

Е.В. Кислов^{1,2}, В.С. Каменецкий^{3,4}, В.В. Вантеев^{1,2}

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

³ – Университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия

⁴ – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

Йоко-Довыренский массив, Северное Прибайкалье: хромититы метасоматического происхождения

Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов и относятся к ранне- и позднемагматическому генетическим типам. Раннемагматические хромититы образуют шлиры вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. Позднемагматические хромититы – линзы и жилы с резкими контактами, связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. На наш взгляд, трудно представить как формирование массивных хромититов за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, которая, если происходит, может дать не более 5 % хромшпинелидов, так и хромитовый расплав. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Зачастую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм. Нами формирование хромититов изучено на примере Йоко-Довыренского массива.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив расположен в 60 км северо-восточнее оз. Байкал. Это линзовидное тело 26×3.5 км залегает субсогласно с карбонатно-терригенными (преимущественно, черносланцевыми) толщами Сыннырского рифта [Кислов, 1998; Рыцк и др., 2002]. Особенность массива – большое число ксенолитов вмещающих пород, превращенных в магнезиальные, известково-магнезиальные скарны и роговики размером ксенолитов от первых сантиметров до 100–150 м. Большинство апокарбонатных магнезиальных скарнов залегает в верхней части дунитового горизонта, формируя слой, субсогласный со структурой массива [Перцев, Шабьнин, 1978; Кислов, 1998; Wenzel et al., 2002; Перцев и др., 2003]. Скарны малоглубинные высокотемпературные.

К зоне развития магнезиальных скарнов в левом борту верховьев руч. Большой приурочены верлиты, диопсидиты и хромититы. Эндоконтактовые верлиты и жильные диопсидиты отличаются широкими вариациями структур и минерального состава. Клинопироксен (диопсид до фассаита) образует наиболее крупные идиоморфные выделения, включающие изометричные резорбированные зерна оливина, кристаллы черного и зеленого хромшпинелидов. Оливин, реже пироксен, серпентинизирован по трещинам. Характерны гнезда, прожилки кальцита, хлорита, амезита, крупные выделения сульфидов. Хромититы (шлировидные сегрегации до 0.5–1.0 м длиной и 10–20 см шириной) состоят из 40–60 % идиоморфного хромшпинелида (рис. 1). Реже отмечаются жилки массивных хромититов до 2 см мощностью. Для них типичны оливин, клинопироксен, хлорит, гранат. Клинопироксен и хлорит часто обрастают зерна хромшпинелида.



Рис. 1. Прослои хромититов, параллельных магнезиальному скарну (справа), обр. В1b.

Мессбауэровские исследования хромшпинелидов и квантохимические расчеты показали, что температуры оливин-хромитового равновесия отвечают 1000–1130 °С при фугитивности кислорода примерно на одну единицу логарифма выше буфера FMQ [Пушкарев и др., 2003; 2004]. Образование хромититов объяснено реакцией разложения доломитов, захваченных пикритобазальтовой магмой [Wenzel et al., 2002], и высвобождением большого объема сильного окислителя CO₂. Значительный рост фугитивности O в околоскарновом пространстве привел к усилению кристаллизации оксидных минералов [Пушкарев и др., 2003; 2004].

В ходе настоящего исследования изучен минеральный состав хромититов. Образцы были залиты эпоксидной смолой, всухую отшлифованы 800-мкм наждачной бумагой, отполированы 1-мкм алмазной пастой на масляной основе и очищены растворителем на нефтяной основе шеллитом. Шлифовка и полировка выполнены с использованием керосина в качестве смазки во избежание утраты растворимых компонентов образцов. Крупнозернистая наждачная бумага использовалась в связи с большой разницей твердости силикатов и карбонатов, чтобы избежать потери более мягких минералов. Образцы проанализированы на РЭМ Hitachi SU-70 в Университете Тасмании, Австралия. Из образцов также изготавливались стандартные плоско-полированные шлифы на эпоксидной смоле, проанализированные на СЭМ LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с ЭДС INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в ГИН СО РАН.

Структура породы панидиоморфнозернистая. Породообразующие минералы – оливин, диопсид и хромшпинелид. Оливин имеет зеленовато-бурый цвет на свежем сколе и желтый – на выветрелой поверхности и представлен изометричными идиоморфными зернами размером от 0.2 мм до 4–5 мм преимущественно кристаллографических очертаний. Образует также округлые включения в более крупных зернах оливина, диопсида и хромшпинелидов. Характерна ярко выраженная отдельность, напоминающая совершенную спайность, определяемая микроскопическими ламелями монтичеллита. Зачастую для оливина характерны вариации состава, пятнистое распределение разных составов, реже зональность с увеличением железистости к периферии. В оливине отмечены включения хромшпинелида, магнетита (иногда с включениями диопсида), монтичеллита (округлые, огранные или лейстообразные), диопсида

Хромшпинелиды хромититов представлены пикотитом и хромпикотитом с преобладанием Al над Cr. Оливин характеризуется более высокой магнезиальностью (Mg# 0.97–0.89) по сравнению с оливином из неконтаминированных дунитов (Mg# 0.87–0.85) и в несколько раз более высокими содержаниями CaO (до 1.2 %). Ярко-зеленый клинопироксен характеризуется высокими содержаниями Al₂O₃ (6–8 %), Cr₂O₃ (1 %) и TiO₂ (0.5–0.7 %) [Пушкарев и др., 2003; Пушкарев, Кислов, 2005].

(округлые или лейстообразные), хлорapatита, пирротина, галита, хлоридов Ca, Mg, Fe, Ba и K. По многочисленным трещинам развиты серпентин, хлорит, кальцит, магнетит.

Ярко-зеленый диопсид образует оторочки кристаллов хромшпинелида и пойкилокристы, включающие, а, возможно, и разъедающие округлые зерна оливина. Отмечены включения гроссуляра (как отдельные зерна, так и прожилки), магнетита, хроммагнетита, хромшпинелида, хлорита, хлорapatита. Иногда на диопсид нарастает мелилит.

Хромшпинелид черного цвета образует крупные изометричные зерна размером 1–3 мм. Большинство зерен разбито трещинами, заполненными серпентином, хлоритом, кальцитом, магнетитом. Для зерен хромшпинелида свойственны участки разного состава: высоко- и низко-глиноземистого, вплоть до бесхромового цинксодержащего с одной стороны, и хромита – с другой, а также оторочки, прожилки и цепочки зерен хроммагнетита. Встречен кристалл хромшпинелида, один угол которого сложен титаномагнетитом и отделен трещиной, заполненной хлоритом. Во флогопите отмечено футлярообразное зерно хромшпинелида состава (мас. %): 0.7 TiO₂, 11.05 Al₂O₃, 32.83 Cr₂O₃, 47.3 FeO, 7.4 MgO, 0.54 V₂O₅.

Хромшпинелид содержит включения хлорита, диопсида, оливина, магнетита, титаномагнетита, хроммагнетита, гроссуляра, паргасита, флогопита, апатита, хлор- и фторапатита, везувиана, нефелина, куспидина, галита, пентландита, хромита, кальцита, серпентина, мелилита, перовскита, халькопирита, джерфишерита и галенита (рис. 2). Диопсид во включениях иногда последовательно обрастает гроссуляром, затем хлоритом. Непосредственно на границе с включением иногда развивается хроммагнетит, реже – хромит.

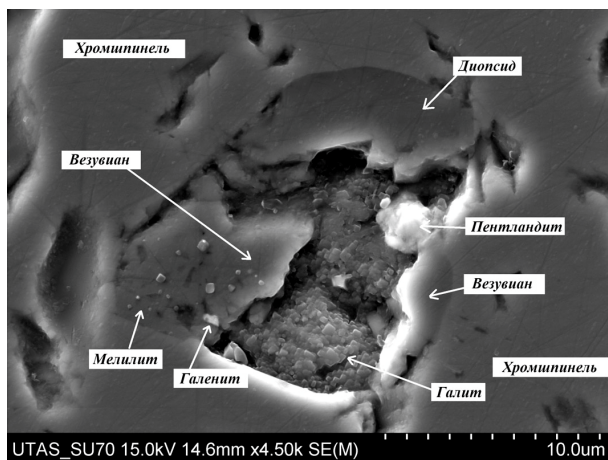


Рис. 2. Включения в хромшпинелиде, обр. 14-15.

характерная для скарнов, во включении в хлорapatите и на контакте хромшпинелида и диопсида.

Зерна сульфидов содержат включения оливина и магнетита. Отмечены ксеноморфные зерна сульфидов по отношению к лейстам хлорита, пронизывающим их во всех направлениях. Встречено зерно пентландита с включением галенита и зональных кристаллов хроммагнетита с оторочкой магнетита. Между кристаллами хромшпинелидов обнаружен пентландит-кальцит-магнетитовый агрегат. Первичные сульфиды

В основной массе хромититов отмечены хлорит, гроссуляр (иногда ядра кристаллов сложены гидрогроссуляром или хроммагнетитом), флогопит, хлор- и фторапатит, кальцит, магнетит, пентландит, халькопирит, пирротин, галенит, магнезиальный сидерит. Отмечен прожилок, сложенный диопсидом, гроссуляром, апатитом, хроммагнетитом и хлоритом среди более крупных зерен оливина. Встречена Ca-слюда клинтонит $\text{CaAlMg}_2(\text{SiAl}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, ха-

замещаются магнетитом, хроммагнетитом, борнитом, купритом, оксидами, гидроксидами и карбонатами Fe.

Серпентин, кальцит и хлорит выполняют трещины. В их прожилках обычен магнетит, встречаются галенит и кубанит. Кальцит и хлорит выполняют интерстиции зерен оливина, слагают идиоморфные зерна. В идиоморфных зернах кальцита встречаются пирротин-пентландитовые и пентландит-магнетитовые сростания.

Таким образом, для хромитов Йоко-Довыренского массива характерна неоднородность составов оливина и хромшпинелида, которые быстро уравниваются в магматической обстановке. Оливин более магнезиальный, содержит больше Са, диопсид содержит больше Al, Cr, Ti, хромшпинелид – Al в отличие от интрузивных пород массива. Характерен метасоматический парагенезис минералов: гроссуляр, монтичеллит, везувиан, куспидин, кальцит, сидерит, мелилит, перовскит, клинтоцит, джерфишерит. Необычны для такой ассоциации нефелин, галит и другие хлориды. Это свидетельствует о том, что хромиты в контаминированных дунитах Йоко-Довыренского массива представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа, формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с CO₂ флюидом и избыточным Са, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов.

Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337). Изучение массива, экспедиционное исследование и опробование хромитов проведены при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-17-10129). Используются возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

Кислов Е.В. Силикатные включения в хромшпинелях эндоконтактных дунитов Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 47–50.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. Хромиты Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) как эндоскарны в контаминированных дунитах // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Матер. междунар. конф. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2005. С. 89–93.

Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Кислов Е.В., Щапова Ю.В., Галахова О.Л. Рудные хромшпинелиды Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): состав, особенности структуры и условия образования // Ежегодник–2002. Труды Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 215–223.

Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 1. С. 108–112.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Makeев А.Ф., Риле Г.В. Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggemann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia) // Journal of Petrology. 2002. Vol. 43. № 11. P. 2049–2074.