

*Д. Е. Савельев<sup>1</sup>, Е. В. Белозуб<sup>2,3</sup>, В. А. Котляров<sup>2</sup>*

*<sup>1</sup> – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа  
savl71@mail.ru*

*<sup>2</sup> – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

*<sup>3</sup> – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

## **Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал)**

Происхождение дунитовых тел из офиолитовых комплексов – одна из наиболее важных проблем петрологии верхней мантии, имеющая определяющее значение для понимания механизмов образования месторождений хрома. Длительное время наиболее популярными являлись магматическая и метасоматическая модели образования ультрабазитов и связанного с ними хромитового оруденения в офиолитах [Кравченко, 1969; Thayer, 1969 и др.]. В настоящее время наиболее часто формирование структурно-вещественных комплексов офиолитов связывается с деплетированием мантийных лерцолитов, сопровождающимся пластическими деформациями и проникновением сквозь реститы флюидов и расплавов [Савельева, 1987; Чашухин и др., 2007; Kelemen et al., 1995 и др.]. Также обосновывается реоморфическая модель дифференциации мантийного вещества [Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011 и др.].

Работа посвящена детальному изучению участка месторождения № 33 (массив Средний Крака). Выбор участка обусловлен: 1) небольшими размерами и хорошей обнаженностью, 2) относительно слабой серпентинизацией ультрамафитов, 3) присутствием как полностью сформированного тела хромититов в небольшом по мощности дунитовом теле, так и небольших дунитовых прожилков в перидотитах, 4) присутствием в рудном теле одновременно массивных, нодулярных и вкрапленных хромититов. Петроструктурные исследования проведены по [Саранчина, Кожевников, 1985; Чернышов, 1996 и др.]. Химический состав минералов определен в Институте минералогии УрО РАН на СЭМ РЭММА-202М и Vega3 Tescan с использованием стандартов, аналитики В. А. Котляров, И. А. Блинов.

Геометрический анализ плоскостных и линейных структур массива с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение деформационных структур, свидетельствующих о его формировании в результате послойного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием [Савельева, 1987; Денисова, 1990 и др.]. Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности доказывалось тем, что элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

Было предположено, что формирование дунитов и хромититов месторождения № 33 произошло в результате пластического течения [Савельев, 2013]. Цель данной работы – поиск минералогических подтверждений деформационной модели.

На месторождении № 33 хромититы образуют меридиональную жилу длиной около 50 м и мощностью до 2 м. По данным опытной отработки оруденение прослеживается до глубины 8 м. На всем протяжении с хромититами ассоциируют дуниты, мощность оторочки которых составляет 0.3–2 м. Важной особенностью изученного

участка является повышение содержания пироксенов в перидотитах по мере приближения к дунитовому телу, вмещающему хромититы. В перидотитах восточного фланга, непосредственно примыкающих к дунитам, отмечается сеть маломощных дунитовых прожилков. Расчет баланса вещества на начальном этапе формирования дунита в «масштабе шлифа» проведен для одного из таких прожилков (103-2LB) с использованием результатов подсчета минералов в плоскости шлифов, полученных в трех перпендикулярных срезах. Установлено, что перидотитовая часть образца имеет выдержанный минеральный состав (%): оливин 69, ортопироксен 27.5, клинопироксен 2.5, хромшпинелид <1. Концентрация последнего в одном из срезов резко увеличена за счет нескольких крупных зерен. В дунитовом прожилке пироксены встречаются в виде единичных мелких зерен, а содержание хромшпинелида возрастает, как минимум, в 1.5 раза.

Также были определены объемные содержания оливина и ортопироксена в двух фракциях по размерности – «крупной» (сечение в среднем 1.5 мм) и «мелкой» (сечение в среднем 0.6 мм). Оказалось, что концентрация минералов по фракциям отличается от рассчитанной в среднем по породе. В частности, объемная доля оливина в крупной фракции уменьшена до 68.2 % против 79.6 % в мелкой, а объемная доля ортопироксена увеличена в 1.5 раза в крупной фракции (31.7 %) по сравнению с мелкой (20.4 %). Полученные результаты говорят о том, что в первоначально однородном перидотите в процессе пластического течения оливин концентрируется в относительно мелкой (более мобильной) фракции, а ортопироксен в более крупной (более инертной). По мере увеличения степени такого разделения могут образоваться мономинеральные оливиновые обособления, что подтверждается как данными микроструктурного анализа (D-тип петроструктуры [Савельев, 2013]), так и результатами физического моделирования [Савельев, Федосеев, 2011].

