ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья

Микроструктурные особенности хромититов и ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский массив, Казахстан) по данным изучения методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD)

Д.Е.Савельев[1]✉, **С.Н.Сергеев**[2], **Д.К.Макатов**[3]
[1] *Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия*
[2] *Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, Уфа, Россия*
[3] *Карагандинский технический университет имени Абылкаса Сагинова, Караганда, Республика Казахстан*

***Как цитировать эту статью*:** Савельев Д.Е., Сергеев С.Н., Макатов Д.К. Микроструктурные особенности хромититов и ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский массив, Казахстан) по данным изучения методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) // Записки Горного института. 2024. Т. 266. С. 218-230. EDN FJNEDQ

Аннотация. Методом дифракции обратно-рассеянных электронов изучены микроструктурные особенности главных породообразующих минералов вмещающих ультрамафитов (оливина, ортопироксена) и хромшпинелида из руд месторождения Алмаз-Жемчужина. Для ультрамафитов получены статистические диаграммы кристаллографической ориентировки оливина и ортопироксена, свидетельствующие о формировании минеральной ассоциации в условиях высокотемпературного субсолидусного пластического течения в верхней мантии. Основными механизмами являлись трансляционное скольжение и синтектоническая рекристаллизация. Деформация оливина происходила преимущественно по системам (010)[100] и (001)[100]. В текстурно-структурных особенностях хромититов запечатлены процессы пластического течения, наиболее выраженные в линзовидно-полосчатых рудах. Микроструктурные карты в кодировке обратных полюсных фигур показывают различия в гранулометрическом составе руд: участки, состоящие из вкрапленных хромититов, характеризуются более мелкозернистой структурой по сравнению с линзовидными обособлениями массивного строения. Анализ микроструктурных карт показывает, что при переходе от вкрапленных к массивным рудам отмечается широкое развитие рекристаллизационных процессов, приспособление соседних зерен друг к другу, результирующее к гомогенизации кристаллографической ориентировки в агрегатах. Полученные данные развивают представления о реоморфической природе хромититовых сегрегаций в офиолитовых дунитах. Предполагается, что укрупнение структуры массивных хромититов критически связано с увеличением концентрации рудных зерен в ходе твердофазной сегрегации внутри пластического потока, когда отдельные зерна хромшпинелида, изначально разделенные силикатным материалом, начинают приходить в непосредственный контакт друг с другом.

***Ключевые слова*:** офиолиты; хромититы; оливин; пластическая деформация; EBSD; Кемпирсай

Благодарность. Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019. Исследования проведены в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН).

Поступила: 27.02.2023 ***Принята: 25.10.2023*** ***Онлайн: 08.02.2024*** ***Опубликована: 25.04.2024***

Введение. С ультрамафитами Кемпирсайского массива, расположенного в Актюбинской области Республики Казахстан, связаны наиболее крупные запасы хромититов офиолитового типа – «подиформных месторождений» [1-3], которые отличаются от стратиформных резкой изменчивостью морфологических характеристик и постоянной ассоциацией с предельно истощенными мантийными дунитами. Специфическая морфология залежей, резкая морфоструктурная изменчивость, неизменная приуроченность к дунитам и отсутствие четких признаков магматического образования способствовали возникновению различных моделей происхождения месторождений данного типа. Для интерпретации генезиса подиформных залежей за долгую историю их изучения были предложены различные модели с преобладанием роли как магматических, так

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2024. Т. 266. С. 218-230
© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

и метасоматических процессов. В последние десятилетия наиболее закрепились позиции реакционно-магматической [4-6] и флюидно-метасоматической гипотез [7, 8], в некоторых работах предполагается ведущая роль твердофазной дифференциации [9].

Построение полноценных динамических моделей образования подиформных хромититов трудно представить без использования количественных данных об их структуре на различных масштабных уровнях. До начала XXI в. и появления методов дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) это было практически невозможно, и микроструктурные исследования были ограничены изучением прозрачных анизотропных минералов вмещающих пород – оливина и пироксенов федоровским методом [10-12].

Широкое распространение электронной микроскопии с EBSD-детекторами с начала XXI в. сделало возможным получение количественной информации о внутреннем строении оптически изотропных и непросвечивающих материалов, в том числе минералов кубической сингонии [13-15] и различных рудных минералов [16-18]. В последние годы этот метод изучения стал широко применяться для оценки роли пластических деформаций в мантийных ассоциациях [19-21] и определения сейсмической анизотропии в верхней мантии различных регионов по микроструктурным особенностям ультраосновных ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах [22-24].

Для выяснения условий образования хромититов месторождения Алмаз-Жемчужина в юго-восточной части Кемпирсайского массива авторами изучены вещественные, макро- и микроструктурные особенности хромититов и вмещающих их ультрамафитов методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Основными задачами исследований являлись: получение статистических данных о кристаллографической ориентировке породообразующих силикатов (оливина, ортопироксена) ультрамафитов, сравнение их с экспериментальными данными; определение механизмов пластической деформации и рекристаллизации оливина и ортопироксена; микроструктурное изучение агрегатов зерен хромшпинелида, получение данных о реальной структуре рудных зерен; оценка роли деформации и рекристаллизации в формировании хромититов. Предварительные результаты изучения образцов частично изложены в работе [25].

Методы. В полевом сезоне 2022 г. авторами изучены образцы хромититов различных структурных типов из отвалов и скважин месторождения Алмаз-Жемчужина (рис.1), а также наиболее свежих образцов вмещающих дунитов и лерцолитов, отобранных из керна глубоких горизонтов данного объекта (глубина от 420 до 1100 м).

На предварительной этапе применялись методы оптической и электронной микроскопии. Всего изучено 50 образцов перидотитов, дунитов и хромититов, отобранных как из керна скважин, так и из отвалов месторождения. Состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным детектором Xplorer-15 Oxford Instruments в Институте геологии УФИЦ РАН. Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3 нА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме Point&ID, диаметр пучка около 3 мкм.

Для микроструктурных исследований выбраны три образца наиболее свежих ультрамафитов из скважины GT-HY-1 и два образца хромититов из отвала месторождения Алмаз-Жемчужина. Из них были изготовлены препараты, ориентированные относительно макроскопических элементов текстуры – полосчатости, минеральной уплощенности и линейности. Микроструктурное изучение препаратов проведено методом дифракции обратно-рассеянных электронов (ДОЭ/EBSD) на микроскопе Tescan Mira в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН. Поверхность препаратов для EBSD-анализа была подготовлена двухступенчатой полировкой сначала механическим методом с использованием алмазных паст, а затем финишной механо-химической полировкой с использованием суспензии на основе коллоидного оксида кремния (для снятия наклепа).

