

Литература

Бузмаков Е.И., Шибрик В.И., Рожнов А.А., Середа В.Я., Радченко Н.М. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 32–46.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 232 с.

Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений атасуйского и никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 116–121.

Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. И.: Недра, 1989. 207 с.

Li Y.-H., Schoonmaker J.E. Chemical composition and mineralogy of marine sediments // Treatise on Geochemistry. Vol. 7. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 1–35.

Д.Е. Савельев¹, В.В. Шиловских²

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru

² – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург

Микроструктурные особенности хромититов Крака по данным изучения методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD)

Происхождение рудных концентраций хромшпинелидов в офиолитовых комплексах до настоящего времени является дискуссионным. Хромититы всегда локализируются только в мономинеральных оливиновых породах, причем в мощных дунитовых телах преимущественно встречаются узкие дискообразные залежи вкрапленных мелкозернистых руд, а массивные и густовкрапленные крупнозернистые хромититы отделяются от окружающих перидотитов небольшой по мощности дунитовой оторочкой. Многие модели были предложены для ее решения: 1) кристаллизационная дифференциация, внедрение в виде «хромитовых даек»; 2) внедрение в виде «кристаллической каши»; 3) магматическая несмесимость; 4) метасоматическая оливинизация пироксенитов; 5) многостадийная кристаллизация, включая смешение расплавов; 6) взаимодействие расплав-мантия с отложением хромита в мантийных каналах расплава; 7) реоморфическая дифференциация. Как показывает опыт изучения офиолитовых комплексов, для понимания процессов, приводящих к формированию хромититовых залежей, недостаточно оперировать только минералого-геохимическими данными, но необходимо исследовать структурные особенности пород и руд.

С появлением метода дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) на базе сканирующей электронной микроскопии стало возможным проведение точных микроструктурных исследований минералов кубической сингонии [Метод..., 2014]. По сравнению с результатами, получаемыми при помощи текстур-дифрактометров, метод EBSD, помимо интегральных данных (текстур), дает возможность получить большой объем дополнительной информации: распределение зерен по размерам, внутреннее строение зерен, количественные данные о разориентировках и типах границ

зерен и др. В качестве объектов исследования нами выбраны месторождения вкрапленного и массивного типов и аксессуарные шпинели из перидотитов. Изучение проводилось на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенный детектором ДОО Oxford NordLys Nano на базе ресурсного центра «Геомодель» научного парка СПбГУ.

Массивные хромититы отобраны на месторождении № 33 массива Средний Крака на Южном Урале. Образцы демонстрируют переход от сплошного хромитита к нодулярному типу и обладают крупнозернистой структурой (размер зерен >1 мм). Силикатный матрикс представлен апооливиновым серпентином, а неизменный оливин редко встречается внутри крупных кристаллов хромита. Для сопоставления внутренней структуры с внешней системой координат и сравнения полученных данных с результатами исследования изоструктурных поликристаллических материалов (кубическая гранецентрированная решетка (ГЦК)), препараты вырезались параллельно уплощению нодулей.

Вкрапленные хромититы отобраны на Саксейском месторождении того же массива. Они характеризуются полосчатой текстурой и мелкозернистой структурой (размер зерен 0.05–1 мм). Полосчатость руд часто собрана в складки, наблюдаются многочисленные пережимы и раздувы. В интерстициях зерен хромита преобладает апооливиновый петельчатый серпентин, на некоторых участках отмечается присутствие обильных реликтов первичного оливина. Препараты из образцов хромититов были изготовлены как в плоскости полосчатости, так и перпендикулярно к ней.

Микроструктура аксессуарных шпинелей изучена в массивных перцолитах, отобранных вблизи залежи массивных хромититов месторождения № 33. Породы сложены частично серпентинизированным оливином (70–75 об. %), ортопироксеном (15–20 об. %), клинопироксеном (5–7 об. %) и глиноземистым хромшпинелидом (1–3 об. %). Силикатные минералы испытали интенсивную высокотемпературную пластическую деформацию, причем процессы низкотемпературной серпентинизации не смещают деформационные структуры мантийного этапа (полосы сброса, ламели, границы зерен и субзерен) [Савельев и др., 2016].

Для массивных и вкрапленных хромититов построены микроструктурные карты в кодировке обратных полюсных фигур для трех взаимно перпендикулярных направлений, карты в кодировке углов Эйлера, круговые текстурные диаграммы диаграммы для главных направлений кубической гранецентрированной решетки (ГЦК), обратные полюсные фигуры и гистограммы разориентировки зерен (ГРЗ). На некоторых картах для массивных хромититов видно, что широкие трещины, заполненные низкотемпературным серпентином, образованы в квазистатических условиях, т.к. цветовая кодировка, характеризующая ориентировку доменов, совпадает по обоим берегам трещины.

В массивных и вкрапленных хромититах большая часть зерен характеризуется доменным (субзеренным) строением с углами разориентировки менее 15° (рис. а–в). Однородное строение в большей степени характерно для мелких зерен размером менее 50 мкм. В крупнозернистых массивных и нодулярных хромититах мелкие домены размером 20–100 мкм иногда располагаются во внутренних частях крупных зерен и отделяются от остальной их части большеугловой границей (рис. в).

