

---

---

**МИНЕРАЛЫ  
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ**

---

---

**МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВЫХ ХРОМИТИТОВ  
МАССИВА КРАКА, ЮЖНЫЙ УРАЛ. II. МАССИВНЫЕ РУДЫ  
ПОДИФОРМНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ**

© 2020 г. д. чл. Д. Е. Савельев<sup>1, \*</sup>, В. В. Шиловских<sup>2, 3, \*\*</sup>, С. Н. Сергеев<sup>4, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии УФИЦ РАН, ул. К. Маркса, 16/2, Уфа, 450077 Россия*

<sup>2</sup>*Санкт-Петербургский государственный университет, РЦ “Геомодель”,  
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия*

<sup>3</sup>*Южно-Уральский ФНЦ минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
территория Ильменского заповедника, Миасс, 456317 Россия*

<sup>4</sup>*Институт проблем сверхпластичности металлов РАН,  
ул. Степана Халтурина, 39, Уфа, 450001 Россия*

\*e-mail: sav171@mail.ru

\*\*e-mail: vshlvskh@gmail.com

\*\*\*e-mail: nikocem17@gmail.com

Поступила в редакцию 08.07.2020 г.

После доработки 08.07.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

Изучена микроструктура и состав массивных и нодулярных хромититов линзовидного тела, расположенного в шпинелевых перидотитах мантийного разреза, от которых оно отделяется небольшой по мощности дунитовой оторочкой. Проведенные исследования с применением дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) позволили реконструировать морфологию первичных зерен и выявить микроструктурную неоднородность индивидов, выраженную в их доменном строении. Показано, что неоднородность тела хромититов обусловлена его формированием в условиях высокотемпературного пластического течения мантийного материала. Предполагается, что структурные особенности изученных хромититов могли сформироваться под воздействием процессов трансляционного скольжения, рекристаллизации и роста рекристаллизованных зерен при их агрегировании. Последнее подтверждается закономерным увеличением размера зерен от вкрапленных к массивным рудам в месторождениях офиолитовых комплексов. Вторичные процессы, синхронные с тектоническим внедрением офиолитов в верхние части земной коры, ограничены квазистатической петельчатой серпентинизацией оливина, которая сопровождалась увеличением объема пород и способствовала развитию трещиноватости в хромититах.

*Ключевые слова:* хромититы, офиолиты, хромшпинелиды, пластическая деформация, рекристаллизация, микроструктура, EBSD-анализ, ультрамафиты, Крака, Южный Урал

**DOI:** 10.31857/S0869605520060118

## ВВЕДЕНИЕ

Значимая роль пластической деформации при образовании и преобразовании мантийных разрезов офиолитов и локализованных в них хромититов подчеркивалась многими исследователями (Thayer, 1969; Nicolas, Poirier, 1976; Колман, 1979; Носк, Friedrich, 1985; Щербаков, 1990; Чернышов, 2001; и др.). Вместе с тем причинно-следственные связи между образованием рудных концентраций и дезинтеграцией либо аг-

регированием зерен хромитов интерпретировались разными исследователями порой “с точностью до наоборот”. Во многом такое положение дел может быть исправлено путем изучения микроструктурных особенностей хромититов, ставшего возможным после внедрения метода дифракции обратно-рассеянных электронов (Метод ..., 2014; Даниленко и др., 2012). В данной работе проведено микроструктурное и минералого-геохимическое изучение массивных хромититов из месторождений подиформного типа и показана важная роль изучения пластической деформации и динамической рекристаллизации руд для лучшего понимания их генезиса.

Настоящая работа является второй статьей авторов, посвященной исследованию микроструктуры хромшпинелидов из офиолитовых массивов Крака. Первая статья была посвящена аксессуарным хромшпинелидам из шпинелевых перидотитов и вкрапленным хромититам (Савельев и др., 2020), здесь же рассматриваются массивные хромититы.

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.

Существующие гипотезы образования хромититов в офиолитах опираются, главным образом, на минералого-геохимические особенности руд и вмещающих пород и очень редко учитывают микроструктурные данные. Среди этих моделей наиболее известны модель многостадийной кристаллизации, связанной со смешением расплавов (Ballhaus, 1998; Zhou et al., 2001; Gonzalez-Jimenez et al., 2014; и др.), и различные варианты модели взаимодействия расплав–мантия с отложением хромита в мантийных каналах (Zhou et al., 1996; Matsumoto, Arai, 2001; Gonzalez-Jimenez et al., 2014; Arai, Miura, 2015; и др.). В этих моделях главное внимание уделяется вопросам образования дунитов и кристаллизации хромитов, но не рассматриваются механизмы концентрирования зерен хромита вплоть до образования рудных тел.

Микроструктурное изучение минералов группы шпинели до недавнего времени ограничивалось работами, где в качестве главных методов использовалось структурное травление (Кравченко, 1969) или методы рентгеновской дифракции (Christensen, 1985, 1986). Лишь в последние годы стали появляться работы, основанные на использовании метода дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) на базе растровой электронной микроскопии для расшифровки внутренней структуры отдельных зерен, позволяющие оценить роль твердофазных процессов при формировании и преобразовании рудных агрегатов. Благодаря применению локальных рентгено-дифракционных методов был достигнут значительный прогресс в изучении деформационного поведения различных минералов в экспериментах (Till, Moskowitz, 2014; Demouchy et al., 2014), расшифровке процессов эволюции структуры метаморфических пород земной коры (Prior et al., 2004; Spiess et al., 2001; Halfpenny et al., 2006) и верхней мантии (Karato, 2008; Jung, 2017; Prichard et al., 2015; Ghosh et al., 2017). Данная работа расширяет знания о микроструктурных особенностях массивных и нодулярных хромититов, связанных с офиолитами, которые необходимы для лучшего понимания процессов, происходящих при формировании массивов мантийных ультрамафитов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В качестве объекта исследования были выбраны хромититы месторождения № 33, локализованного в восточной части массива Средний Крака. Участок месторождения сложен шпинелевыми перидотитами с содержанием энстатита – 20–30 об. %, диопсида – 2–10 об. % и хромшпинелида – 1–3 об. %. Наибольшим распространением поль-

зуются массивные лерцолиты с высоким содержанием пироксенов. Значительно реже встречаются небольшие дунитовые тела, одно из которых вмещает хромититы. Породообразующие минералы перидотитов и дунитов демонстрируют признаки интенсивной пластической деформации, выраженной в образовании предпочтительной кристаллографической ориентировки и субзеренной структуры (Савельев и др., 2016; Савельев, 2018).

Месторождение представляет собой довольно редкий для массивов Крака тип “подформных хромититов”. Оно представлено удлинено-линзовидным телом длиной 50 м, шириной 5–10 м при мощности 1–2.5 м (рис. 1, а). Мощность дунитовой оторочки, отделяющей хромититы от лерцолитов, варьирует от 0.5 до 3 м. В строении тела преобладают массивные крупнозернистые хромититы, подчиненным значением пользуются нодулярные руды, и очень редко встречаются вкрапленные. Массивные руды обычно занимают внутреннюю часть залежи, а нодулярные и вкрапленные развита преимущественно на периферии рудного тела. Более детальное описание месторождения проведено в работах (Савельев, Кожевников, 2015; Савельев и др., 2016).

