

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Изд-во Чародей, 2001. 216 с.

Шмелев В. Р. Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991. 79 с.

Boynnton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // in: P. Henderson (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.

Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

А. Н. Юричев

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет, г. Томск
juratur@sibmail.com*

Минералогические особенности офиолитовых ультрабазитов как критерии оценки их потенциальной хромитонности

К настоящему времени известно, что все месторождения и рудопроявления хромитов приурочены непосредственно к ультрамафитовым и частично мафит-ультрамафитовым массивам. Поэтому вопрос о способе формирования и концентрации в них хромитового оруденения, а также разработка критериев хромитонности данных объектов имеет первостепенное практическое значение. Среди геолого-промышленных типов месторождений хрома выделяются: стратиформные месторождения в расслоенных ультраосновных массивах платформенных областей, месторождения подиформных ультраосновных массивов складчатых поясов и, имеющие ограниченное распространение, россыпные месторождения (доля в общем балансе мировых запасов – 0.1 %).

Стратиформные массивы размещаются на древних архейско-протерозойских щитах и приурочены к зонам глубинных разломов, возникающих в этап постплатформенной тектоно-магматической активизации. Они являются ведущими в мировом масштабе: на их долю приходится почти 82 % мировых разведанных запасов хромитовых руд и около 80 % мировой добычи товарной руды. Эти месторождения отличаются значительными запасами, но, в большинстве случаев, руды в них по своему составу являются низкосортными (среднехромистые железистого типа) и характеризуются более низким качеством, чем хромиты из ультрабазитов складчатых областей [Перевозчиков, 2011].

Месторождения подиформного типа пространственно и генетически связаны с офиолитовыми мантийными ультрабазитами, которые располагаются в виде поясов и выявлены в пределах складчатых областей различного возраста (от палеозоя до кайнозоя). В общем балансе мировых запасов хромитовых руд доля их относительно невелика (16.5–17.0 %), однако в России именно они имеют важнейшее значение, являясь объектами добычи высококачественных хромитовых руд, пригодных для использования в металлургической промышленности. Помимо этого, внимание к объектам данного типа резко возросло после распада СССР, когда крупнейшие в мире хромитовые месторождения в офиолитовых комплексах Южного Урала отошли Казахстану, и Россия столкнулась с острым дефицитом хромитового сырья.

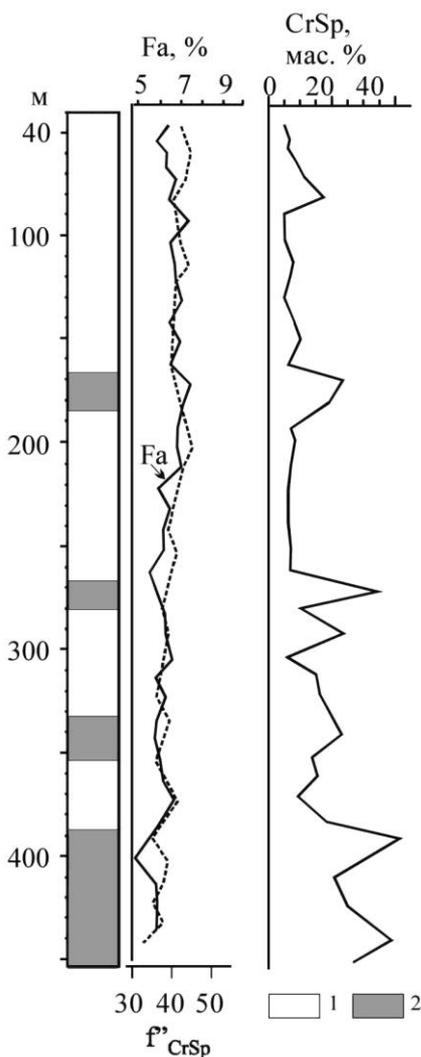


Рис. 1. Вариации состава сосуществующих оливина и хромшпинели в зависимости от концентрации хромшпинелидов и приближения к хромитоносным зонам в хромитит-дунитовой серии Кемпирсайского массива (Казахстан) (по данным [Чашухин, 2009]).

1 – дуниты; 2 – хромититы.

Минералогические критерии являются одними из важнейших среди локальных прогностических критериев, используемых для поисков хромитового оруденения в офиолитовых ультрабазитах. Они заключаются в закономерном изменении химического состава породообразующего оливина дунитов с приближением к рудным телам и изменении состава рудообразующего и акцессорного хромшпинелида в зависимости от качественного состава месторождений хромовых руд.

В дунитах с повышенной концентрацией хромшпинелида железистость оливина опускается до 2–3 % фаялитовой молекулы. Отмечается тенденция снижения степени железистости оливина по мере приближения к хромитоносным зонам (рис. 1). Подобная минералогическая особенность для массивов Полярного Урала, наряду с показателем преломления N_g породообразующего оливина, также снижающегося по мере приближения к рудному телу, отмечалась ранее и была выделена в качестве поискового признака для скрытого хромитового оруденения, залегающего в первых десятках метрах от поверхности эрозионного среза [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Состав хромшпинелидов законо-

мерно изменяется в зависимости от расстояния до основного рудного тела и густоты вкрапленности (для вкрапленных руд), а также от размеров рудного тела (для массивных и сливных руд).