Как для вкрапленных, так и для массивных хромититов ГРЗ свидетельствуют о наличии «неслучайной» разориентировки с преобладанием малоугловых границ (рис. г). В отдельных случаях, наряду с малоугловыми границами, увеличивается доля так назы-

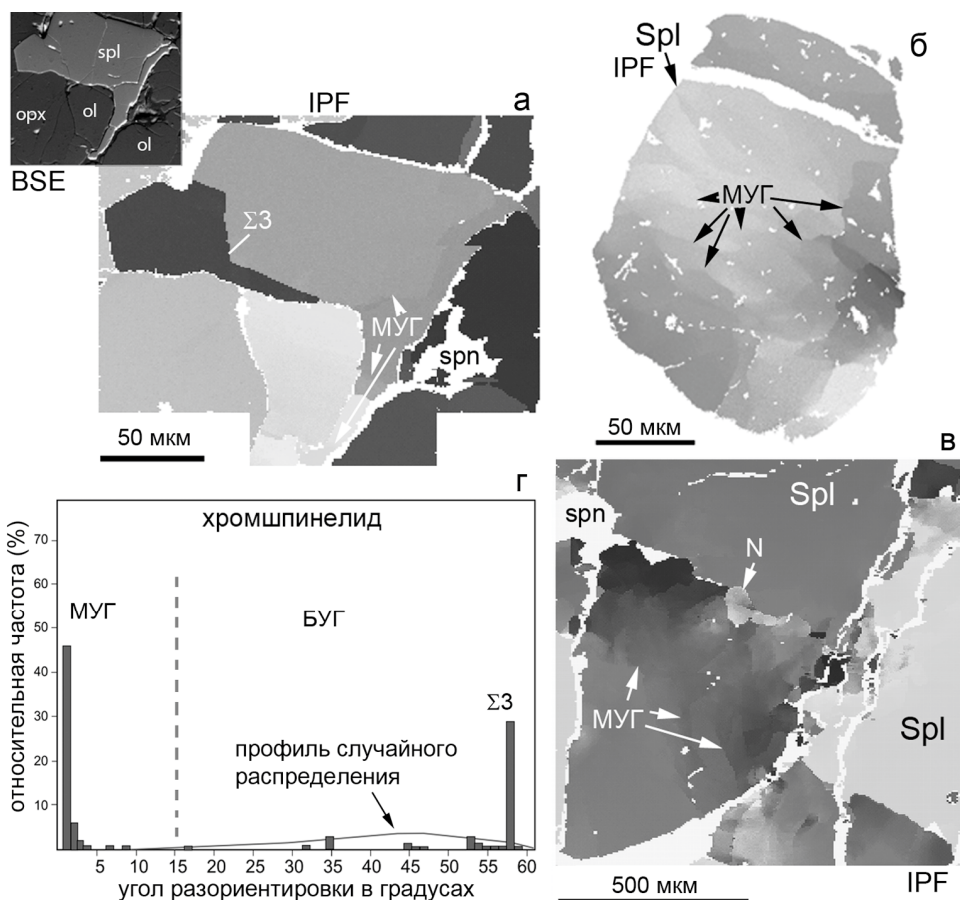


Рис. Микроструктурные особенности хромшпинелидов: а – акцессорный шпинелид с крючковидным отростком; б – зерно хромита из редковкрапленного хромитита; в – массивный хромитит (рис. а–в – карты в кодировке обратных полюсных фигур (IPF, *inverse pole figures*) (на врезке к рис. а – BSE изображение того же участка); г – гистограмма разориентировки границ зерен.

МУГ – малоугловые границы, БУГ – большеугловые границы; $\Sigma 3$ – граница совпадающих узлов (двойниковая); N – область внутри крупного деформированного зерна хромита; Spl – хромшпинелид, Ol – оливин, Орх – ортопироксен; spn – серпентин (не диагностированная ориентация).

ваемых «специальных» границ, или «границ совпадающих узлов решетки». В шпинелях такими границами чаще всего являются двойниковые границы $\Sigma 3$, когда совпадает каждый третий узел. Особенно четко эта тенденция проявлена в зерне акцессорного шпинелида, имеющего форму «крючка» (рис. а) (*fish-hook* [Yudovskaya et al., 2019]). Отростки отделяются от основного тела зерна малоугловыми границами (менее 15°), а само крупное зерно разделено почти поровну двойниковой границей.

Прямые и обратные полюсные фигуры, построенные для массивных и вкрапленных хромитов, свидетельствуют о наличии предпочтительной кристаллографической ориентировки, но не позволяют однозначно определить активные системы

скольжения, которые действовали в минералах. Сложность определения обусловлена несколькими причинами: 1) в ГЦК материалах могут быть активными многие системы скольжения, 2) хромшпинелиды являются наиболее жесткими фазами перидотитов и при пластическом течении внутри «податливого» оливинового матрикса высока вероятность проявления механизма поворота как жесткого включения, 3) высока вероятность проявления нескольких текстурообразующих механизмов.