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

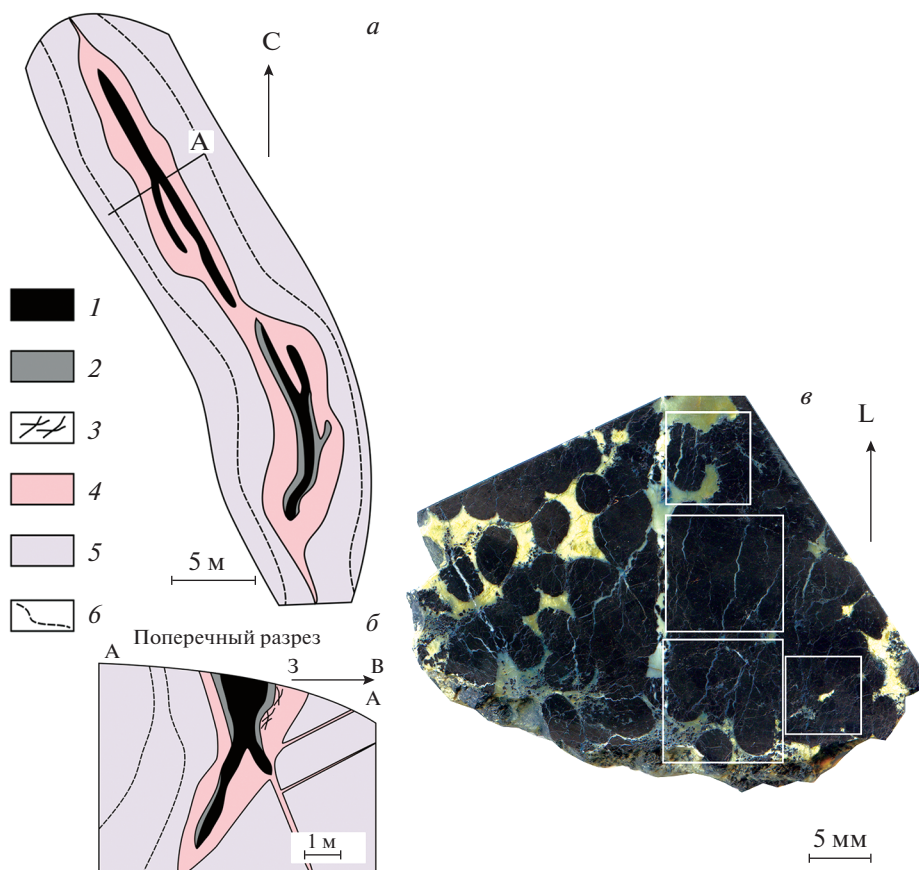
Методы исследований были описаны в первой статье цикла (Савельев и др., 2020). Основным методом изучения микроструктуры рудообразующих хромшпинелидов являлась дифракция обратно-рассеянных электронов (EBSD). Для исследования были изготовлены тонкие (2–3 мм) аншлифы размером 4 × 6 мм, предварительная полировка которых была проведена механически на алмазных пастах, а финишная – направленным пучком аргоновой плазмы в ресурсном центре “Нанофотоника” Научного Парка СПбГУ.

Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенный детектором ДОЭ Oxford NordLys Nano, на базе ресурсного центра “Геомодель” Научного Парка СПбГУ. Полученные картины автоматически проиндексированы с помощью программного обеспечения Oxford Aztec HKL. Предварительные электронно-микроскопические исследования и изучение состава минералов проводились в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 SBH Tescan с энерго-дисперсионным анализатором Oxford X-Act (ИПСМ РАН, Уфа).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Микроструктурные особенности хромититов.** Изученные образцы по текстурно-структурным особенностям являются типичными представителями подформных хромититов (Hock, Friedrich, 1985; Auge, 1987; Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; и др.). Они обладают крупнозернистой структурой с размером зерен >1 мм и характеризуются преимущественно массивным сложением; реже в них отмечаются участки с нодулярной текстурой. В интерстициях рудных зерен располагается апооливиновый серпентин, при этом свежий оливин иногда встречается внутри крупных кристаллов хромита. Вместе с тем, в массивных хромититах соседние зерна рудного минерала чаще контактируют между собой. Поэтому при изучении аншлифов в отраженном свете либо при исследовании на электронном сканирующем микроскопе трудно определять межзеренные границы и анализировать форму зерен.

Изучение внутреннего строения массивных хромитовых агрегатов усложняется еще и тем, что они практически всегда разбиты трещинами, заполненными серпентином. Хотя в целом трещиноватость зерен имеет различную направленность, наиболее интенсивно проявлена система трещин, перпендикулярная уплощенности рудных тел. Текстуры, образованные массивными и густовкрапленными хромититами в сочетании с такими системами трещин, известны в литературе как “пулл-апарт” текстуры.



**Рис. 1.** План и поперечный разрез рудного тела месторождения № 33 (а, б), общий вид исследованного образца хромитита (в; выделены участки, из которых изготовлены препараты для EBSD-анализа).

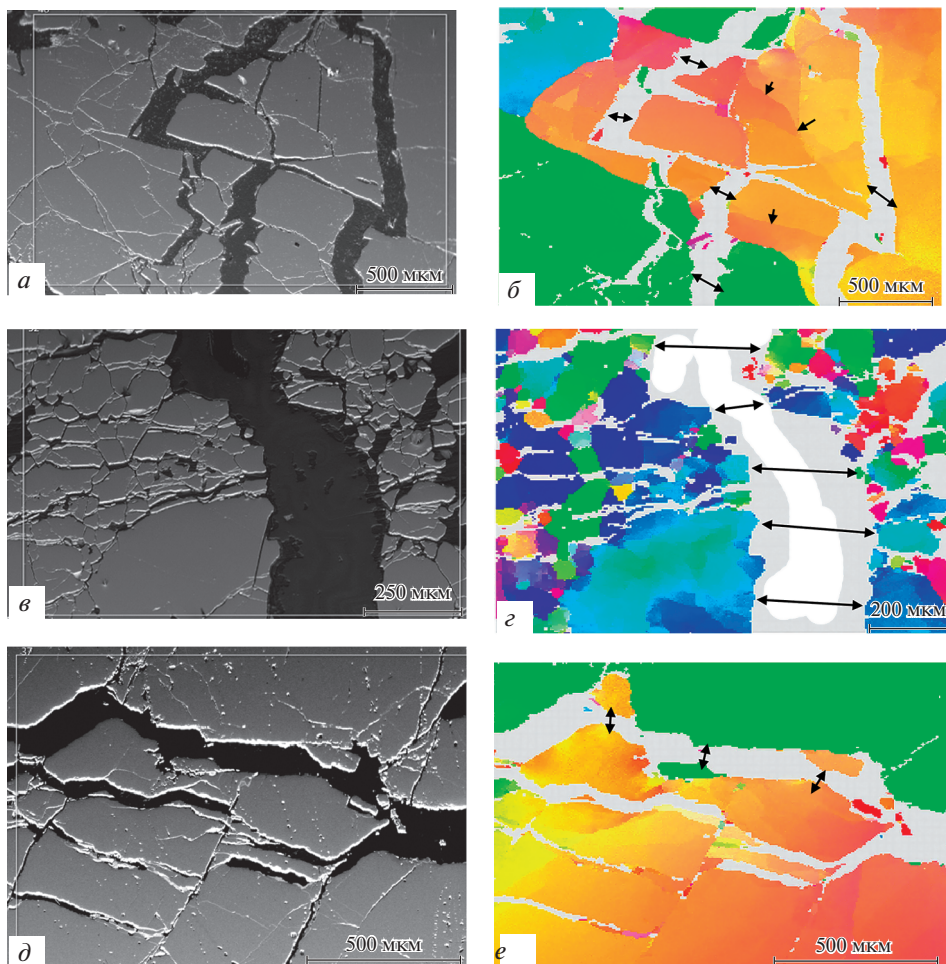
**Fig. 1.** Sketch geological map and cross section of the chromitite deposit No. 33 (а, б), studied sample of chromitite (в; countered areas were prepared for EBSD-analysis).

Считается, что они свидетельствуют о деформациях, которые претерпели рудные агрегаты в ходе или после образования (Thayer, 1969).

Метод EBSD помогает изучать микроструктурные особенности хромитовых агрегатов, поскольку фиксирует разориентировку соседних зерен или участков внутри зерен с точностью до  $0.2^\circ$ . Благодаря этому появляется возможность “увидеть” положение границ первичных зерен, оценить их размеры, форму и однородность внутреннего строения.