Критерии сохранности оруденения и его качественного состава определяются характером пострудных процессов, затронувших массив ультрабазитов. К таким преобразующим агентам относятся метаморфизм и тектоническое дробление. С. В. Москалева [1974] рассматривала данные агенты в качестве главнейших факторов прогноза хромитоносности территории, основываясь на том, что при их интенсивном проявлении хромовые руды разубоживаются и уничтожаются. Однако проведенные позднее исследования не позволяют согласиться с таким выводом [Перевозчиков, Набиуллин, 2007; Юричев, 2013; Юричев и др., 2013].

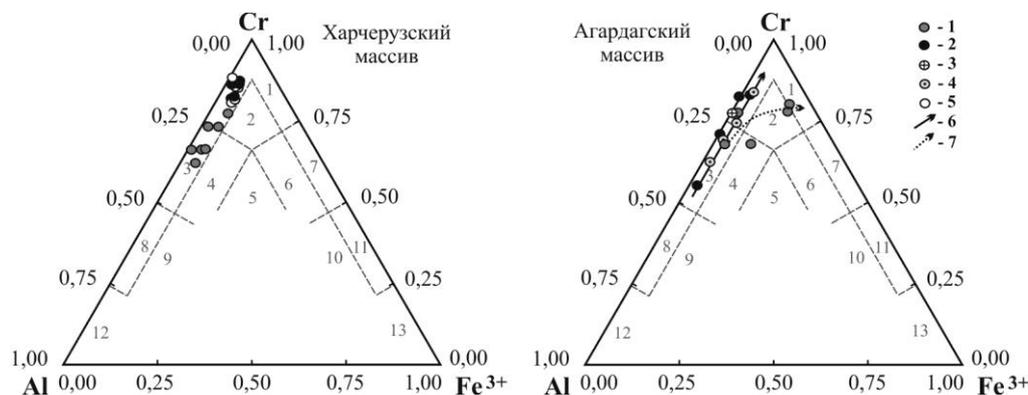


Рис. 2. Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в породах Харчерузского (Полярный Урал, Россия) и Агардагского (Тыва, Россия) ультрамафитовых массивов и их зависимость от густоты вкрапленности на классификационной диаграмме Н. В. Павлова [1949].

1–5 – хромшпинелиды по степени вкрапленности: 1 – аксессуарные вкрапленные, 2 – густовкрапленные, 3 – нодулярные, 4 – сливные, 5 – густовкрапленные рассланцованные; 6 – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием высокобарического динамометаморфизма; 7 – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием наложенного прогрессивного регионального и локального метаморфизма. Шпинелиды: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит.

В настоящее время доказано, что метаморфизм рудных хромшпинелидов обусловлен, главным образом, кинетическим фактором, выражающимся в сокращении интенсивности и степени завершенности метаморфических процессов при увеличении густоты вкрапленности хромитового оруденения и размеров рудных тел [Пучков, Штейнберг, 1990]. Как показывают практические наблюдения, аксессуарные хромшпинелиды и бедновкрапленные руды интенсивно метаморфизуются [Юричев, 2013, 2015; Юричев и др., 2013]. При увеличении густоты вкрапленности, начиная со средневкрапленных руд, степень воздействия метаморфизма существенно понижается, а метаморфизм густовкрапленных и сливных руд выражается только в незначительном повышении железистости в краевых частях тел, при этом руды практически полностью сохраняют свой качественный состав и промышленные свойства. Данная особенность, с учетом степени воздействия наложенных метаморфических процессов, дает возможность впоследствии спрогнозировать состав и технологическую сортность скрытых рудных залежей по составу неизмененного аксессуарного хромшпинелида, который распространен в ультрамафитах наиболее широко.

Исследование изменения состава шпинелидов от «свежих» образцов к полностью преобразованным, а также изучение их зональных зерен позволяет проследить две эволюционные стадии их преобразования (рис. 2). Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и включает в себя процессы деформаций, сучивания океанической литосферы и ее аккреции на пассивную окраину континента, в результате чего происходит формирование крупных тектонических пластин, распространение складчато-надвиговых и шарьяжных дислокаций, линейных зон высокобарического метаморфизма. На данной стадии происходит вынос из шпинелидов Al,

Mg и Ti и накопление Cr, Fe и Mn. В результате выноса из рудных хромшпинелидов магния и значительного количества алюминия увеличивается их железистость и хромистость. Содержание хрома в метаморфизованных хромшпинелидах может увеличиваться до 15 мас. % и может достигать в рудах глиноземистого типа 57 мас. %, а в рудах высокохромистого типа – 64 мас. %. Таким образом, на первой стадии происходит естественное «облагораживание» хромшпинелидов.