Основной метод микроструктурных исследований в настоящей работе – EBSD – основан на локальном анизотропном рассеянии электронов на кристаллической решетке [26, 27], что позволяет получить линии Кикучи, которые сравниваются с эталонными для фаз, присутствующих в образце, затем преобразуются в данные о кристаллографической ориентировке в любой точке исследуемого образца. Происходит автоматическая идентификация фаз в каждой точке, в памяти сохраняются координаты *X* и *Y* этих точек. В современных приборах реализована возможность

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

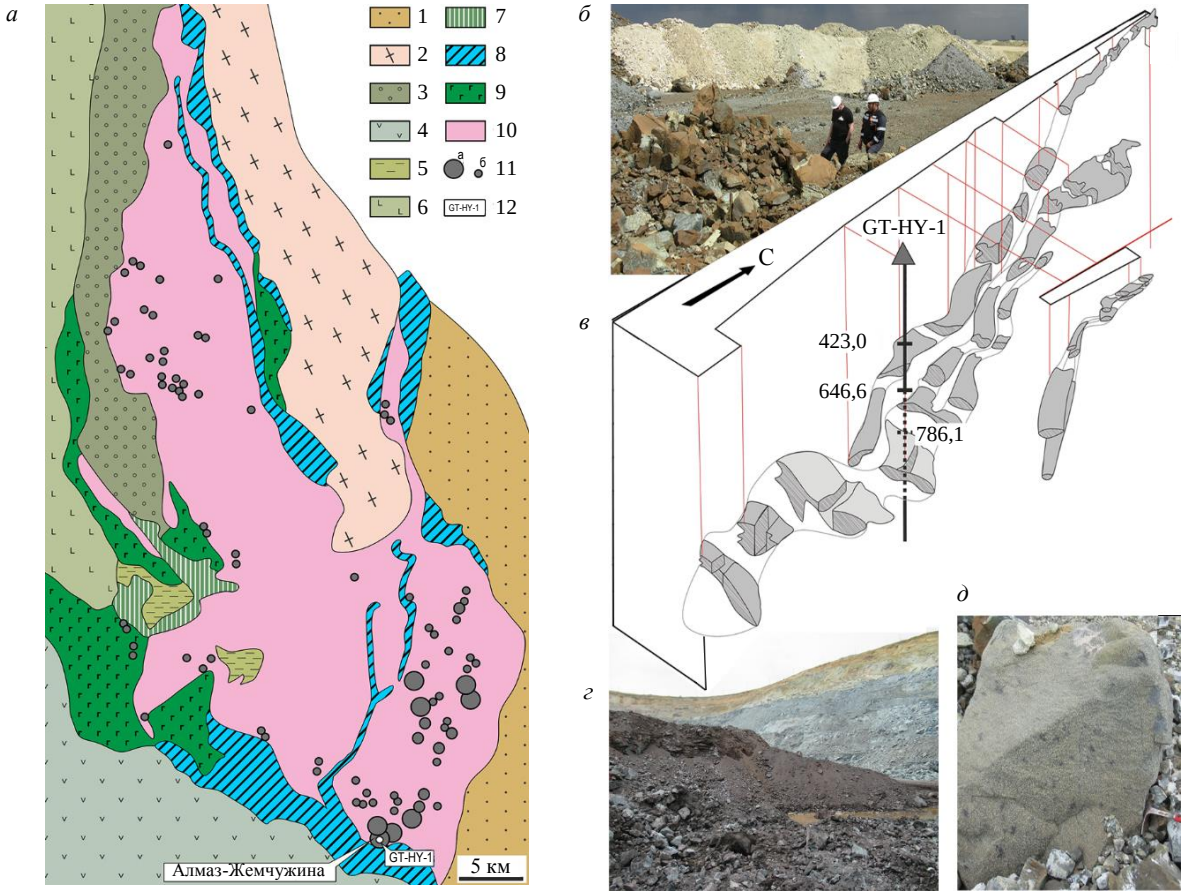


Рис.1. Геологическая позиция месторождения Алмаз-Жемчужина и расположение изученных образцов:
а – обзорная карта массива по [34]; 1-6 – стратифицированные породы; 1 – Южномугоджарская зона (базальты (S-D_1, D_2), флишоиды и олистостромы (D_3-C_1); 2 – Эбетинская зона (базальт-андезит-риодацитовая, карбонатно-силицитовая и граувакковая формации ($V?PZ_{1-2}$); 3-6 – Сакмарская зона (3 – базальт-андезит-дацитовая, граувакковая, фтанитовая и карбонатная формации (PZ_{1-2}), 4 – подушечные лавы и пирокластика базальт-андезит-риодацитовой формации с участием фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев (PZ_{1-2}), 5 – фтаниты и карбонатные сланцы (O_2), 6 – подушечные лавы толеитовых базальтов с линзами фтанитов (O_2); 7-10 – Кемпирсайский массив: 7 – пакеты параллельных диабазовых даек и изотропные роговообманковые габбро, 8 – Кызылкаинская формация пироксенит-габбрового состава, 9 – Кокпектинская формация оливиновых габбро и троктолитов, 10 – породы верхнемантийного разреза: гарцбургиты, лерцолиты, дуниты; 11 – хромититы (а – уникальные и крупные месторождения; б – рядовые месторождения и рудопроявления), 12 – расположение изученных скважин, месторождений; *б* – отвалы месторождения Алмаз-Жемчужина; *в* – блок-диаграмма рудного узла, включающего месторождения Алмаз-Жемчужина, Миллионное и Первомайское, расположение изученных образцов керна; *г* – массивные хромититы в забое одного из карьеров; *д* – образец густовкрапленного хромитита

высокоскоростного сканирования с шагом от десятых долей до нескольких десятков микрометров [28], в результате которого программное обеспечение (например, Channel 5) позволяет построить различные карты в пространстве Хафа с разрешением 100 пикселей.

В настоящей работе EBSD-сканирование препаратов проводилось с шагом от 10 до 20 мкм с детализацией в некоторых случаях до 2 мкм. В образцах серпентинизированных ультрамафитов были получены преимущественно текстурные диаграммы, а в хромититах удалось получить достаточно качественные карты в кодировке обратных полюсных фигур (ОПФ). Всего было изучено 25 участков на семи препаратах из пяти образцов.

Результаты исследований. Кемпирсайский массив представляет собой один из крупнейших на Урале массивов ультрамафитов офиолитового типа, вмещающий самые крупные в мире месторождения хромовых руд данного формационного типа. На современном эрозионном срезе массив имеет форму тела грушевидной формы, удлинен с севера на юг, согласно главному направлению уральских структур, и расширяется к юго-востоку (рис.1). Массив почти полностью сложен породами так называемого мантийного разреза – гарцбургитами, лерцолитами и дунитами, которые вблизи поверхности полностью превращены в серпентиниты. Благодаря тому, что серпентинизация

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2024. Т. 266. С. 218-230
© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

была ограничена низкотемпературной фацией с образованием петельчатого серпентина, первичную природу серпентинитов легко можно диагностировать по наличию псевдоморфоз бастита по пироксенам. На массиве наибольшим распространением пользуются апогарцбургитовые серпентиниты, содержащие 70-80 об.% оливина, 20-25 об.% ортопироксена и незначительную примесь хромшпинелида, который обычно сохраняет свой состав.

В юго-восточной части массива, наряду с однородными гарцбургитами, широким распространением пользуется дунит-гарцбургитовый комплекс, строение которого определяется частым чередованием апогарцбургитовых серпентинитов и серпентинитов без псевдоморфоз по ортопироксену (аподунитовых). Именно с дунит-гарцбургитовым комплексом связаны наиболее продуктивные месторождения хромититов массива.

Помимо ультраосновных пород, внутри массива встречается довольно много даек мафитового состава, среди которых наибольшим распростанением пользуются габбродиабазы тыгашасайской формации [29]. В приконтактовых частях массива развиты довольно крупные тела дифференцированного состава (Кокпектинский комплекс) [29, 30], а также толеитовые базальты сугралинского комплекса и амфиболиты [31]. Следует отметить, что амфиболиты перекрывают южный контакт массива, под который погружается хромититовая залежь наиболее крупного месторождения массива – Алмаз-Жемчужина.

