболитов, среди которых встречаются лишь реликты исходных габброидов [1]. Здесь метаморфические преобразования первичных пород проявлены максимально, в то время как на западе массива обнажаются практически не метаморфизованные габбро Кокпектинского комплекса.

Рассмотренные выше особенности строения хромитоносных зон массивов Средний Крака, Рай-Из и Кемпирсай позволяют сделать вывод о четкой направленности процесса хромитообразования. Она выражена в постепенном усложнении структуры гипербазитовых массивов от структурно-вещественных комплексов полосчатого строения в условиях неоднородного тектонического течения к сетчатым дунит-гарцбургитовым комплексам в сочетании с крупными штоками дунитов при прогрессирующем процессе сжатия в условиях сочетания тектонического течения и хрупких деформаций пород.

Подводя итог проведенному анализу особенностей строения хромитопроявлений альпино-типной формации, можно указать два основных фактора, приводящих к образованию рудных скоплений. Один из них – частичное плавление мантийных перидотитов, в результате которого происходит мобилизация хрома из силикатной формы (пироксенов) в окисную (хромшпинелид). Второй фактор – дифференциация гипербазитов в соответствии с их физико-механическими свойствами в ходе вязко-пластического течения. Она ответственна за концентрацию новообразован-

ных рудных минералов в индивидуализированные тела. Реализация реститово-метаморфогенного механизма хромитообразования начинается, вероятно, в самые ранние фазы континентального рифтогенеза и прогрессирует с развитием «цикла Уилсона». В рифтогенных обстановках происходит накопление основной массы рудного вещества и образование линейных тел вкрапленных хромитов, а в обстановке сжатия (локальной или региональной) максимально проявляется его тектоно-метаморфическое перераспределение и формируются «нелинейные» тела богатых руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта РФФИ 08-05-99002-Поволжье «Разработка поисковых критериев и оценка хромитонности гипербазитовых массивов Крака»

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илецкой зон Мугоджар // Тр. Ин-та геол. наук КазССР. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 39-74.
2. *Гончаренко А.И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
3. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 230 с.
4. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
5. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
6. *Павлов Н.В., Григорьева И.И.* Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 172-224.
7. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / под. ред. Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича. М.: Недра, 1987. 166 с.
8. Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала / под. ред. Б.В. Перевозчикова. Пермь, 2000. 474 с.
13. *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.
14. *Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.* Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
15. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
16. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щанова Ю.В.* Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.
17. *Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Бажин Е.А
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия
e-mail: savl71@mail.ru

ON THE PROBLEM OF CLASSIFICATION OF CHROMITE DEPOSITS OF THE SOUTHERN URALS

Saveliev D.E., Snachev V.I., Bazhin E.A.
Institute of Geology USC RAS, Ufa, Russia
e-mail: savl71@mail.ru

Three main features are suggested for a classification of chromite deposits of the Southern Urals: 1) geologic-petrographic, 2) morphological, 3) textural-structural. Two groups of objects are established: primary mantle and crustal-formed. The most widely developed in the first group are the following