Вторая стадия связана с процессами наложенного прогрессивного регионального и контактового метаморфизма и приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов с выносом из них Al, Mg и Cr при накоплении Mn и окислении закисного железа в окисное. Пострудный метаморфизм низких ступеней выражается, как правило, в серпентинизации вмещающих ультрабазитов с образованием лизардита. Качество руд при этом не претерпевает изменения и магнетит не образуется. При проявлении прогрессивного регионального или локального метаморфизма по вмещающим вкрапленное оруденение дунитам образуются серпентиниты антигортитового и хризотилового состава (штубахиты, войкариты и т. д.) с обильным выделением магнетита. Качество вкрапленных руд в зависимости от густоты вкрапленности (о чем говорилось выше) ухудшается вследствие образования на месте хромита его железистых разновидностей (феррохромит, хроммагнетит) и хлорита, вплоть до полной потери их промышленной ценности. При этом степень метаморфизма хромитовых руд будет резко возрастать при интенсивном тектоническом дроблении маломощных рудных тел, особенно, сложенных бедновкрапленными рудами.

Хромовые руды офиолитовых ультрабазитов характеризуются исключительно сложными условиями локализации, что затрудняет прогноз хромитового оруденения и оценку ресурсного потенциала. И хотя научные исследования последних нескольких десятилетий позволили изучить закономерности локализации хромитового оруденения и создать научную методическую основу для оценки ресурсного потенциала путем применения региональных и локальных критериев прогноза, относиться к последним надо с определенной осторожностью. Прогноз хромитового оруденения в любом случае носит вероятностный характер, и исключительное значение для его достоверности имеет степень изученности исследуемых ультрабазитовых массивов.

Литература

- Макеев А. В., Брянчанинова Н. И. Топоминарлогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Геологического института РАН, 1949. Вып. 103. 91 с.
- Перевозчиков Б. В. Тектоническая позиция хромитонных базит-ультрабазитовых комплексов Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 93–109.
- Перевозчиков Б. В., Набиуллин В. И. Методические основы оценки ресурсного потенциала хромовых руд офиолитовых ультрабазитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. № 4. С. 91–105.
- Пучков В. Н., Штейнберг Д. С. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- Чащухин И. С. Генетические типы хромитовых руд в альпинотипных ультрамафитах // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат. III Междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 252–255.

Юричев А. Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.

Юричев А. Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.

Юричев А. Н., Чернышов А. И., Кульков А. С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.

К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, В. А. Котляров
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
Const31@yandex.ru

Оолитовые железняки Синаро-Теченского месторождения (Зауралье)

Введение. Значительная часть мировых запасов железа представлена стратиформными железными рудами. Возможно, это один из первых типов руд, использованных человечеством. Несмотря на то, что накопление железа в осадках наблюдается в некоторых современных обстановках (например, болотные руды железа), вопрос о генезисе стратиформных месторождений железа продолжает оставаться открытым [Петтиджон, 1981; Мейнард, 1985]. В рамках данного исследования была получена вещественная характеристика оолитовых железняков Синаро-Теченского месторождения (Зауралье). Месторождение было открыто в 1949 г. при поисках бокситов [Геология..., 1973]. В этом же году проведена предварительная разведка. Запасы в пределах разбуренной площади были оценены в 525 млн т.

Опробование и методы. Изученные пробы были отобраны из керна скважин, пройденных при оценке Коклановского W-Mo месторождения в 2013 г., и характеризуют лишь участок залежи оолитовых железняков. Методы исследования включали в себя рентгенофазовый анализ (Shimadzu XRD-6000, аналитик П. В. Хворов). Количественный пересчет осуществлен методом постоянных коэффициентов с использованием корундовых чисел, полученных в лаборатории Института минералогии УрО РАН при аналогичных условиях съемки. Оптическая и электронная микроскопия (СЭМ РЭММА-202М, аналитик В. А. Котляров) использовалась для характеристики минерального состава и структурно-текстурных особенностей руд. Химический состав рассмотрен на основе ICP-MS анализа (Agilent 7700X, аналитик К. А. Филиппова).

Геология Синаро-Теченского месторождения. Район месторождения сложен мезо-кайнозойскими отложениями, залегающими на палеозойском фундаменте. Рудный горизонт прослежен на 22.5 км по простиранию и на 15 км в широтном направлении и залегает почти горизонтально с небольшим пологим наклоном на восток на глубине от 77 до 121.8 м от поверхности. Максимальная мощность рудного пласта 8 м, средняя для месторождения – 2 м. Рудный пласт приурочен к верхней части сантон-компанских морских песчано-глинистых отложений и покрыт мощной толщей верхнего мела и палеогена. Железорудный горизонт, по-видимому, образовался в обширном заливе, открытом на север и северо-восток. На юге и юго-востоке он замещается песчаной (алевритовой) глиной, а западной границей является Колчедано-Коркинский поднятие [Конаныхин и др., 1989ф].