При изучении шлифов и аншлифов методами оптической и электронной микроскопии установлено, что главными минералами руд являются высокохромистые шпинелиды (Cr/Cr + Al = = 0,8-0,83) (табл.1), что полностью согласуется с данными [1, 2] а также серпентин и хлорит, замещающие первичный оливин. Хромшпинелиды содержат минеральные включения, которые распределены весьма неравномерно. Наиболее распространенные минералы включений – оливин (часто серпентинизированный) и амфибол, реже встречаются флогопит, пироксены и сульфиды основных металлов (Fe, Ni, Cu, Co), а также минералы платиновой группы [32, 33].

Таблица 1

Состав рудообразующих хромшпинелидов месторождения Алмаз-Жемчужина

Оксид	Состав, мас.%*								
TiO_2	0,22	0,46	0,20	0,18	0,17	–	–	0,28	0,23
Al_2O_3	9,66	10,32	8,88	8,79	9,04	8,64	8,85	10,56	9,56
Cr_2O_3	62,16	61,97	63,18	62,64	62,56	63,13	63,64	61,03	62,47
Fe_2O_3**	2,1	0,24	3,48	2,37	2,94	3,23	3,12	2,11	1,34
FeO	13,13	13,1	11,1	12,3	11,85	11,33	12,5	12,2	12,4
MgO	13,39	13,28	14,92	13,72	14,33	14,42	14,09	14,00	13,77
NiO	–	–	–	–	0,18	0,24	–	0,20	–
Total	100,7	99,5	101,8	100,0	101,1	101,0	102,2	100,4	99,8
Элемент	Состав, apfu								
Al	0,367	0,395	0,332	0,336	0,341	0,326	0,331	0,398	0,364
Cr	1,582	1,590	1,582	1,606	1,580	1,599	1,597	1,545	1,597
Mg	0,642	0,642	0,704	0,663	0,682	0,688	0,666	0,668	0,663
Fe^{3+}	0,052	0,010	0,081	0,065	0,064	0,083	0,080	0,054	0,019
Fe^{2+}	0,352	0,351	0,297	0,325	0,324	0,298	0,325	0,322	0,351
Ti	0,005	0,011	0,005	0,004	0,004			0,007	0,006
Ni					0,005	0,006		0,005	
#Cr	0,81	0,80	0,83	0,83	0,82	0,83	0,83	0,79	0,81
#Mg	0,65	0,65	0,70	0,67	0,68	0,70	0,67	0,67	0,65

*Данные SEM EDS [33]; прочерк – содержания ниже предела обнаружения.
**Содержание рассчитано по стехиометрии минерала.

Почти все образцы ультрамафитов из керна скважин характеризуются отчетливо выраженными макроскопическими структурными элементами – минеральной уплощенностью (*S*) и линейностью (*L*) (рис.2, *а, б*). Минеральная уплощенность обусловлена предпочтительной ориентировкой по форме таблитчатых зерен пироксенов и часто параллельной той же плоскости агрегатной полосчатости. Линейность определяется по удлинению зерен (пироксен, оливин) или агрегатов

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

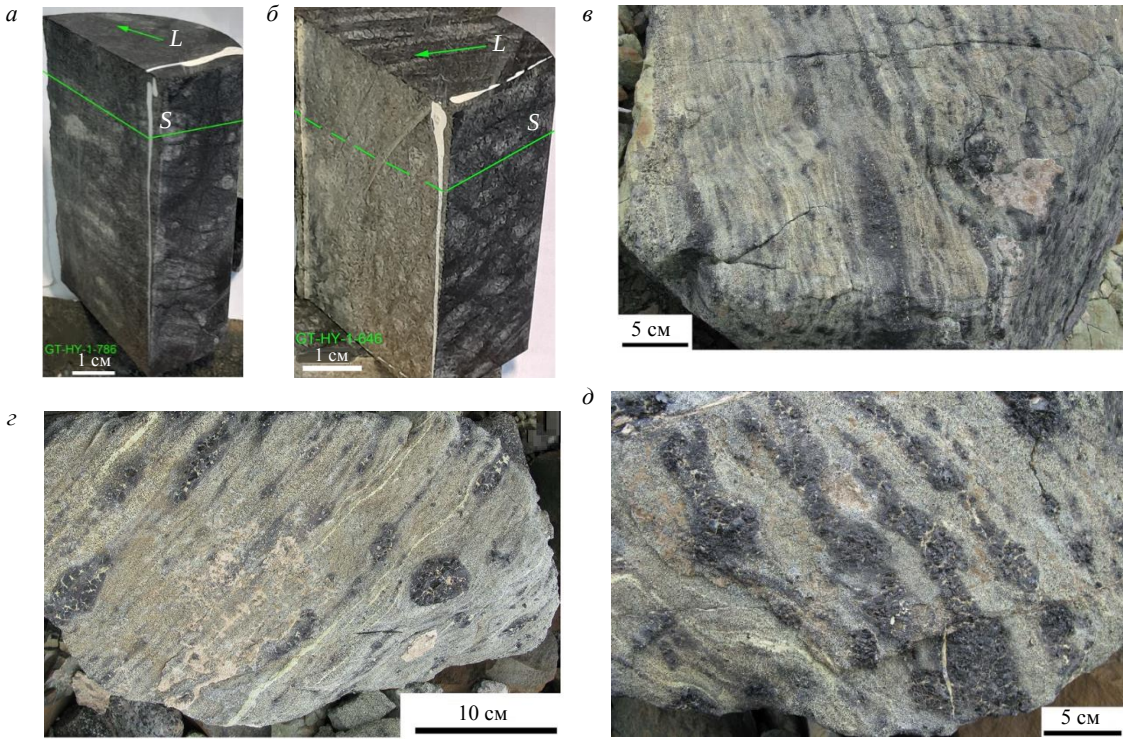


Рис.2. Общий вид исследованных образцов вмещающих ультрамафитов из керна глубоких скважин (*а*, *б*) и линзовидно-полосчатых хромититов из отвалов (*в-д*)

хромшпинелидов в плоскости минеральной уплощенности. В хромититах данные макроскопические структурные элементы наиболее ярко проявлены в образцах полосчатых вкрапленных руд и в линзовидно-полосчатых рудах, которые в достаточно большом количестве встречены нами в отвалах месторождения Алмаз-Жемчужина (рис.2, *в-д*). Руды этого типа наиболее ярко демонстрируют участие в их образовании процессов твердофазного пластического течения мантийного материала. Образцы хромититов данной разновидности были использованы для микроструктурных исследований.

Петрографическое изучение вмещающих ультрамафитов показало, что дуниты в значительной степени затронуты серпентинизацией (не менее 70 об.%), тогда как в лерцолитах встречаются участки довольно хорошей сохранности (серпентин составляет менее 40 об.% породы). Главные породообразующие минералы лерцолитов демонстрируют признаки высокотемпературной деформации: кинк-банд структуры, волнистое погасание (рис.3, *а*), порфирокластические структуры, обусловленные ассоциацией деформированных крупных зерен ортопироксена и зон синтектонической рекристаллизации (RZ), сложенных агрегатами мелких зерен – необластов (рис.3, *б*). Внутри крупных деформированных зерен энстатита часто отмечается образование ламелей диопсида, амфибола и мельчайших зерен хромшпинели (рис.3, *в*). Представление о типичном минералогическом составе лерцолитов, размере и морфологии зерен породообразующих минералов дает ЭДС-карта на рис.3, *г*.