Были проанализированы составы минералов вкосте простирания рудоносной зоны, включая удаленные к западу перидотиты (103-3 и 103-4), примыкающие непосредственно к дунитовому телу перидотиты с запада (103-2L3) и востока (103-2LB), околорудные дуниты (103-2DA) и прожилков дунита в перидотите. Большая часть породообразующих минералов имеет типичный для офиолитовых комплексов состав. Оливин представлен магнезиальной разновидностью с содержанием фаялитовой молекулы 8–11 % с максимумом в околорудных дунитах. Ортопироксен представлен энстатитом, а клинопироксен – диопсидом. Для обоих пироксенов характерны высокие содержания оксида хрома (в среднем 0.5 %), причем наибольшие вариации отмечаются в перидотитах с высоким содержанием пироксенов (103-2LB – 0.2–1.6 %). Нетипичным является повышенное содержание хрома в отдельных зернах оливина (до 0.24 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), обычно это – пойкилитовые включения в шпинелиде, в тех же зернах фиксируется наибольшая магнезиальность для данного образца. В перидотитах, непосредственно примыкающих к околорудным дунитам, встречены единичные зерна амфиболов варьирующего состава с высокими содержаниями натрия (3.09–4.23 % Na<sub>2</sub>O) и глинозема, а в части зерен в заметных количествах содержится также хром (до 2.24 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Наиболее значительные изменения происходят в составе хромшпинелидов (рис. а). На удалении от рудоносной зоны, в шпинелевых перидотитах аксессуарный хромшпинелид низкохромистый и высокоглиноземистый. По мере приближения к рудному телу в перидотитах постепенно растет глиноземистость шпинелида вплоть до точки 103-2L3 с максимальным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и минимальным – хрома. В дунитах присутствует наиболее высокохромистый шпинелид, максимальные содер-

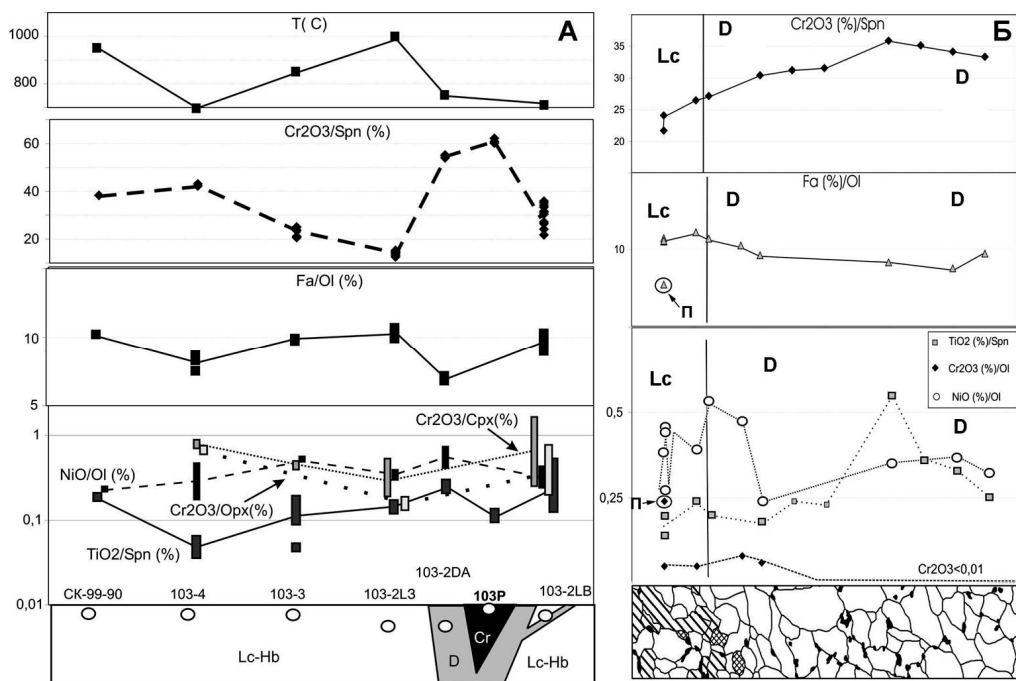


Рис. Вариации состава минералов и температур оливин-хромшпинелевого равновесия вкрест хромитоносной зоны месторождения № 33 (А) и через образец 103-2LB (Б).

$T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – температура по данным оливин-хромшпинелидовых геотермометров (средние значения),  $Fa$  – содержание фаялитовой молекулы в оливине,  $Spn$  – шпинелид,  $Srx$  – клинопироксен,  $Orx$  – ортопироксен,  $Ol$  – оливин,  $Lc-Hb$  – лерцолиты и гарцбургиты,  $D$  – дуниты,  $Cr$  – хромититы,  $103P$  – массивные хромититы,  $\Pi$  – пойкилитовое включение в шпинелиде. На разрезе через образец: белое – оливин, черное – хромшпинелид, «косая» штриховка – ортопироксен, «сетка» – клинопироксен.

жания хрома характерны для крупнозернистых и нодулярных хромититов. В перидотитах, примыкающих к дунитам с востока, содержание хрома в шпинелиде вновь снижается.

Закономерное изменение состава хромшпинелидов, наблюдаемое в масштабе участка (первые метры–десятки метров), сохраняется также и в масштабе обнажений–штуфов (миллиметры–сантиметры). Детальное изучение образца 103-2LB показало, что содержание оксида хрома и титана в хромшпинелидах постепенно возрастает от «лерцолитового» края шлифа к центру дунитового прожилка (см. рис. б).

Расчет оливин-хромшпинелевого равновесия с использованием геотермометров Оно, Фабри и О’Нейла-Уолла-Большауза-Берри-Грина [Чашухин и др., 2007] при хорошей сходимости результатов дал наиболее высокие температуры (980–1080  $^{\circ}\text{C}$ ; в среднем, 1078  $^{\circ}\text{C}$ ) для перидотитов с высоким содержанием пироксенов, непосредственно примыкающих к околорудным дунитам с запада (103-2L3). Образцы перидотитов с «нормальным» содержанием пироксенов (103-3 и 103-4) на удалении от рудоносной зоны дали «размытый» график температур с максимумами в диапазоне 740–880 и 920–960  $^{\circ}\text{C}$ , а образцы околорудных дунитов (103-2DA) имеют четкие макси-

мумы в диапазоне 800–920 °С. В перидотитах восточного фланга (103-2LB) отмечается интенсивный максимум 800–880 °С и меньший – 680–760 °С.

Изложенный выше фактический материал наиболее логично может быть интерпретирован следующим образом. Формирование тел дунитов различного масштаба сопровождается возникновением в «перидотитовом матриксе» зон с резко неоднородным строением и специфической минералого-геохимической зональностью. Центральные части таких зон сложены моно- или биминеральной породой, состоящей из наиболее магнезиального оливина и наиболее хромистого шпинелида по сравнению с матриксом. Вблизи дунитовой зоны в перидотитах отмечается локальная концентрация пироксенов, необъяснимая с позиций реакционного происхождения дунитов, а также отмечается локальное повышение температур оливин-хромшпинелевого равновесия, что может быть связано с их разогревом в зоне интенсивного пластического течения.

## Литература

- Денисова Е. А.* Структура ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990, № 1. С. 45–63.
- Кравченко Г. Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.
- Перевозчиков Б. В.* Закономерности локализации хромитового оруденения в альпино-типных гипербазитах. М.: Геоинформмарк, 1995. 47 с.
- Савельев Д. Е.* О реоморфической дифференциации вещества ультрамафитов (на примере месторождения №33, Средний Крака) // Геологический сборник № 10. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2013. С. 241–256.
- 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.
- Савельев Д. Е., Федосеев В. Б.* Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.
- Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
- Саранчина Г. М., Кожевников В. Н.* Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.
- Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Щапова Ю. В.* Кристаллохимия хромшпинели и оксидтермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. 310 с.
- Hirth G., Kohlstedt D. L.* Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1996. Vol. 144. P. 93–108.
- Karato S.-I., Jung H., Katayama I., Skemer Ph.* Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // Annual Review of Earth Planetary Sciences. 2008. Vol. 36. P. 59–95.
- Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M.* Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.
- Thayer T. P.* Gravity differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits // Economic Geology Monograph A. 1969. P. 132–146.