В качестве примера на рис. 1, в показан изученный образец хромита, а на рис. 2 приведены пары изображений одних и тех же участков в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE) и карты в кодировке обратных полюсных фигур (ОПФ). Сопоставление изображений в режимах BSE и EBSD показывает, что границы раздела между участками, занятыми рудным минералом, практически никогда не являются границами первичных зерен хромита. Напротив, одна и та же кристаллографическая ориентировка наблюдается по обеим сторонам даже сравнительно широких трещин, заполненных



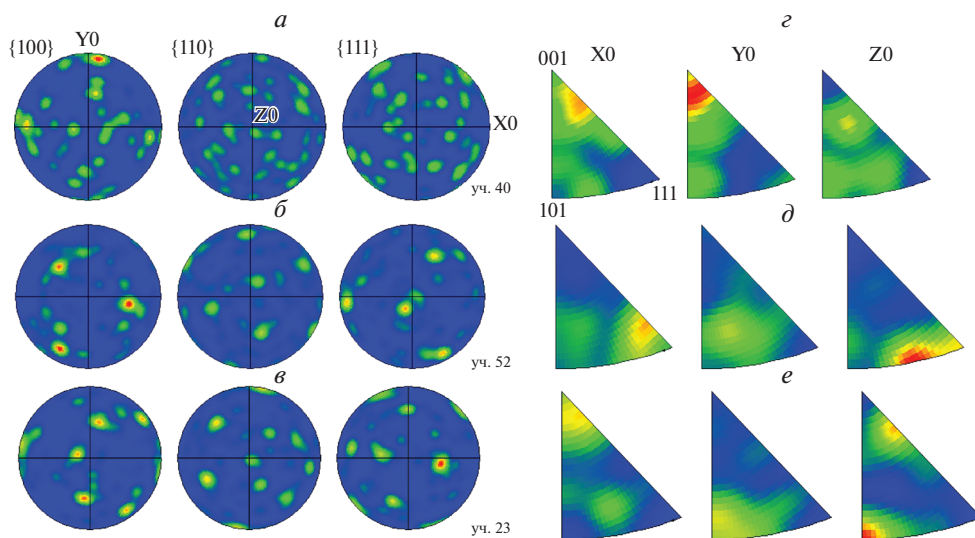


**Рис. 2.** Соотношение микроструктуры зерен хромита с границами раздела, образованными одновременно с серпентинизацией. Слева – изображения в режиме обратно-рассеянных электронов, справа – карты в кодировке обратных полюсных фигур тех же участков, полученные методом EBSD.

**Fig. 2.** Relationship between the microstructure of chromite grain and boundaries that formed during serpentinization. BSE images are on the left, EBSD inverse pole figures maps of the same areas are on the right.

серпентином. Некоторые из таких точек на рис. 2 соединены стрелками. Кроме того, внутренние части зерен характеризуются субзерненным (доменным) строением, которое унаследовано от высокотемпературной стадии деформации.

Для хромитов на различных участках были построены круговые текстурные диаграммы, характеризующие распределение ориентировок нормалей к плоскостям  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{111\}$  гранецентрированной кубической решетки (ГЦК), или так называемые “прямые полюсные фигуры” (ППФ) (рис. 3, *a–в*), а также обратные полюсные фигуры (ОПФ), характеризующие распределение кристаллографических осей, параллельных одному из выделенных внешних направлений образца (рис. 3, *г–е*). Следует отметить, что для кристаллов кубической сингонии диаграммы ОПФ строятся в пре-



**Рис. 3.** Диаграммы прямых и обратных полюсных фигур изученных участков хромититовых агрегатов. *a–в* – прямые полюсные фигуры, *г–е* – обратные полюсные фигуры. *a, г* – участок 40, *б, д* – участок 52, *е* – участок 23.

**Fig. 3.** Pole and inverse pole figure diagrams of studied areas of chromitite aggregates.

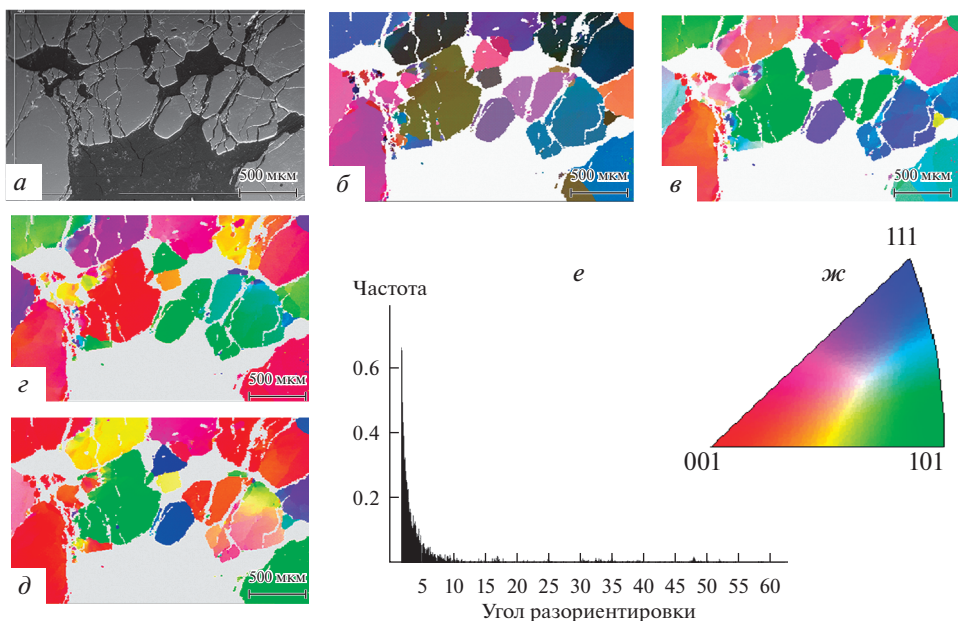
делах “стандартного треугольника”, три угла которого представляют собой три независимых направления:  $\langle 001 \rangle$ ,  $\langle 101 \rangle$  и  $\langle 111 \rangle$ .

На диаграммах ППФ изолинии плотности точек выхода на сетку Вульфа определенных направлений формируют узор, характеризующий наличие предпочтительной кристаллографической ориентировки (ПКО) блоков в зернах хромита, при этом интенсивность ПКО варьирует от участка к участку. Обратные полюсные фигуры также показывают наличие ПКО в хромите, при этом иногда удается выделить преобладающие направления деформации.

На рис. 4 приведены микроструктурные карты в цветовых кодировках углов Эйлера и ОПФ участка, который характеризует переход от массивного хромитита к нодулярному и одновременно “складку”, образованную зернами хромита. Гистограмма разориентировок демонстрирует преобладание малоугловых границ в соседних зернах.

Детализированные изображения зерен в кодировке ОПФ на рис. 5 свидетельствуют о том, что индивиды характеризуются доменной структурой. В приведенных примерах параллельные субграницы говорят о внутризеренном скольжении с незначительным угловым разворотом доменов (рис. 5, *a*), а наличие изометричных доменов свидетельствует об имевших место процессах синтетектонической рекристаллизации (рис. 5, *б–г*). Прогрессирующая рекристаллизация ведет к образованию не областей механизмом “поворота субзерен”: на рис. 5, *б* зафиксирована начальная стадия этого процесса, а рис. 5, *в, г* демонстрирует более развитые стадии образования не областей.

На рис. 6 также показан участок перехода от массивного хромитита к нодулярному с равнотельной структурой. Более мелкие индивиды характеризуются относительно однородной, а крупные зерна – отчетливо доменной структурой. Рассмотрим более детально два выделенных участка на рис. 6, *в*. Зерно в левой части включает два домена, разделенных малоугловой границей, причем во внутренней части нижнего домена наблюдается образование не области, отделенной от матрикса высокоугловыми гра-



**Рис. 4.** Микроструктурные карты хромитита (участок 40). *a* – снимок в режиме обратно-рассеянных электронов; *б* – карта в кодировке углов Эйлера; *в–д* – карты в кодировке ОПФ, перпендикулярные осям Z, X и Y соответственно; *e* – гистограмма распределения углов разориентировки для соседних зерен; *ж* – ключ к цветовой кодировке ОПФ.

**Fig. 4.** Microstructural maps of chromitite (area 40).

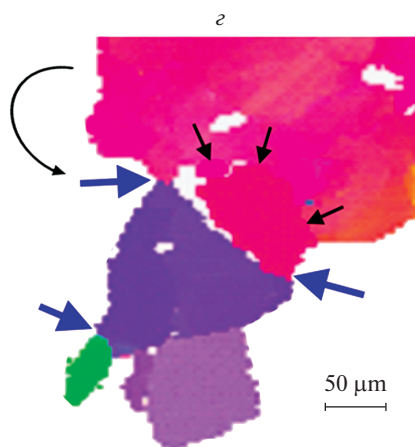
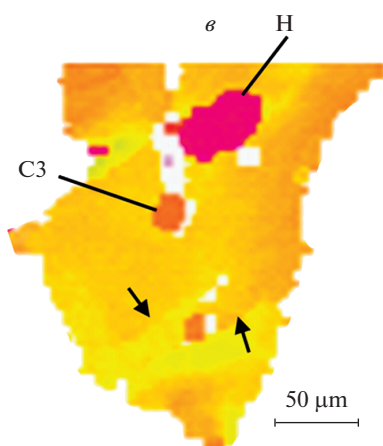
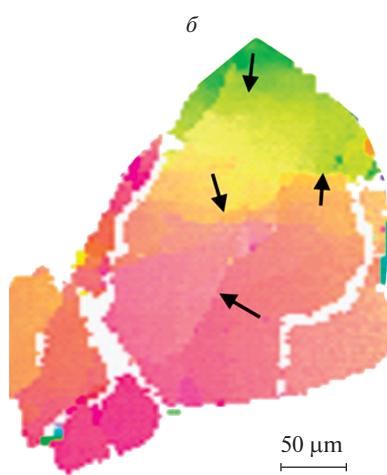
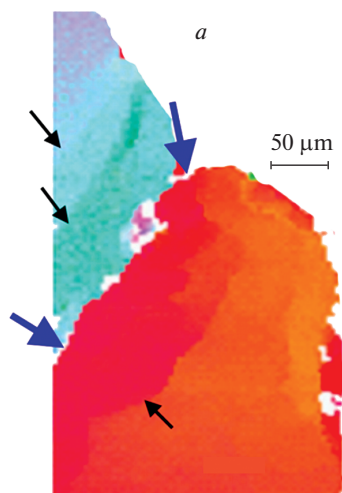
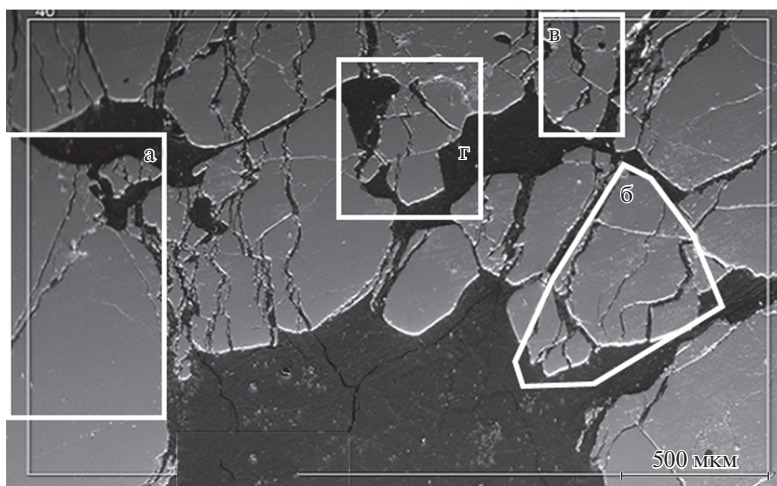
ницами (рис. 6, *з*). Зерно в нижней части участка разделено серией малоугловых границ на более или менее изометричные домены (субзерна) (рис. 6, *д*).

Участки, сложенные массивным хромититом, характеризуются более простым строением и более крупными размерами индивидов (2–5 мм). Последнее обстоятельство усложняет микроструктурные исследования, поскольку максимальный размер рабочего поля для анализа EBSD составляет  $3 \times 3$  мм, и в этом случае в поле зрения располагается лишь небольшое количество зерен (рис. 7). Крупные зерна хромита в массивных агрегатах характеризуются ангедральным обликом, границы между ними имеют как резкий характер (единичные высокоугловые границы), так и градиентные переходы через последовательно расположенные малоугловые границы (рис. 7).

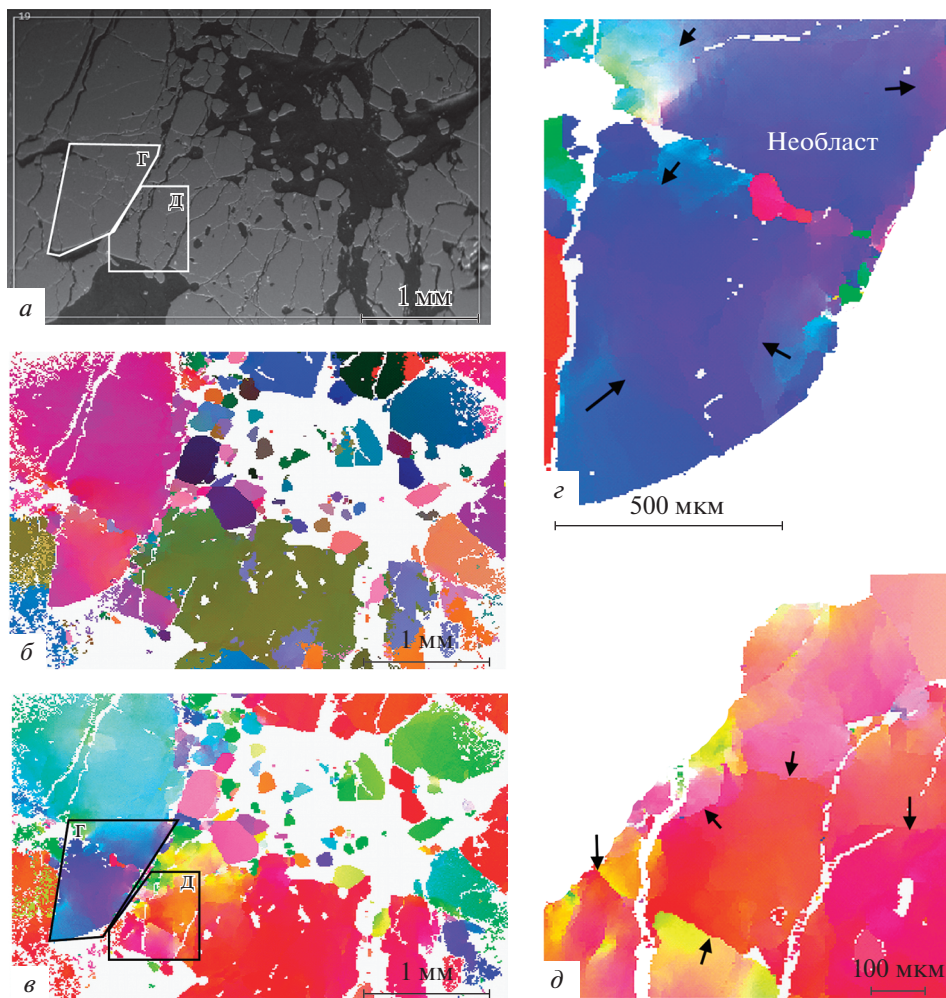
Более мелкие зерна (0.2–1 мм) в массивных агрегатах имеют резко подчиненное значение. Они располагаются или вдоль границ крупных зерен, или в виде “включений” внутри них (рис. 7, *б*). Последнее обстоятельство однозначно свидетельствует о том, что образование новых зерен хромитов с резко отличающейся от зерна-хозяина ориентировкой происходило путем синтетонической рекристаллизации.

**Рис. 5.** Детализация микроструктурного строения отдельных фрагментов участка 40. В верхней части – снимок в режиме обратно-рассеянных электронов. *a–г* – детализированные карты в кодировке ОПФ. Малые черные стрелки указывают на малоугловые границы, синие крупные стрелки – на высокоугловые границы. На фрагменте *e* стрелка показывает направление вращения. СЗ – субзерно, Н – необласт.

**Fig. 5.** Detailed microstructure of separate fragments from the area 40.





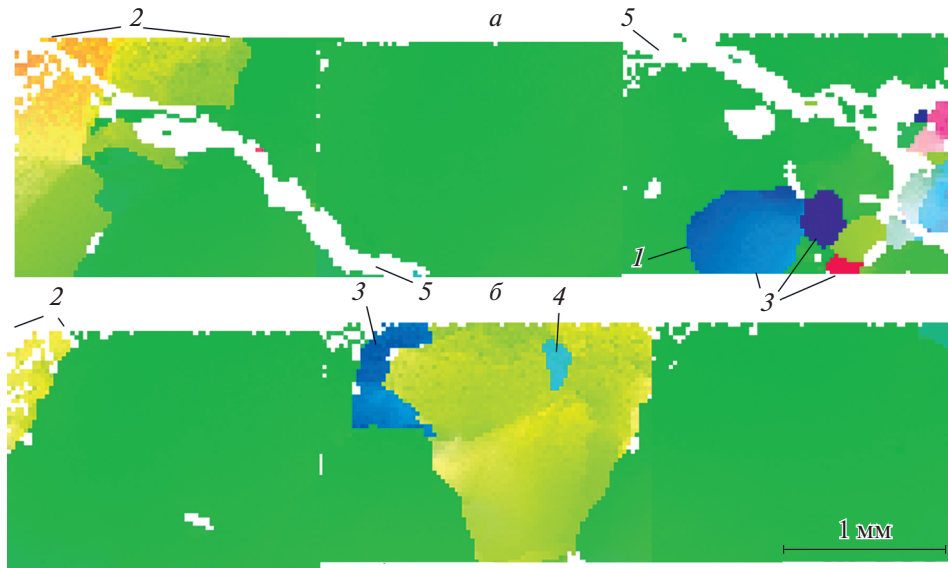


**Рис. 6.** Микроструктурные карты хромитита (участок 23). *а* – снимок в режиме обратно-рассеянных электронов; *б* – карта в кодировке углов Эйлера; *в–д* – карты в кодировке ОПФ (*в* – обзорная карта, *г, д* – карты детализации). Стрелками отмечены малоугловые границы.

**Fig. 6.** Microstructural maps of chromitites (area 25).

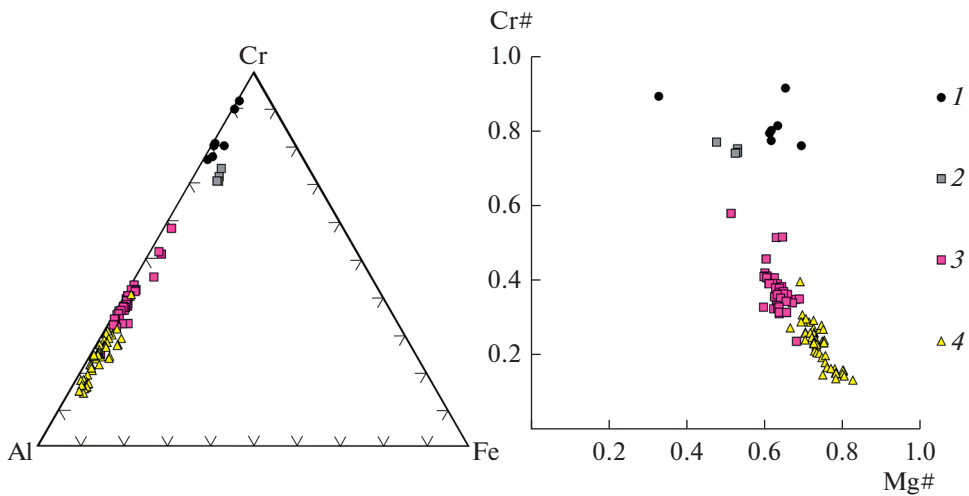
**Химический состав хромшпинелидов.** Как отмечалось выше, на изученном участке преимущественным распространением пользуются шпинелевые перидотиты, минеральный состав которых варьирует от лерцолитов до гарцбургитов. Подчиненную роль играют дуниты и хромититы. Хромшпинелиды являются сквозными минералами всех типов пород. Их состав изменяется от пикотита в лерцолитах до магнезиохромита в хромититах (табл. 1, рис. 8).

На треугольной диаграмме Н.В. Павлова все точки состава хромшпинелидов группируются вдоль стороны Cr–Al, демонстрируя очень низкое содержание трехвалентного железа (рис. 8, *а*). Кроме того, между составом аксессуарных шпинелидов, с одной стороны, и хромшпинелидов из дунитов и хромититов, с другой, существует довольно большой разрыв. В более ранней работе (Saveliev, Vlinov, 2017) было показано,



**Рис. 7.** Панорамная микроструктурная карта массивных хромититов в цветовой кодировке ОПФ. *а* – участки 29–31, *б* – участки 32–38. 1 – резкие высокоугловатые границы зерен, 2 – градиентные границы, состоящие из последовательно расположенных малоугловатых границ, 3 – мелкие зерна хромита на границах более крупных зерен, 4 – мелкие зерна (“включения”) внутри крупного зерна хромита, 5 – трещины, заполненные серпентином.

**Fig. 7.** Panoramic microstructural map of massive chromitites in the IFP color code.



**Рис. 8.** Химический состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из ультрамафитов месторождения № 33. 1 – хромититы, 2 – дуниты, 3 – гарцбургиты, 4 – лерцолиты.

**Fig. 8.** Chemical composition of accessory and ore-forming chromian spinels from ultramafic rocks of deposit No. 33. 1 – chromitites, 2 – dunites, 3 – harzburgites, 4 – lherzolites.

**Таблица 1.** Средние химические составы хромшпинелидов из исследованных ультрамафитов и хромитов (мас. %)**Table 1.** Average chemical compositions of chromian spinel grains from studied ultramafites and chromites (wt %)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Порода	Lc	Lc	Lc	Lc–Hb	Lc–Hb	Hb	D	Chrt
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.17	0.13	–	0.06	0.05	0.26	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.26	47.12	43.39	38.93	36.5	26.93	12.18	9.24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.15	22.92	22.97	29.47	32.42	42.65	54.53	62.46
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	–	0.16	–	0.01	0.16	0.12	–
MgO	20.33	17.35	17.79	14.78	14.65	14.04	10.44	12.13
ΣFeO	11.45	11.96	15.23	16.25	16.03	15.81	21.87	15.09
MnO	0.09	0.22	0.13	0.12	0.02	0.15	0.19	0.03
NiO	0.03	0.07	0.01	0.02	–	–	–	0.03
ZnO	0.07	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99.69	99.80	99.79	99.57	99.71	99.77	99.58	99.10

Коэффициенты формул в расчете на 4 атома кислорода

Al	1.651	1.516	1.413	1.313	1.242	0.955	0.471	0.356
Cr	0.294	0.495	0.502	0.667	0.740	1.014	1.415	1.630
Fe <sup>+3</sup>	0.042	–	0.082	0.021	0.016	0.036	0.108	0.012
Mg	0.797	0.706	0.732	0.630	0.630	0.629	0.511	0.593
Fe <sup>+2</sup>	0.205	0.273	0.261	0.366	0.370	0.357	0.481	0.405
Ti	0.004	0.003	0.003	–	0.001	0.001	0.006	0.003
Mn	0.002	0.005	0.003	0.003	–	0.004	0.005	0.001
Ni	0.001	0.002	–	–	–	–	–	0.001
V	0.003	–	0.003	–	–	0.004	0.003	–

Числовые характеристики

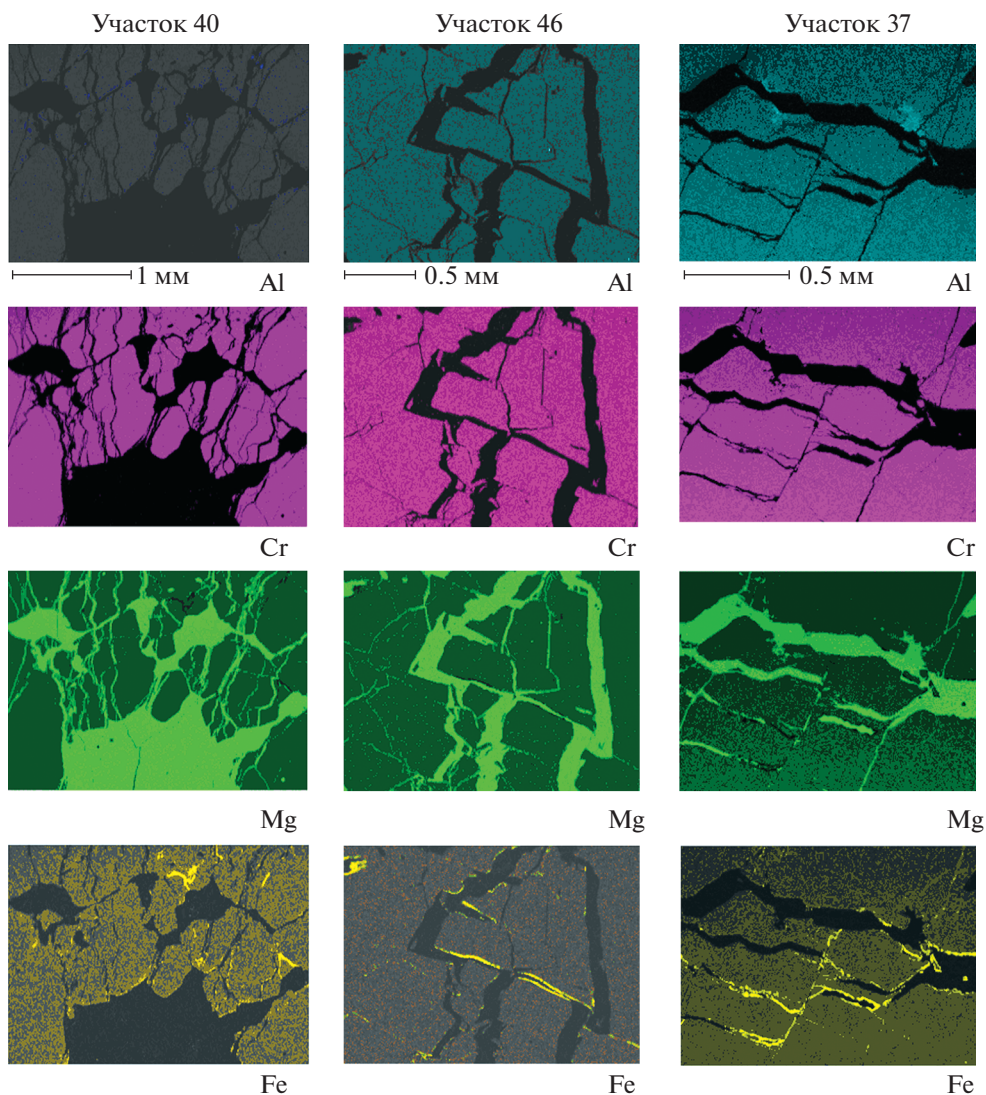
Cr#	0.151	0.246	0.262	0.337	0.373	0.515	0.750	0.820
Mg#	0.796	0.721	0.737	0.632	0.63	0.638	0.515	0.594
Fo (Ol)	0.896	0.900	0.900	0.911	0.913	0.918	0.930	н.о.

Примечание. Анализы выполнены на энерго-дисперсионном спектрометре X-act Oxford на РЭМ Vega 3 sbh Tescan; прочерк означает, что содержание данного оксида ниже предела обнаружения; н.о. – данные отсутствуют; Lc – лерцолит, Hb – гарибургит, D – дунит, Chrt – хромитит; Fo (Ol) – доля форстеритового минала в сосуществующем оливине.

что этот разрыв увеличивается по мере перехода от вкрапленных руд в таблитчатых телах хромититов к массивным подиформным залежам.

Бинарная диаграмма в координатах Mg#–Cr# (рис. 8, б) иллюстрирует типичную для офиолитов закономерность, выраженную в снижении магнезиальности аксессуарных хромшпинелидов по мере роста их хромистости от лерцолитов к дунитам, и одновременное увеличение этих характеристик при переходе от дунитов к хромититам.

В целях изучения геохимической зональности, для некоторых участков массивных хромититов были построены поэлементные карты (рис. 9). Как можно видеть, на всех участках наблюдается однородное распределение главных элементов хромитов – Cr, Al, Mg, Fe. Исключение составляют тонкие каймы, обогащенные железом, на границе хромита с серпентином, образование которых, по-видимому, связано с процессами серпентинизации. Незначительные положительные аномалии Al (уч. 37), наложенные



**Рис. 9.** Карты распределения Al, Mg, Cr, Fe в хромититах по данным энерго-дисперсионного анализа.

**Fig. 9.** Compositional EDS-maps for Al, Mg, Cr, Fe in chromitites.

на краевые части хромитовых кластеров и сопровождаемые также положительными аномалиями Mg, вызваны тем, что наряду с серпентином, в межрудных участках встречается магнезиальный хлорит.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Определение истинных размеров зерен хромшпинелида и их морфологических особенностей в массивных хромититах является сложной задачей в связи с тем, что зерна находятся в тесных срастаниях, оптически изотропны и часто нарушены многочисленными трещинами, которые вуалируют первичные линии раздела. Использование метода EBSD при изучении массивных хромититов позволяет идентифицировать ис-



тинные границы, а значит и морфологию первичных зерен, а также получить количественные данные о различных параметрах микроструктуры (размере зерен и субзерен, характере разориентировки, степени развития ПКО и др.).

При изучении хромититов месторождения № 33 было установлено, что практически все трещины, заполненные серпентином, не совпадают с первичными границами зерен (рис. 2). И наоборот, первичные высокоугловые границы часто проходят через участки зерен, не обнаруживающие неоднородности при изучении в оптическом микроскопе или в режиме BSE. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что большая часть трещин в хромитовых зернах образовалась позднее высокотемпературной стадии кристаллизации и преобразования первичных зерен.

Вероятнее всего, трещины возникли одновременно с низкотемпературным процессом серпентинизации в ответ на увеличение объема породы, которое происходило при гидратации оливина, слагающего интерстиции и дунитовую оболочку. Хромитовые зерна реагировали на увеличение объема хрупким разрывом, происходившим без значительного смещения границ, образованных на высокотемпературном этапе деформации пород.

В изученном образце зерна хромита обладают преимущественно доменным внутренним строением. При этом результаты EBSD-картирования свидетельствуют о том, что ориентировка зерен в агрегате в значительной степени отклоняется от случайной. Эти факты свидетельствуют в пользу признания ведущей роли пластической деформации при образовании подформных залежей (Hock, Friedrich, 1985; Савельев, 2018).

Отсутствие в образцах отчетливых внешних атрибутов ориентированной текстуры (уплощенности и линейности) не позволяет на данном этапе исследований детально обсуждать степень развития тех или иных активных систем скольжения, как это ранее было сделано для вкрапленных руд и аксессуарных хромшпинелидов (Савельев и др., 2020). Тем не менее приведенные микроструктурные карты зерен хромита с отчетливо доменным строением фиксируют процессы трансляционного скольжения (рис. 5) и синтетонической (динамической) рекристаллизации (рис. 5, 6). Трансляционное скольжение запечатлено в наличии удлиненных доменов, разделенных малоугловыми границами, и напоминает “клавишную структуру” пластически деформированного оливина, часто наблюдаемую в мантийных тектонитах в оптическом микроскопе.