Состав породообразующих минералов ультрамафитов типичен для пород мантийного разреза офиолитов: оливин высокомагнезиальный, причем от лерцолитов к дунитам происходит рост концентрации форстеритового минала от 90-92 до 95-96 %. Ромбический пироксен также представлен высокомагнезиальной разновидностью – энстатитом, а клинопироксен – кальциево-магниевой разновидностью – диопсидом. Состав хромшпинелидов варьирует в довольно значительном диапазоне, но ограничен изоморфизмом в ряду пикотит-хромит от 0,4 Cr# ($(Mg_{0,645}Fe_{0,355})_{1,00}(Al_{1,187}Cr_{0,759}Fe_{0,054})_{2,00}O_4$) в лерцолитах до 0,8-0,85 ($(Mg_{0,704}Fe_{0,296})_{1,00}(Cr_{1,582}Al_{0,332}Fe_{0,081}Ti_{0,005})_{2,00}O_4$) в дунитах и хромититах. В лерцолитах постоянным второстепенным минералом является амфибол, состав которого соответствует кальций-магниевым разновидностям (паргасит-магнезиальная роговая обманка). В хромититах оливин из включений в зернах хромшпинелида обладает

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2024. Т. 266. С. 218-230
© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

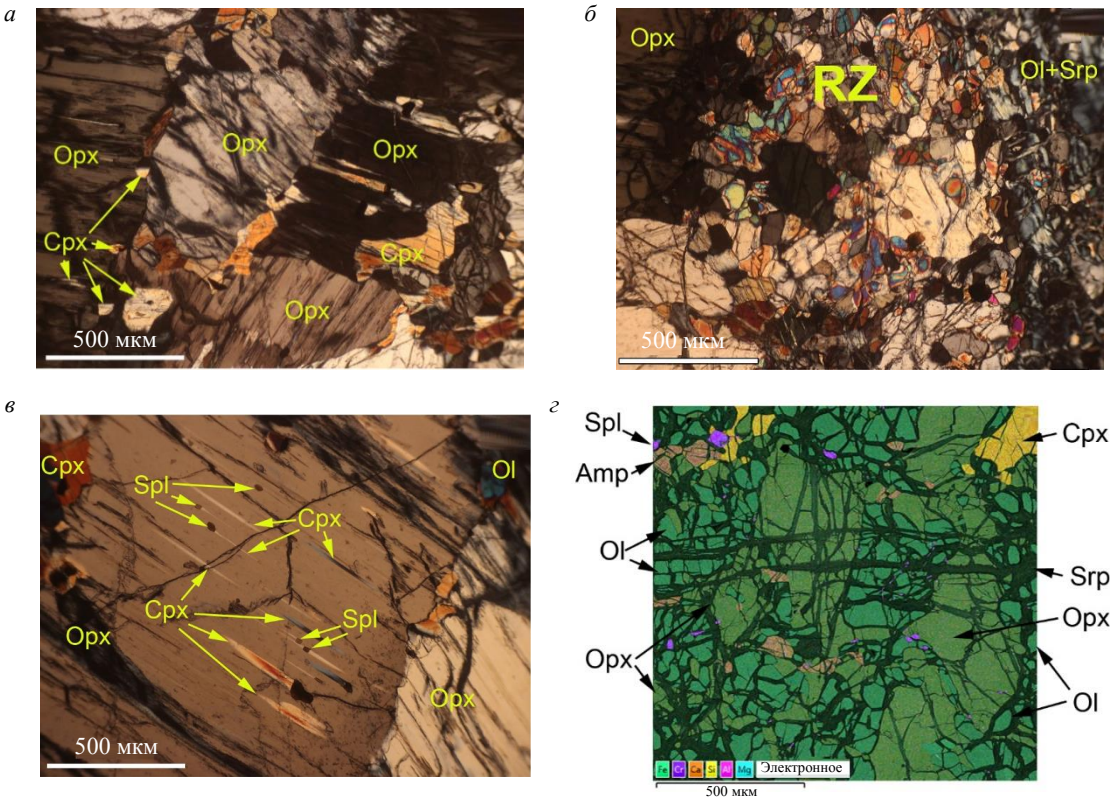


Рис.3. Петрографические особенности ультрамафитов из скважины GT-HY-1:
а – крупные деформированные зерна ортопироксена с включениями клинопироксена; *б* – зона рекристаллизации (RZ), сложенная мелкими новообразованными зернами (необластами) вблизи крупного деформированного зерна ортопироксена; *в* – выделение новых фаз внутри зерна ортопироксена, подверженного пластической деформации; *г* – типичная ЭДС-карта лерцолита из рудовмещающей толщи месторождения Алмаз-Жемчужина; Amp – амфибол; Cpx – клинопироксен; Ol – оливин; Opx – ортопироксен; Spl – хромшпинелид; Srp – серпентин

максимально магнезиальным составом (Fo_{97-98}) и аномально высокими концентрациями никеля (до 1,8 мас.% NiO) (табл.2). По результатам использования геотермометров [35-37] закрытие обменных реакций между оливином и хромшпинелидом происходило в интервале температур 700-850 °C и фугитивности кислорода от –1,04 до +2,8 ΔFMQ.

Таблица 2

Состав оливина из включений в хромшпинелидах месторождения Алмаз-Жемчужина

Оксид	Состав, мас.%								
SiO_2	41,30	41,31	41,38	41,11	40,61	41,50	41,10	42,56	42,75
FeO	2,77	2,94	1,87	2,12	2,45	2,58	2,62	2,97	2,51
MgO	54,71	55,38	55,06	54,47	53,84	56,05	54,78	54,94	55,26
NiO	0,65	0,69	1,66	1,83	1,51	0,95	0,94	1,41	0,67
Total	99,4	100,3	100,0	99,5	98,4	101,1	99,4	101,9	101,2
Элемент	Состав, apfu								
Si	0,982	0,973	0,978	0,978	0,978	0,969	0,977	0,993	1,000
Fe	0,055	0,058	0,037	0,042	0,049	0,050	0,052	0,058	0,049
Mg	1,951	1,956	1,953	1,944	1,944	1,963	1,953	1,923	1,939
Ni	0,012	0,013	0,032	0,035	0,029	0,018	0,018	0,027	0,013
Fo	0,973	0,971	0,981	0,979	0,975	0,975	0,974	0,971	0,975

Изучение образцов ультрамафитов методом EBSD позволило получить серию текстурных диаграмм (прямых полюсных фигур) для главных породообразующих минералов – оливина и ортопироксена. К сожалению, полные микроструктурные карты получить не удалось вследствие значительной серпентинизации пород, а в ряде случаев из-за искаженной кристаллической решетки ортопироксенов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