Во всех трех изученных объектах хромшпинелиды характеризуются субзерненным внутренним строением, а ГРЗ свидетельствуют о том, что ориентировка зерен в агрегате отклоняется от случайной. Поскольку в лерцолитах и вкрапленных хромититах ранее были установлены деформационные микроструктуры для силикатных минералов [Савельев и др., 2016; Савельев, Федосеев, 2019] и текстуры пластического течения в макроскопическом масштабе, то можно предположить, что возникновение субзерненных микроструктур в хромшпинелидах было обусловлено высокотемпературным пластическим течением.

Формирование небольших по размерам однородно ориентированных областей по периферии и внутри деформированных зерен хромититов связано, скорее всего, с процессами динамической рекристаллизации. Данный процесс заключается в изменении зеренной структуры материала в ходе деформации и может быть реализован различными механизмами: 1) ротационным (образование и поворот субзерен исходного деформированного материала), 2) миграцией границ и 3) нуклеацией и ростом новых зерен [Горелик, 1978; Drury, Urai, 1990; Prior et al., 2004]. Движущей силой динамической рекристаллизации является расходование накопленной упругой энергии деформации.

С другой стороны, преобладание малоугловых границ в агрегатах массивных крупнозернистых хромититов могло быть вызвано противоположным процессом: поворотом разориентированных доменов к общей ориентировке, что привело к уменьшению свободной энергии, связанной с границами зерен. Данный механизм считается одним из ведущих при формировании порфиروبластов в метаморфических породах, когда крупное зерно образуется при столкновении нескольких исходных зерен [Spiess et al., 2001].

В наших объектах этот механизм мог быть реализован в условиях уменьшения интенсивности пластической деформации при образовании массивных хромититов. В качестве подтверждения такой интерпретации следует указать, что массивные хромититы, состоящие более чем на 80 об. % из зерен хромита, всегда характеризуются более крупными зёрнами по сравнению с вкрапленными. Возможно, рост зерен в хромититовых агрегатах является результатом сортировки минеральных частиц внутри пластического потока и локализации деформации в реологически более слабых оливиновых агрегатах [Савельев, Федосеев, 2019]. Одновременно на соседних участках происходит концентрация рудных зерен, где интенсивность течения снижается, происходит сближение зерен хромита с последующим поворотом их к единой ориентировке. Сходный механизм для образования массивных хромититов, который предполагает отжиг после высокотемпературной пластической деформации, предложен в работе [Ghosh et al., 2017].

Проведенные исследования позволили выявить микроструктурную неоднородность зерен хромита во всех породах мантийного разреза офиолитов, которая обусловлена пластической деформацией и связанными с ней процессами рекристаллизации. Для решения проблемы генезиса хромититов принципиальным вопросом является место пластической деформации в структурно-вещественном развитии мантийных перидотитов. Сторонники магматических и реакционных гипотез видят только «деструк-

тивную» роль пластического течения, которое ведет к разрушению первичных богатых рудных скоплений [Cassard et al., 1981]. Однако микроструктурные особенности, установленные нами, свидетельствуют об одновременном влиянии двух процессов: 1) уменьшении размера зерен (доменов) посредством трансляционного скольжения и динамической рекристаллизации и 2) роста рекристаллизованных зерен и их агрегирования. Определение относительной роли этих процессов в каждом конкретном случае выходит за рамки дополнительных исследований.

Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Литература

- Горелик С.С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, 1978. 568 с.
- Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении / Под ред. А. Шварца, М. Кумара, Б. Адамса, Д. Филда (перевод с англ.). М.: Техносфера, 2014. 544 с.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Твердофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 1. С. 31–46.
- Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия. 2016. Т. 2. № 4. С. 56–77.
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // Economic Geology. 1981. Vol. 76. P. 805–831.
- Drury M.R., Urai J.L. Deformation-related recrystallization processes // Tectonophysics. 1990. Vol. 172. P. 235–253.
- Ghosh B., Misra S., Morishita T. Plastic deformation and post-deformation annealing in chromite: Mechanisms and implications // American Mineralogist. 2017. Vol. 102. P. 216–226.
- Prior D.J., Bestmann M., Halpenny A., Mariani E., Piazzolo S., Tullis J., Wheeler J. Recrystallization and grain growth in rocks and minerals // Materials Science Forum. 2004. Vol. 467–470. P. 545–550.
- Spiess R., Peruzzo L., Prior D.J., Wheeler J. Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations // Journal of Metamorphic Geology. 2001. Vol. 19. P. 269–290.
- Yudovskaya M.A., Costin G., Shilovskikh V., Chaplygin I., McCreesh M., Kinnaird J. Bushveld symplectic and sieve textured chromite is a result of coupled dissolution-reprecipitation: a comparison with xenocrystic chromite reactions in arc basalt // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2019. Vol. 174. Paper 74.

А.Н. Юричев

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

Сульфиды из хромитов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал)

В последние десятилетия ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава привлекают внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития