

О БАЛАНСЕ ВЕЩЕСТВА И МЕХАНИЗМАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ХРОМОВЫХ РУД В ОФИОЛИТАХ

Проблема генезиса хромитового оруденения в офиолитах привлекает внимание исследователей на протяжении более 100 лет. Длительное время наиболее популярными являлись магматическая и метасоматическая модели образования ультрабазитов и связанного с ними хромитового оруденения [Кравченко, 1969; Москалева, 1974; Павлов и др., 1979; Thayer, 1969 и др.]. В настоящее время наиболее часто формирование структурно-вещественных комплексов офиолитов связывается с деплетированием мантийных лерцолитов, сопровождающимся пластическими деформациями, проникновением сквозь реститы флюидов и расплавов [Перевозчиков, 1995; Савельева, 1987; Чашухин и др., 2007; Kelemen et al., 1995 и др.]. В связи с формированием нового взгляда на офиолитовые ультрабазиты как на вещество верхней мантии, в различной степени деплетированное (рестит), необходима разработка адекватных механизмов дифференциации, приводящих к формированию дунитов и локализованного в них хромитового оруденения. Целью данной работы является расчет баланса вещества при образовании дунитов и оценка возможности формирования хромитового месторождения без существенного привноса хрома из внешнего источника.

Рассмотрим призматический блок ультрабазитов размером $300 \times 100 \times 35$ м, объем которого составляет 10^6 м³. Предположим, что этот блок первоначально сложен лерцолитом (Lc), в состав которого входят оливин (Ol), энстатит (Orx), диопсид (Crx) и шпинель (Sp) в следующих объемных соотношениях: Ol — 69%, Orx — 20%, Crx — 10%, Sp — 1%. В составе этих минералов присутствует хром в следующих массовых содержаниях: в Orx и Crx — по 1%, в шпинели — 20%, в оливине его концентрация стремится к нулю. Предполагается, что из рассматриваемого блока полностью удаляются все минералы за исключением оливина в результате одного из петрогенетических процессов в верхней мантии (частичного плавления, реакции рестит + расплав и т.д.). Одним из условий является инертное поведение хрома — он также остается в рестите дунитового состава (D).

Рассчитаем объем и массу каждого из минералов, входящих в состав лерцолитового блока и содержащих хром:

$V_{Sp} = 10^4$ м³ при плотности = 4400 кг/м³, $m = 4,4 \times 10^7$ кг,
 $V_{Crx} = 10^5$ м³ при плотности = 3200 кг/м³, $m = 3,2 \times 10^7$ кг,
 $V_{Orx} = 2 \times 10^5$ м³ при плотности = 3200 кг/м³, $m = 6,4 \times 10^7$ кг.

Масса хрома, извлеченного из «расторгнутых» минералов составит: $m_{Sp}^{Cr} = 0,9 \times 10^7$ кг, $m_{Crx}^{Cr} = 0,32 \times 10^7$ кг, $m_{Orx}^{Cr} = 0,6 \times 10^7$ кг.

Всего $1,86 \times 10^7$ кг хрома или $3,6 \times 10^7$ кг Cr₂O₃ или 10^8 кг = 100 тыс. тонн хромовой руды с содержанием 35% Cr₂O₃.

Предположим, что весь извлеченный из лерцолита хром концентрируется в плоском рудном теле выдержанной мощности (1 м) в том же блоке дунитового рестита (рис. 1). Тогда параметры рудного тела составляют: $300 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 1 \text{ м} \times 4 \text{ т/м}^3 = 120000 \text{ т}$. Сравнение с проведенными выше расчетами показывает, что при условии концентрирования всего хрома в рудном теле, мощность последнего должна составить менее 1 м. Как известно, подобные тела являются весьма типичными для дунит-перидотитовых комплексов офиолитов.

Каков же механизм образования и концентрирования хромшпинелидов в рудное тело: просачивание расплава (флюида) или пластическое течение?

Рассмотрим сначала необходимые условия для образования дунитов при просачивании через ультрабазиты флюидов или расплавов. В этом случае должна иметь место реакция типа:



где L₁ и L₂ — соответственно «входящий» и «выходящий» из ультрабазитов расплавы.

$M_{En} = 200$ г/моль, $M_{Fo} = 140$ г/моль, $M_L = X + M_{SiO_2}$.

Поскольку «на выходе» из мантийных пород чаще всего наблюдаются базальтовые расплавы, а содержание в них SiO₂ составляет в среднем до 50%, можно принять $M_L = X + M_{SiO_2} = 120$ г/моль, тогда M_L составит приблизительно 60 г/моль. При «реактивном просачивании» через лерцолит расплава (или флюида) из него «выносятся» 1/3 массовая часть материала, которая равна массе вносимого расплава (флюида). Таким образом, через рассматриваемый нами блок лерцолита для превращения его в дунит необходимо «пропустить» около 300000 т расплава (флюида).

Кроме проблем чисто физико-химического плана (малая пористость мантийных ультрабазитов;

¹ Кафедра физического материаловедения Нижегородского Государственного университета им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, e-mail fedoseev@phys.unn.ru; vbfedoseev@yandex.ru

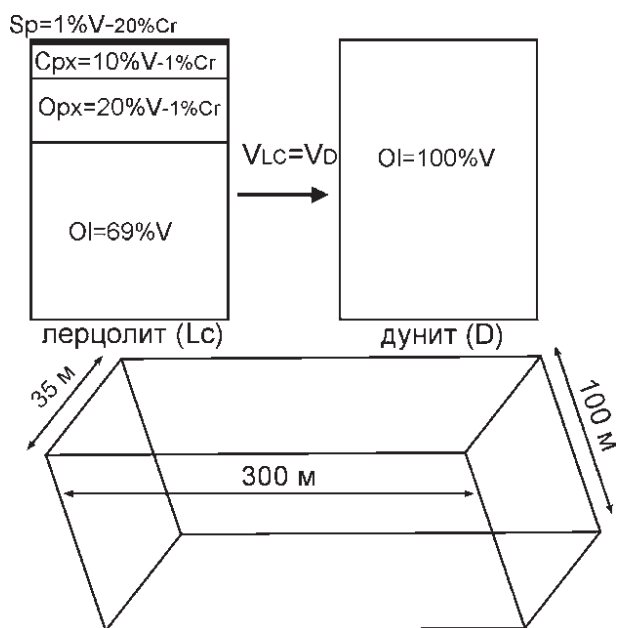


Рис. 1. Блок мантийных пород, испытывающий переход от примитивного лерцолита к дуниту

большая разница химических потенциалов расплава в этом блоке и соседних лерцолитовых и др.), существует еще одна — практически полное отсутствие значимых следов расплавов-флюидов, немислимое при таком масштабном просачивании. Сторонники «реакционно-магматической гипотезы» образования дунитов и хромитового оруденения [Kelemen et al., 1995 и др.] обычно не приводят доказательств «ропуска» пироксенов, хотя при предполагаемых масштабах явления эти факты должны попадаться сплошь и рядом. Получается, что процесс либо «еще не начался» (если рассматривается лерцолит), или он «уже завершился» (если рассматривается дунит). Но в таком случае данная гипотеза теряет важный научный компонент — проверяемость, подобно «теории эволюции Дарвина», поскольку в обоих случаях отсутствуют переходные стадии процессов.

Но даже в случае, если реакционно-магматический процесс реально происходит, он не может сформировать концентрации хромита в дунитах, причем в самых разнообразных соотношениях оливин — хромит и в резко различающихся объемах, как это наблюдается в природе. Как известно, пироксены составляют от 20 до 30% объема лерцолита и чаще всего они рассеяны в породе. При их растворении и кристаллизации хромита, его зерна также будут находиться в рассеянном состоянии, и даже если учесть присутствующие в лерцолите зерна первичной шпинели, содержание рудных минералов не поднимется выше 1–5% по объему.

Приходится констатировать, что механизм рудообразования в данной гипотезе полностью отсутствует.