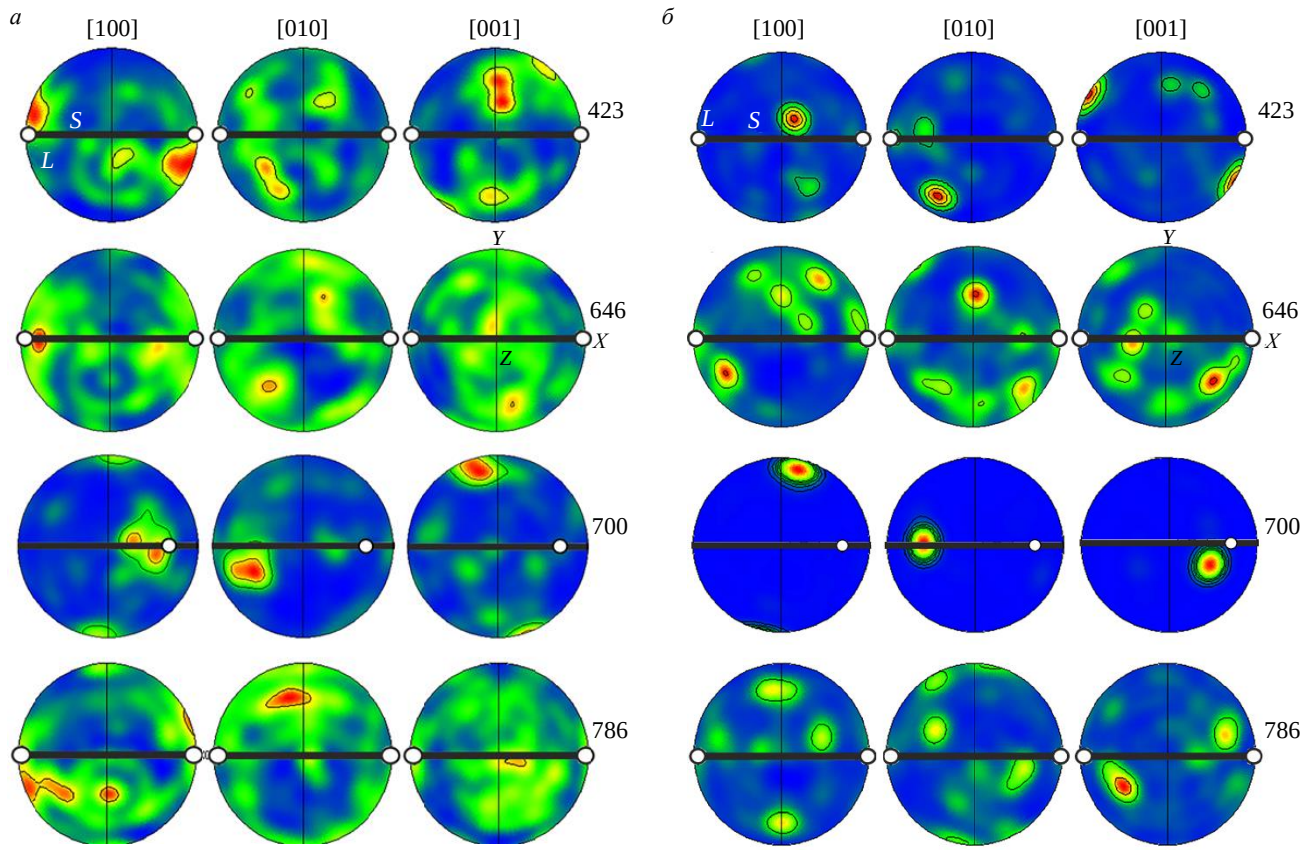


Рис.4. Прямые полюсные фигуры для породообразующего оливина (*а*) и ортопироксена (*б*) из образцов ультрамафитов скважины GT-HY-1. Верхняя полусфера равноплощадной проекции; *S* – проекция плоскости минеральной уплощенности и полосчатости; *L* – выходы линейности

Текстуры, полученные для оливина и ортопироксена из вмещающих ультрамафитов, характеризуются довольно сильной предпочтительной кристаллографической ориентировкой обоих минералов. Выявлены следующие типы текстур оливина: 1) максимум оси [100] вблизи плоскости минеральной уплощенности и рядом с выходом линейности, при этом ось [001] образует максимум на плоскости уплощенности перпендикулярно линейности, а максимум оси [010] расположен перпендикулярно плоскости уплощенности (образцы 646, 786, рис.4, *а*); 2) максимум оси [100] также расположен вблизи плоскости уплощенности и выхода линейности, но две другие оси меняются местами: максимум [010] расположен на плоскости уплощенности, а максимум [001] перпендикулярен ей (образец 700, рис.4, *а*).

В ортопироксене почти во всех случаях фиксируется совпадение или незначительное отклонение оси [001] от выхода линейности (рис.4, *б*), что говорит о направлении скольжения. Плоскости скольжения в разных образцах определяются по-разному: (100) – в образце 700, (010) – в образце 423 и множественные плоскости в двух других образцах (рис.4, *б*). Наряду с трансляционным скольжением, в изученных образцах ультрамафитов значительную роль играла синтектоническая рекристаллизация, которая в некоторой степени усложнила петроструктурные узоры.

Для микроструктурных исследований был выбран образец густовкрапленного хромитита линзовидно-полосчатой текстуры (рис.5, *а*) с четко выраженными макроскопическими структурными элементами – полосчатостью и линейностью, из которого были изготовлены препараты размером 20×30 мм (рис.5, *б*).

Макроскопическое и минераграфическое изучение показало, что образец представляет собой сочетание участков полосчатой текстуры и средне-густовкрапленной структуры с размером индивидов хромшпинелида 0,1-1 мм и агрегатов хромшпинелида массивного строения линзовидной формы с включениями силикатного материала. Размер индивидов в массивных агрегатах визуально определяется в пределах 1-5 мм, однако более точно определить размер зерен не представляется

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2024. Т. 266. С. 218-230
© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