Динамическая рекристаллизация фиксируется при наличии более или менее изометричных, близких по размерам доменов, разделенных малоугловыми границами (субзерен), развивающихся на месте первоначально однородного зерна в ходе деформации. Как известно, рекристаллизация может быть реализована различными механизмами: 1) ротационным (образование и поворот субзерен исходного деформированного материала), 2) миграцией границ и 3) нуклеацией и ростом новых зерен (Горелик, 1978; Drugy, Urai, 1990; Prior et al., 2004; и др.). Движущей силой динамической рекристаллизации является расходование накопленной упругой энергии деформации.

В некоторых случаях преобладание малоугловых границ в агрегатах массивных крупнозернистых хромититов могло быть вызвано противоположным процессом: поворотом разориентированных доменов к общей ориентировке, что ведет к уменьшению свободной энергии, связанной с границами зерен.

Высокая вероятность подобной направленности структурных изменений при формировании массивных хромититов согласуется с хорошо известной закономерностью, наблюдаемой на месторождениях хрома в офиолитовых комплексах. Она заключается в существенном увеличении размера зерен при переходе от аксессуарных хромшпинелидов и вкрапленных руд к массивным хромититам.

Ранее механизм роста путем постепенного слияния и переориентировки зерен был предложен для объяснения формирования порфиробластов в метаморфических породах (Spiess et al., 2001). В рассматриваемых нами объектах данный механизм мог быть реализован в условиях уменьшения интенсивности пластической деформации при образовании массивных хромититов. А возможным отражением незавершенного про-

цесса слияния могут являться градиентные границы между крупными зернами хромита в массивных агрегатах (рис. 7).

Предполагается, что рост зерен в хромититовых агрегатах является результатом их перераспределения внутри пластического потока и локализации деформации в реологически более слабых оливиновых агрегатах (Савельев, Федосеев, 2019). Разделение хромита и оливина внутри пластического потока приведет к прогрессирующему увеличению концентрации рудных зерен на участках с пониженной интенсивностью течения (деформации), что способствует их сближению с последующим поворотом к единой ориентировке.

Одним из вероятных механизмов образования массивных хромититов представляется процесс, близкий к технологическому процессу спекания (Johnson, 2012). Данный процесс ведет к реорганизации зерен, оптимизируя упаковку максимизацией количества контактов зерен, он также увеличивает растворимость и последовательно переносит интерстициальный материал от участков контактов границ зерен в направлении области растягивающего стресса. Разновидностью спекания является “спекание под давлением”, которое сочетает прессование и спекание материала при высоких значениях гомологической температуры (0.5–0.8 температуры плавления).

Особенности строения агрегатов массивных хромититов сходны с изученными в поликристаллических тектонитах (White, White, 1981). Среди наиболее характерных особенностей выделяются: 1) тонкие трубчатые соединения зерен, 2) изолированные пустоты и 3) тонкие пленки искаженной кристаллической структуры. Аналогичные признаки часто наблюдаются и в массивных хромититах из офиолитов. Сделан вывод о том, что зеренная структура сформирована в результате межкристаллического перемещения масс в ходе деформационных процессов, причем пустоты вдоль границ зерен сокращали эффективный путь диффузии и тем самым повышали ее скорость (White, White, 1981). Высокие давление и температура, необходимые для протекания процесса “спекания под давлением”, могли быть достигнуты в офиолитовых хромититах за счет энергии деформации, накапливающейся внутри растущих агрегатов хромита в дунитах, поскольку увеличение содержания рудных зерен создавало препятствие для пластического течения внутри мобильной дунитовой зоны (Савельев, Федосеев, 2019).

Нодулярные хромититы обычно встречаются на периферии тел массивного строения, часто образуя симметрично расположенные краевые зоны, что имеет место и на изученном месторождении. Нодули сферической и эллипсоидной формы состоят из агрегатов или отдельных зерен, многие из которых также имеют неоднородное внутреннее строение (рис. 4). Наличие малоугловых границ внутри индивидов в нодулярных агрегатах ставит под сомнение гипотезу об их формировании из капель несмешивающегося расплава, как это предполагалось ранее (Павлов и др., 1968; Кравченко, 1969; Павлов, Гигорьева-Чупрынина, 1973). Более вероятно тектоническое происхождение нодулярной текстуры как результата сдвиговой деформации в высокоградиентной зоне контакта массивного хромитита и пластичного дунита (Савельев, 2013). Поскольку деформация происходила в условиях высокого общего давления и повышенной температуры, деструкция массивного хромитового агрегата привела к образованию “окатанных” фрагментов, а не к брекчированию, как это бы произошло в приповерхностных условиях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное с помощью метода EBSD изучение образцов массивных хромититов месторождения № 33 позволило реконструировать внутреннее строение рудных агрегатов, обусловленное высокотемпературными процессами, происходившими при образовании руд на уровне верхней мантии.

Применение метода EBSD позволило установить наложенную природу границ раздела, которые обычно наблюдаются при изучении рудных агрегатов в оптическом

микроскопе либо при электронно-микроскопическом исследовании в режиме BSE. Большая часть таких границ раздела образована в результате сопряженного с серпентинизацией увеличения объема.

Микроструктурные исследования позволили выявить неоднородность зерен хромита в образцах массивных и нодулярных руд, которая могла быть вызвана пластической деформацией, рекристаллизацией и ростом зерен в условиях пластического течения мантийного вещества. Особенности строения агрегатов массивных хромититов говорят в пользу того, что они образовались путем максимальной концентрации рудных зерен, их сближения под действием тектонических напряжений при высоких температуре и давлении. Одним из вероятных механизмов их образования мог служить процесс, близкий к технологическому процессу спекания. Необходимые для этого условия могли быть созданы внутри восходящих мантийных потоков в зонах декомпрессии.

Вероятным механизмом образования нодулярных текстур хромититов, которые обычно располагаются на контакте массивных руд и дунитов, выступает сдвиговая деформация в высокоградиентной зоне контакта массивного хромитита и пластичного дунита.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность М.С. Ложкину за помощь в подготовке образцов для микроструктурных исследований. Исследования выполнены в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078. Аналитические исследования проведены с использованием оборудования ресурсных центров “Геомодель” и “Нанофотоника” Научного Парка СПбГУ и ЦКП ИПСМ РАН “Структурные и физико-механические исследования материалов”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горелик С.С.* Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, **1978**. 568 с.
- Даниленко В.Н., Миронов С.Ю., Беляков А.Н., Жиляев А.П.* Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. **2012**. Т. 78. № 2. С. 28–46.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, **1979**. 262 с.
- Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, **1969**. 232 с.
- Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении. Под ред. А. Шварца, М. Кумара, Б. Адамса и Д. Филда. М.: Техносфера, **2014**. 544 с.
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, **1973**. 200 с.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, **1968**. 178 с.
- Савельев Д.Е.* Происхождение нодулярных текстур (на примере хромититов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал) // Руды и металлы. **2013**. № 5. С. 41–49.
- Савельев Д.Е.* Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башкирская энциклопедия, **2018**. 304 с.
- Савельев Д.Е., Кожевников Д.А.* Структурные и петрографические особенности ультрамафитов на участке “месторождение № 33” в восточной части массива Средний Крака (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. **2015**. № 1. С. 60–84.
- 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**. № 4. С. 56–77.
- 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., Шиловских В.В., Сергеев С.Н.* Микроструктурные особенности офиолитовых хромититов массивов Крака (Южный Урал). I. Полосчатые вкрапленные руды // Записки Российского минералогического общества. **2020**. № 5. С. 59–81.
- Чернышов А.И.* Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, **2001**. 215 с.
- Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, **1990**. 120 с.