Выше, при расчете параметров рудного тела, образование которого возможно за счет полного удаления из лерцолитов шпинели и пироксенов, нами было показано, что размеры его примерно сопоставимы с небольшими месторождениями в дунит-гарцбургитовых комплексах. Например, на массивах Крака к объектам с рассчитанными параметрами можно отнести месторождения им. Менжинского, Придорожное. Близки к ним месторождения Саксей-Ключевской площади. Большинство же мелких рудопоявлений массива обладают более низким коэффициентом рудоносности, если под этим термином понимать отношение объема рудных тел к объему вмещающих дунитов. Объяснить это явление можно очень просто: часть хромшпинелидов, извлеченных из минералов лерцолита, осталась рассеянной в дунитах. Труднее объяснить образование месторождений, коэффициент рудоносности которых значительно превышает рассчитанный нами. К подобным объектам относится большинство месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива, а также ряд небольших месторождений, но сложенных массивными и густо-вкрапленными рудами, отделенными от гарцбургитов малоомощной дунитовой оторочкой.

В разрабатываемой авторами реоморфической модели для образования тел хромититов различной густоты вкрапленности требуется только перемещение частиц материала, которое возможно при подъеме мантийного вещества, инициируемого нарушением изостатического равновесия. Вследствие поликристаллического и полифазного состава исходного перидотита пластическое течение последнего сопровождается перераспределением вещества. В работах [Савельев, Федосеев, 2011а, б] качественно описан характер перераспределения геоматериалов с разными свойствами в условиях пластического течения.

Для систем, находящихся в однородном гравитационном поле со стационарным вибрационным воздействием (однородное сейсмическое поле), меняющимся по вертикали, критерий термодинамического равновесия можно представить в виде:

$$\Pi_i = \mu_i^\circ + \rho_i V_i \left(gh + \frac{\langle v^2(h) \rangle}{2} \right) + p(h) V_i + \theta \ln(n_i(h)) = const, \quad (1)$$

где g — ускорение свободного падения, ρ_i , V_i — плотность и удельный (на моль или на одну частицу) объем компонентов, $n_i(h)$ — доля частиц типа i , $p(h)$ — гидро-

статическое давление, $\langle v^2(h) \rangle$ — средний квадрат скорости колебания среды на высоте h , μ_i — стандартный химический потенциал компонента (далее в составе константы). Величина $\theta = RT$, если использованы молярные характеристики компонентов и $\theta = kT$ — если индивидуальные. Считаем, что в неразрывной и несжимаемой среде частицы двигаются с такой же скоростью как дисперсионная среда.

Согласно [Савельев, Федосеев, 2011 а], распределение частиц в потоке для «слоя», расположенного на одной высоте $z = z^* = const$ с прямолинейным ламинарным потоком, описывается уравнением:

$$n_i(x) = C \exp \left[-\frac{M_i v^2(x)}{2\theta} \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho_i} \right) \right], \quad (2)$$

В этом случае различия в концентрации частиц полностью определены эпюрой скоростей и плотностью дисперсной фазы и дисперсионной среды. Если плотность частиц меньше плотности среды $\rho_0/\rho > 1$, то концентрация частиц будет возрастать в области больших скоростей, т.к. $n(x) \sim \exp(Av^2(x))$, $A > 0$. Частицы с плотностью, превышающей плотность среды $\rho_0/\rho < 1$, напротив, должны выталкиваться в область с низкими скоростями потока $n(x) \sim \exp(-Av^2(x))$, $A > 0$ («берегам» потока на рис. 2).

Уравнение (2) позволяет описать и относительную концентрацию частиц разного типа (А и В) как

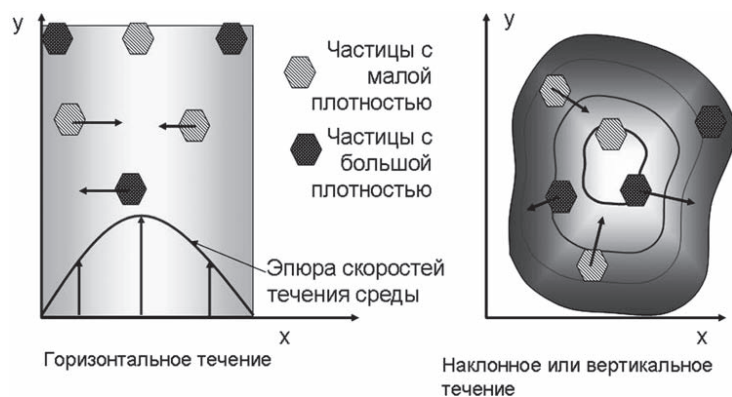
$$\frac{n_A(z)}{n_B(z)} = C_{AB} \exp \left[-(\rho_A V_A - \rho_B V_B + (V_A - V_B)\rho_0) \frac{v^2(z)}{2\theta} \right], \quad (3)$$

где константа C_{AB} определена исходным составом системы.

Отсюда следует, что при

$$(\rho_A + \rho_0)V_A < (\rho_B + \rho_0)V_B \quad \text{или} \quad \frac{V_A}{V_B} < \frac{\rho_B + \rho_0}{\rho_A + \rho_0} \quad (4)$$

относительная концентрация частиц А будет выше там, где скорость потока больше.



При этом возможны несколько случаев:

— если частицы одинакового размера: $\rho_A > \rho_B$ или $(\rho_A + \rho_0)/(\rho_B + \rho_0) > 1$, то доля менее плотных выше там, где больше скорость;

— при равной плотности и $V_A/V_B < 1$ — мелкие частицы преобладают там, где скорость выше. В соответствии с (3) концентрация частиц малой плотности по-прежнему уменьшается, а частиц большой плотности возрастает к периферии потока;

— частицы мелкие плотные $V_A(\rho_A + \rho_0) < V_B(\rho_B + \rho_0)$ могут вести себя неоднозначно. Возможен вариант, когда мелкие частицы большой плотности будут преобладать в области больших скоростей над крупными частицами малой плотности.

Из петрографических наблюдений вытекает, что размеры структурных элементов деформации для оливина, ортопироксена и хромита не одинаковы. Пироксен в пластическом течении участвует в виде зерен или их крупных фрагментов (1–5 мм, в среднем 1,5–2 мм; $\rho = 3,21$ г/см³), оливин — в виде субзерен со средним размером около 0,5 мм ($\rho = 3,19$ г/см³) [Савельев, 2011]. Для хромита характерны вариации в размерах структурных элементов деформации (зерен): акцессорные минералы дунитов и бедновкрапленных руд мелкие (0,1–0,8 мм при среднем 0,5 мм; $\rho = 4,41$ г/см³), в более концентрированных рудных телах размер зерен увеличивается до 0,5–3 мм, наиболее крупнозернистыми являются массивные хромиты (2–10 мм).

Подставим в полученное неравенство значения плотности и размеров частиц минералов при условии, что дисперсионной средой является оливин. Для пары оливин (Ol) — ортопироксен (Orx) получим $0,04 \approx (V_{Ol}/V_{Orx}) < ((\rho_{Orx} + \rho_{Ol})/(\rho_{Ol} + \rho_{Ol})) \approx 1$. Неравенство выполняется, следовательно, в областях с высокой скоростью потока должна быть выше доля частиц оливина. Частицы хромита (Chrt) согласно неравенству $1 = (V_{Ol}/V_{Chrt}) < ((\rho_{Chrt} + \rho_{Ol})/(\rho_{Ol} + \rho_{Ol})) \approx 1,2$ должны преобладать в областях с низкими скоростями течения. С уменьшением относительного размера частиц хромита, участвующих в деформации, область распространения хромита может увеличиться.

Особенно это должно быть характерно для мелкодисперсных фракций, распределяющихся между крупными зернами оливина и ортопироксена. Этим можно объяснить часто наблюдаемое в природе образование

Рис. 2. Распределение частиц малой $\rho_0/\rho > 1$ и $\rho_0/\rho < 1$ большой плотности в потоке

Жирными стрелками показано направление выталкивающих сил, действующих на частицы. Для наклонных течений замкнутыми кривыми обозначены линии равных скоростей

петельчатых, брекчиевидных текстур руд, которые при уменьшении структурных элементов деформации оливина преобразуются в однородные густо-вкрапленные и массивные.

Возможно, соотношение (4) позволяет объяснить и тот факт, что рудообразующий хромит в офиолитах никогда не ассоциирует с ортопироксеном, тогда как уже в самых тонких прослоях дунита среди гарцбургитов встречаются хромитовые сегрегации.

Отказ от ограничения $h = const$, введенного в соотношении (2), позволяет рассматривать не только горизонтальные, но и вертикальные разрезы. Модуль упругости материала частиц тоже может оказать существенное влияние на характер их распределения [Федосеев, 2010; Fedoseev, 1998]. Отождествив упругие напряжения с гидростатическим давлением p , можно получить аналог выражения (3) для двухкомпонентной смеси в виде:

$$\frac{n_A}{n_B} \approx \exp \left[\frac{p(r)^2 V_A}{2\theta} \left(\frac{\gamma_A V_B - \gamma_B V_A}{\gamma_A \gamma_B} \right) \right], \quad (5)$$

где V — объемы, а γ — модули упругости частиц.

Поведение частиц в горизонтальном сечении определяется величиной $(\gamma_A V_B - \gamma_B V_A)$. Если эта величина положительна, доля частиц А возрастает в областях с высоким давлением. Отсюда следуют простые закономерности:

— при равенстве размеров частиц в области высоких напряжений выше доля частиц с большим модулем упругости (более «твердые»);

— при сопоставимых модулях упругости в области высокого давления выше доля мелких частиц.

Эти закономерности согласуются с наблюдаемыми соотношениями минералов в деформированных ультрабазитах. В трехкомпонентной дисперсной системе, представленной гарцбургитом, упругие константы убывают в ряду хромит — форстерит — энстатит, в той же последовательности увеличиваются размеры структурных элементов деформации. В результате наиболее напряженные и мобильные участки системы (дунитовые тела) представляют собой зоны концентрации рудного материала. Рассмотренное условие объясняет не только ассоциацию оливина и хромита в зонах пластического течения, но и рост хромистости шпинели и магнетизальности оливина в этих же зонах, как следствие увеличения упругих констант минералов.

Выводы

1. Простой расчет баланса вещества при образовании хромитовых руд показывает, что наиболее часто встречающиеся в пределах ультрабазитовых

массивов хромитовые месторождения таблитчатой формы могут быть образованы путем образования дунитов на месте блока лерцолита такого же объема. При этом наиболее вероятным механизмом перехода «лерцолит — дунит» следует считать частичное плавление в условиях декомпрессии.

2. При любом варианте образования дополнительных количеств хромшпинелидов (частичное плавление, реакция расплав — рестит) в рестите первоначально они должны находиться в рассеянном состоянии и для концентрации их в отдельные (рудные) тела необходим определенный физико-механический процесс.

3. В качестве основного рудообразующего процесса в работе предложен сегрегационный механизм, который предполагает разделение частиц (зерен минералов) в пластическом потоке. Полученные критерии разделения (4–5) удовлетворительно объясняют наблюдаемые в природе минеральные ассоциации в пластически деформированных дунитах и перидотитах офиолитовых комплексов и, в частности, хромитовых месторождений.

Литература:

- Кравченко Г.Г.** Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. — М.: Наука, 1969. — 232 с.
- Москалева С.В.** Гипербазиты и их хромитоносность. — Л.: Недра, 1974. — 279 с.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.** Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. — С. 5–78.
- Перевозчиков Б.В.** Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазилах. — М.: Геоинформмарк, 1995. — 47 с.
- Савельев Д.Е.** Соотношение структур ультрабазитов и хромитового оруденения в западной части массива Южный Крак (Южный Урал) // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2011. — С. 228–235.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.** Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. — 2011а. — № 5. — С. 35–42.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.** Твердофазное перераспределение вещества при пластическом течении мантийных ультрабазитов как ведущий механизм концентрирования хромитов // Моделирование динамических систем: Сб. науч. тр. — Н. Новгород: Интелсервис, 2011б. — С. 6–23.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. — М.: Наука, 1987. — 230 с.
- Федосеев В.Б.** Перераспределение вещества под действием внешних полей и стационарная модель маят-

ника Челомя // Нелинейный мир. – 2010. – № 4. – С. 243–247.

Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. – 310 с.

Fedoseev V.B. Processes of relaxation in multicomponent environments. Part 1: The redistribution of solid inclusions in acoustic field // Nonlinear acoustics of solids: Proc. of the

VIII session of Russian acoustical society. – N. Novgorod: Intelservice Publ.Comp., 1998. – P. 91–98.

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. – V. 375. – P. 747–753.

Thayer T. P. Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits // Economic Geology Monograph. – 1969. No. 4. – P. 132–146.