## Microstructural Features of Ophiolitic Chromitites in the Kraka Massif, Southern Urals.

## II. Podiform Massive Ores

D. E. Saveliev<sup>a, \*</sup>, V. V. Shilovskiy<sup>b, c, \*\*</sup>, and S. N. Sergeev<sup>d, \*\*\*</sup><sup>a</sup>*Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre RAS, Ufa, Russia*<sup>b</sup>*Saint Petersburg State University, Geomodel Center, Saint-Petersburg, Russia*<sup>c</sup>*South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*<sup>d</sup>*Institute for Metals Superplasticity Problems RAS, Ufa, Russia*

\*e-mail: savl71@mail.ru

\*\*e-mail: vvshlvskh@gmail.com

\*\*\*e-mail: nikoem17@gmail.com

We have studied microstructures and compositions of massive and nodular chromitites from the podiform ore body located in spinel peridotites of the mantle section of ophiolites and enveloped by a thin dunite rim. EBSD analysis of these chromitites allowed us to reconstruct a morphology of primary grains and to reveal an internal heterogeneity of individuals expressed in their domain structure. It is shown that chromitite heterogeneity was caused by a high temperature solid state flow of upper mantle matter during the ore body formation. It is assumed that microstructure of studied chromitites were formed while mutual influence of several processes: translation spipping, syntectonic recrystallization and growth during progressive grain aggregation. The latter is confirmed by frequently observed increase of the grain size in massive chromitites as compared with disseminated ones. Secondary processes in studied chromitites are limited by low-temperature serpentinization which takes place simultaneously with tectonic emplacement of ophiolites in the upper part of crust. This process leads to olivine conversion to mesh serpentine and is accompanied with increase in volume of rocks. Eventually, it causes a chromitite fracturing.

**Keywords:** podiform chromitite, ophiolite, chromian spinel, plastic deformation, recrystallization, microstructure, EBSD, ultramafic rocks, Kraka, Southern Urals

## REFERENCES

- Arai S., Miura M. Podiform chromitites do form beneath mid-ocean ridges. *Lithos.* **2015.** Vol. 232. P. 143–149.
- Auge T. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineral. Deposita.* **1987.** Vol. 22. P. 1–10.
- Ballhaus C. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1998.** Vol. 156. P. 185–193.
- Chernyshov A.I. Ultramafites (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity). Tomsk, **2001.** 215 p. (in Russian).
- Christiansen F.G. Deformation fabric and microstructures in ophiolitic chromitites and host ultramafics, Sultanate of Oman. *Geologische Rundschau.* **1985.** Vol. 74. P. 61–76.
- Christiansen F.G. Deformation of chromite: S.E.M. investigations. *Tectonophysics.* **1986.** Vol. 121. P. 175–196.
- Coleman R.G. Ophiolites. *Springer-Verlag.* **1977.** 229 p.
- Danilenko V.N., Mironov S.Yu., Belyakov A.N., Zhilyaev A. Application of EBSD analysis of material physics (review). *Industrial Laboratory. Diagnostics of Materials.* **2012.** Vol. 78. N 2. P. 28–46 (in Russian).
- Demouchy S., Mussi A., Barou F., Tommasi A., Cordier P. Viscoplasticity of polycrystalline olivine experimentally deformed at high pressure and 900 °C. *Tectonophysics.* **2014.** Vol. 623. P. 123–135.
- 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. *Amer. Miner.* **2017.** Vol. 102. P. 216–226.
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites. *Lithos.* **2014.** Vol. 189. P. 148–158.
- Gorelik S.S. Recrystallization of metals and alloys. Moscow: Metallurgiya, **1978.** 568 p. (in Russian).
- Halfpenny A., Prior D.J., Wheeler J. Analysis of dynamic recrystallization and nucleation in a quartzite mylonite. *Tectonophysics.* **2006.** Vol. 427. P. 3–14.

- Hock M., Friedrich G. Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*. **1985**. Vol. 20. P. 290–301.
- Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, **2012**. 468 p.
- Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review. *Geosci. J.* **2017**. Vol. 21. P. 985–1011.
- Karato S. Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth. Cambridge University Press, **2008**. 463 p.
- Kravchenko G.G. Role of tectonics during crystallization of the chromite ores in the Kempirsay pluton. Moscow: Nauka, **1969**. 232 p. (in Russian).
- Matsumoto I., Arai S. Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implications for mantle/melt reaction and chromitite formation processes. *Miner. Petrol.* **2001**. Vol. 73. P. 305–323.
- Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley–Interscience, London, **1976**. 444 p.
- Pavlov N.V., Grigorieva-Chuprynnina I.I. Regularities of chromite deposits formation. Moscow: Nauka, **1973**. 200 p. (in Russian).
- Pavlov N.V., Kravchenko G.G., Chuprynnina I.I. Chromites of Kempirsay pluton. Moscow: Nauka, **1968**. 178 p. (in Russian).
- Prichard H.M., Barnes S.J., Godel B., Reddy S.M., Vukmanovic Z., Halfpenny A., Neary C.R., Fisher P.C. The structure and origin of nodular chromite from the Troodos ophiolite, Cyprus, revealed using high-resolution X-ray computed tomography and electron backscatter diffraction. *Lithos*. **2015**. Vol. 218–219. P. 87–98.
- Prior D.J., Bestmann M., Halfpenny A., Mariani E., Piazzolo S., Tullis J., Wheeler J. Recrystallization and grain growth in rocks and minerals. *Mater. Sci. Forum*. **2004**. Vol. 467–470. P. 545–550.
- Saveliev D.E. Origin of nodular texture (example of chromite from the eastern part of Sredniy Kraka massive, Southern Urals). *Ores and metals*. **2013**. N 5. P. 41–49 (in Russian).
- Saveliev D.E. Kraka ultramafic massifs (the Southern Urals): structure and composition of peridotite-dunite-chromitite assemblages. Ufa: Bashkiria encyclopedia, **2018**. 304 p. (in Russian).
- Saveliev D.E., Blinov I.A. Compositional variations of chrome spinels in ore-bearing zones of the Kraka ophiolite and the chromitite origin. *Herold Perm. Univer. Geol.* **2017**. N 2. P. 130–156 (in Russian).
- Saveliev D.E., Kozhevnikov D.A. Textural and petrographic features of ultramafic rocks within area of “Deposit 33”, eastern part of the Sredniy Kraka Massif (South Urals). *Herold Perm. Univer. Geol.* **2015**. N 1. P. 60–84 (in Russian).
- Saveliev D.E., Fedoseev V.B. Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in the ophiolite ultramafic rocks (by the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Georesources*. **2019**. N 21(1). P. 31–46.
- Saveliev D.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Kozhevnikov D.A., Kotlyarov V.A. Petrological evidences of syndeformation matter segregation during a dunite formation process (for example Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Mineralogy*. **2016**. N 2 (4). P. 56–77 (in Russian).
- Saveliev D.E., Shilovskiykh V.V., Sergeev S.N. Microstructural features of ophiolitic chromitites in the Kraka massif (the Southern Urals). I. Banded disseminated ore. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2020**. N 5. P. 59–81 (in Russian).
- Schwartz J., Kumar M., Adams B.L., Field D.P. Electron backscattered diffraction in Material Science. *Springer Science + Business Media*, **2009**. 528 p.
- Shcherbakov S.A. Plastic deformations of ultrabasic rock in the Urals ophiolite assemblage. Moscow: Nauka, **1990**. 120 p. (in Russian).
- Spiess R., Peruzzo L., Prior D.J., Wheeler J. Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations. *J. Metamorph. Geol.* **2001**. Vol. 19. P. 269–290.
- Thayer T.P. Gravity differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits. *Econ. Geol. Monograph A*. **1969**. P. 132–146.
- Till J.L., Moskowitz B.M. Deformation microstructures and magnetite texture development in synthetic shear zones. *Tectonophysics*. **2014**. Vol. 629. P. 211–223.
- Vukmanovic Z., Barnes S.J., Reddy S.M., Godel B., Fiorentini M.L. Morphology and microstructure of chromite crystals in chromitites from the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa). *Contrib. Mineral. Petrol.* **2013**. Vol. 165. P. 1031–1050.
- White J.C., White S.H. The structure of grain boundaries in tectonites. *Tectonophysics*. **1981**. Vol. 78. P. 613–628.
- Zhou M.-F., Malpas J., Robinson P.T., Sun M., Li J.-W. Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures. *Resource Geology*. **2001**. Vol. 51. P. 1–6.
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.* **1996**. Vol. 37. P. 3–21.