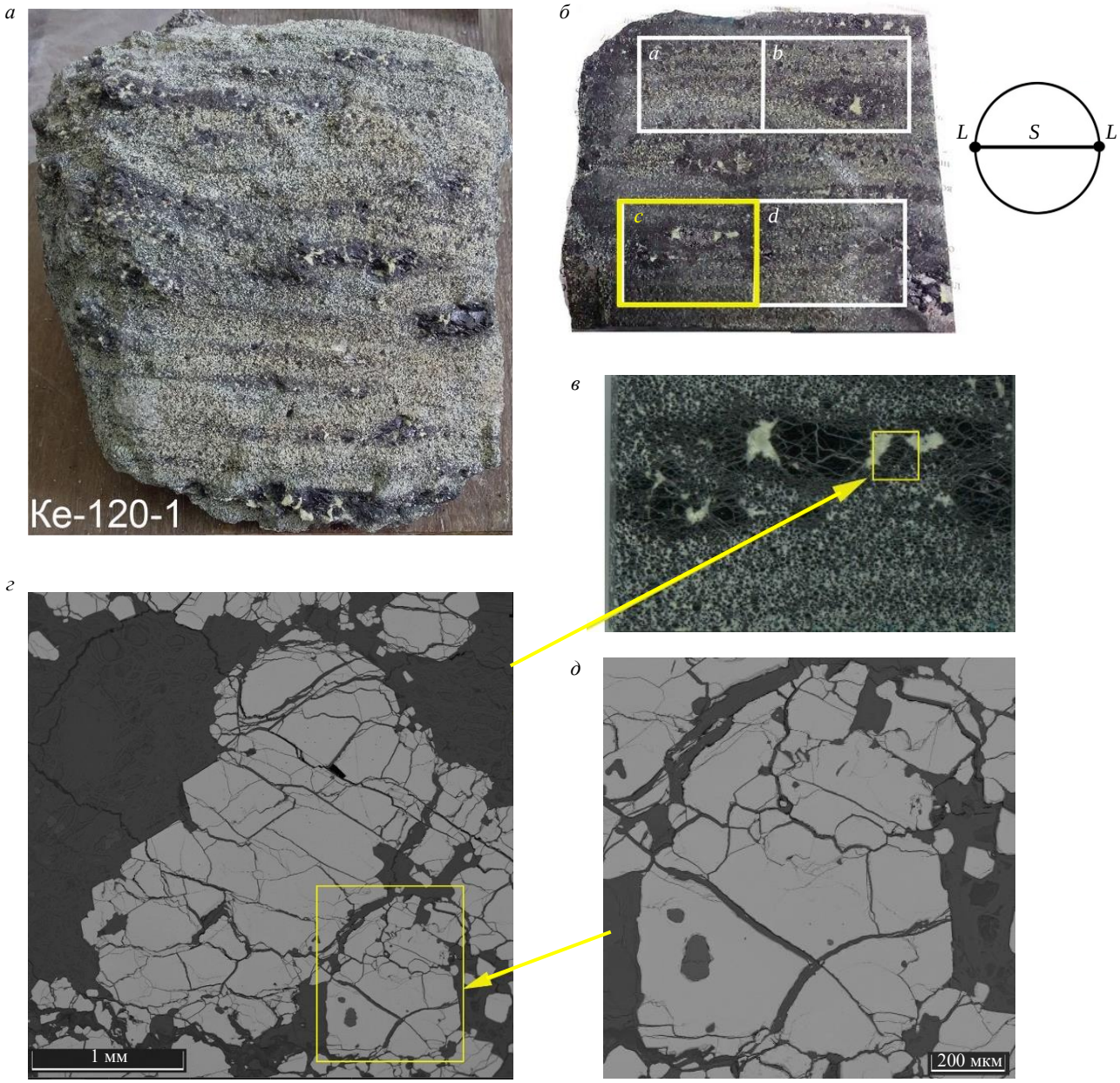


Рис.5. Общий вид и детали строения исследованного образца хромитита линзовидно-полосчатой текстуры Ке-120-01:
а – общий вид образца до препарирования; *б* – вид части среза перпендикулярно к полосчатости и макроскопические структурные элементы; *в* – общий вид препарата, изученного методом EBSD;
г – деталь препарата с агрегатами массивного строения; *д* – один из исследованных участков

возможным из-за изотропного характера оптических свойств хромшпинелида (кубическая сингония, непрозрачность) и трещиноватости зерен (рис.5, *в-д*). Исследования микроструктуры с применением методов EBSD были проведены на препарате *с* (рис.5, *б*), шаг сканирования составил на большей части участков 20 мкм, а один из них был изучен более детально с шагом 10 мкм (рис.5, *в-д*).

Проведенные инструментальные микроструктурные исследования в целом подтвердили предположения о различном гранулометрическом строении участков с разной текстурой (структурой), что наиболее отчетливо проявляется на картах, составленных в цветной кодировке обратных полюсных фигур (ОПФ) (рис.6). В левой части рис.6 приведены карты контраста Кикучи полос (КП), которые характеризуют качество выполненных измерений, во всех приведенных примерах оно является хорошим, о чем свидетельствует однородность изображений и преобладание светлых тонов (высокий контраст КП). Более темные участки свидетельствуют о большей степени

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

EDN FJNEDQ

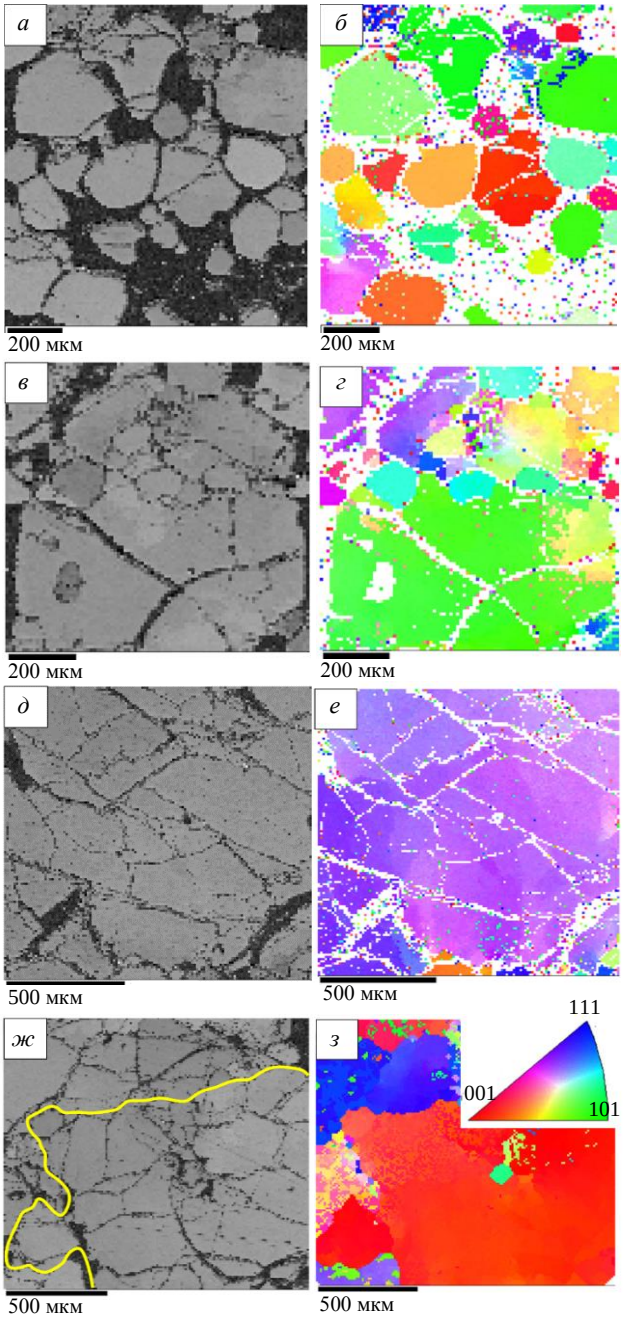


Рис.6. Микроструктурные карты участков образца хромитита линзовидно-полосчатой текстуры Ке-120-01: *а*, *б* – участок вкрапленного строения (*а* – контраст Кикучи полос (КП), *б* – карта ОПФ); *в*, *г* – участок переходного строения от вкрапленного к массивному, показан на рис.5, *д* (*в* – контраст КП, *г* – карта ОПФ); *д-з* – участки массивного строения (*д*, *ж* – контраст КП, *е*, *з* – карты ОПФ); *ж* – желтым цветом показана граница зерна с ориентировкой {001} на фрагменте *з*, на врезке – цветовой ключ к картам ОПФ

искаженности кристаллической решетки минералов. Для понимания карт ОПФ на врезке (рис.6, *з*) приведен типовой цветовой ключ для кристаллов кубической сингонии.

На участках вкрапленного строения, где зерна хромита отделены друг от друга силикатным матриксом, большинство зерен имеет однородную ориентировку, размер зерен составляет 70-250 мкм (рис.6, *а*, *б*). Однако некоторые зерна обнаруживают доменное строение (субзеренную структуру), разориентировка между субзернами составляет до 15°.

В агрегатах хромшпинелида переходного типа (на контакте вкрапленной и массивной зон) отмечается наличие разнозернистой структуры с двумя максимумами размеров участков однородной ориентировки: 70-200 мкм и более 500 мкм (рис.6, *в*, *г*). Внутри участков второго типа часто можно наблюдать как локальные неоднородности с малоугловыми границами 1-10°, так и небольшие по размерам включения, отделенные от матрикса большеугловыми границами (более 15°).

Внутренние части участков массивного строения представляют собой области с практически однородной структурой, величина угла разориентировки не превышает 5° (рис.6, *д*, *е*). Границы между блоками однородного строения могут быть резкими и при этом совершенно независимыми от наблюдаемых визуально физических разделов, выраженных тонкими трещинами (рис.6, *ж*, *з*).

Помимо изучения главных породообразующих и рудообразующих минералов ультрамафитов (оливина и ортопироксена) и хромититов (хромшпинелид) южной части Кемпирсайского массива, нами была исследована внутренняя структура более редких для ультрамафитов минералов – клинопироксенов, которые представлены кальций-магнезиальной разновидностью – диопсидом ($CaMg(Si_2O_6)$). Заметное присутствие диопсида отмечается в трех изученных образцах частично серпентинизированных перидотитов – 646, 700 и 786. Изучение методом EBSD позволило выявить наличие довольно сильных предпочтительных кристаллографических ориентировок данного минерала при значениях индекса M = 0,1-0,4 (рис.7). Следует отметить, что лишь в образце 700 отмечается совпадение максимума интенсивности выходов одной из осей [001] с направлением линейности и максимума оси [100], направленного перпендикулярно к плоскости минеральной уплощенности, что характерно для системы скольжения (100)[001]. Данная система скольжения является наиболее типичной также и для ортопироксенов. В двух других образцах получены более размытые текстурные узоры, что может быть связано

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2024. Т. 266. С. 218-230
© Д.Е.Савельев, С.Н.Сергеев, Д.К.Макатов, 2024

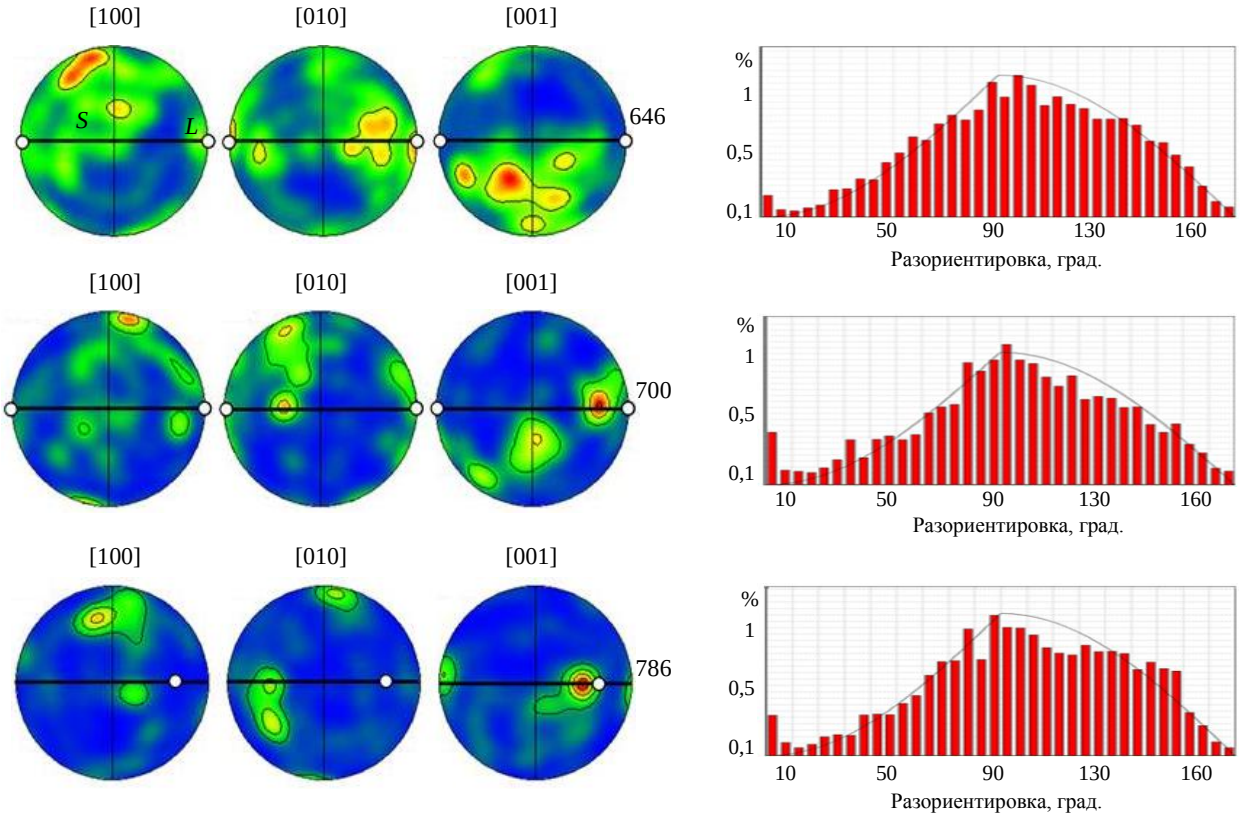


Рис.7. Прямые полюсные фигуры для клинопироксенов из образцов ультрамафитов скважины GT-HY-1

с двумя основными причинами: значительной долей рекристаллизованных зерен диопсида в изученных образцах, а также с присутствием кристаллов, испытавших плавление (фрагментов закристаллизованного частичного расплава).

Обсуждение результатов. Полученные петрографические, минералогические и микроструктурные данные в целом согласуются с общими закономерностями строения ультрамафитовых комплексов и залежей хромититов [4], хотя в частностях расходятся с некоторыми известными положениями. В изученном хромитоносном разрезе довольно широко распространены лерцолиты с глиноземистым шпинелидом. Дуниты содержат высокохромистый акцессорный хромшпинелид, а оливин из включений весьма обогащен никелем [32, 33]. Все это говорит о высокой степени деплетирования околорудных ультрамафитов, хотя в целом разрез представлен относительно слабо истощенными породами верхней мантии.

Полученные микроструктурные данные говорят о формировании ультрамафитов в условиях высокотемпературного пластического течения, сопровождавшегося синтектонической рекристаллизацией [25]. Судя по текстурным диаграммам, в оливине проявились две системы скольжения (010)[100] и (001)[100], которые соответствуют типам текстур A и E по классификации [38]. Оба типа текстур диагностированы в экспериментах при стрессе до 300 МПа, при этом тип A реализуется в «сухих» (< 200 ppm H/Si), а тип E во «влажных» условиях (200-1000 ppm H/Si) [38].

В ортопироксене получены более сложные петроструктурные узоры, что связано с меньшей пластичностью данного минерала по сравнению с оливином [39, 40] и, как следствие, наличием нескольких групп зерен – деформированных порфирокластов с доменным строением и необластов, сформированных в ходе синтектонической рекристаллизации.

Макротекстурные и микроструктурные особенности хромититов также были сформированы в условиях пластического течения вмещающих дунитов с рассеянным рудным материалом. Особенно ярко это проявлено в линзовидно-полосчатых разновидностях руд. Различия в гранулометрическом составе участков вкрапленного и массивного строения хорошо объясняются именно с позиции твердофазного генезиса руд. Согласно реоморфической модели [9, 32, 41], наиболее мобильными членами мантийных разрезов офиолитов являются дуниты, образующиеся в результате

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

деформационно-индуцированного распада ортопироксенов [41]. Этот же процесс ведет к первичному повышению концентрации хромшпинелидов, которые кристаллизуются из примесных количеств хрома и алюминия, входивших в пироксены. Поскольку оливин является самым реологически слабым минералом верхней мантии [39], то в дунитовых зонах локализуется пластическое течение и связанная с ним твердофазная дифференциация вещества. Вследствие значительно более высокой реологической жесткости, зерна хромшпинелидов в оливиновом агрегате преимущественно ведут себя как жесткие включения, которым в таком твердофазном потоке энергетически выгодно образовывать скопления – сегрегации, как было показано физико-математическим моделированием в работе [9].

Таким образом, внутри дунитов могла происходить сегрегация зерен хромита с формированием линзовидно-полосчатых скоплений, причем в центральных частях линз создавались условия для соприкосновения изначально рассеянных рудных зерен, на их контактах происходило нивелирование изначальной разориентировки, т.е. образовалось новое зерно с однородной кристаллографической ориентацией. Подобный механизм был предложен для объяснения особенностей микроструктуры в хромититах Индии [42] и близок к «спеканию под давлением» (high-P sintering), который предлагается для объяснения генезиса крупнозернистых массивных хромититов как в офиолитовых, так и в расслоенных комплексах [43, 44].

Микроструктурные исследования подтвердили ранее высказанное предположение о том, что размеры индивидов хромшпинелида критически зависят от структурных особенностей, а те, в свою очередь, от стадии процесса сегрегации. На ранней стадии каждое зерно хромшпинелида окружено зернами оливина, и поэтому размер рудных зерен имеет один максимум, соответствующий условиям деформации и всегда равен или меньше размера оливиновых зерен. Однако, когда сегрегация достигает некоего критического уровня, который может быть условно обозначен как «начало соприкосновения зерен», начинается рост агрегатов хромита (аккреция) и стирание ориентационных различий. Такой направленности процесса способствует значительно меньшая деформируемость хромита по сравнению с оливином и замедление пластического течения вблизи участков с повышенной концентрацией рудных зерен. Близкий к описанному механизм роста крупных зерен (порфиробластов) более реологически сильных минералов (в частности, гранатов) в метаморфических породах был описан в работе [45].

Заключение. Проведенные микроструктурные исследования хромититов и вмещающих ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина позволили получить количественные данные о внутренней структуре пород. Установлено, что становление ультрамафитов происходило в условиях субсолидусного высокотемпературного (650-950 °С) пластического течения. Статистические данные о кристаллографической ориентировке оливина свидетельствуют о том, что основным механизмом деформации являлось трансляционное скольжение по системам (010)[100] и (001)[100], подчиненное значение имела синтектоническая рекристаллизация. В ортопироксене пластическое течение также реализовалось по механизму трансляционного скольжения: системы (100)[001] и (010)[001], при этом синтектоническая рекристаллизация проявлена значительно сильнее по сравнению с оливином. Хромититы также демонстрируют текстуры и структуры, сформированные в условиях пластического течения. Вкрапленные руды имеют более мелкозернистое строение по сравнению с массивными: в образовании структуры последних важная роль принадлежала аккреции рудных зерен, которая сопровождалась унификацией их кристаллографической ориентировки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 217 с.
2. *Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 179 с.
3. *Melcher F., Grum W., Simon G. et al.* Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite // Journal of Petrology. 1997. Vol. 38. Iss. 10. P. 1419-1458. DOI: 10.1093/petroj/38.10.1419
4. *González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Proenza J.A. et al.* Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // Lithos. 2014. Vol. 189. P. 140-158. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.09.008
5. *Yao Wu, Mengjing Xu, Zhenmin Jin et al.* Experimental constraints on the formation of the Tibetan podiform chromitites // Lithos. 2016. Vol. 245. P. 109-117. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.08.005

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

6. *Fahui Xiong, Basem Zoheir, Richard Wirth et al.* Mineralogical and isotopic peculiarities of high-Cr chromitites: Implications for a mantle convection genesis of the Bulqiza ophiolite // Lithos. 2021. Vol. 398-399. № 106305. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106305

7. *Johan Z., Martin R.F., Ettler V.* Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits // European Journal of Mineralogy. 2017. Vol. 29. Iss. 4. P. 543-555. DOI: 10.1127/ejm/2017/0029-2648

8. *Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В. и др.* Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 394-423. DOI: 10.7868/S0016777015050044

9. *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. DOI: 10.18599/grs.2019.1.31-46

10. *Казаков А.Н.* Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

11. *Саранчина Г.М., Кожевников В.Н.* Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.

12. *Чернышов А.И., Юричев А.Н.* Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62-77. DOI: 10.7868/S0016853X1602003X

13. *Клепиков И.В., Васильев Е.А., Антонов А.В., Кудрявцев А.А.* Пирамиды роста граней {110} в природном алмазе // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 1. С. 127-133. DOI: 10.31857/S0869605521010068

14. *Klepikov I.V., Vasilev E.A., Antonov A.V.* Regeneration Growth as One of the Principal Stages of Diamond Crystallogenesis // Minerals. 2022. Vol. 12. Iss. 327. DOI: 10.3390/min12030327

15. *Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К.* Термическая история алмаза кимберлитовых трубок Архангельская и имени А.П.Карпинского-I // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 327-336. DOI: 10.31897/PMI.2022.57

16. *Till J.L., Moskowitz B.M.* Deformation microstructures and magnetite texture development in synthetic shear zones // Tectonophysics. 2014. Vol. 629. P. 211-223. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.04.026

17. *Vukmanovic Z., Barnes S.J., Reddy S.M. et al.* Morphology and microstructure of chromite crystals in chromitites from the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 165. Iss. 6. P. 1031-1050. DOI: 10.1007/s00410-012-0846-1

18. *Yudovskaya M.A., Costin G., Shilovskikh V.V. et al.* 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. Iss. 9. № 74. DOI: 10.1007/s00410-019-1613-3

19. *Bernard R.E., Behr W.M., Becker T.W., Young D.J.* Relationships Between Olivine CPO and Deformation Parameters in Naturally Deformed Rocks and Implications for Mantle Seismic Anisotropy // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. Vol. 20. Iss. 7. P. 3469-3494. DOI: 10.1029/2019GC008289

20. *Kumamoto K.M., Warren J.M., Hansen L.N.* Evolution of the Josephine Peridotite Shear Zones: 2. Influences on Olivine CPO Evolution // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. Vol. 124. Iss. 12. P. 12763-12781. DOI: 10.1029/2019JB017968

21. *Soustelle V., Manthilake G.* Deformation of olivine-orthopyroxene aggregates at high pressure and temperature: Implications for the seismic properties of the asthenosphere // Tectonophysics. 2017. Vol. 694. P. 385-399. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.11.020

22. *Michibayashi K., Mainprice D., Fujii A. et al.* Natural olivine crystal-fabrics in the western Pacific convergence region: A new method to identify fabric type // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Vol. 443. P. 70-80. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.03.019

23. *Munjae Park, Youngwoo Kil, Haemyeong Jung.* Evolution of Deformation Fabrics Related to Petrogenesis of Upper Mantle Xenoliths Beneath the Baekdusan Volcano // Minerals. 2020. Vol. 10. Iss. 9. № 831. DOI: 10.3390/min10090831

24. *Skemer P., Hansen L.N.* Inferring upper-mantle flow from seismic anisotropy: An experimental perspective // Tectonophysics. 2016. Vol. 668-669. P. 1-14. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.12.003

25. *Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Сергеев С.Н.* Микроструктурные особенности хромититов и ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский массив, Казахстан) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. 2023. № 26. С. 230-235. DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.230

26. *Варюхин В.Н., Пашинская Е.Г., Завдовеев А.В., Бурховецкий В.В.* Возможности метода дифракции обратнорассеянных электронов для анализа структуры деформированных материалов. Киев: Наукова думка, 2014. 104 с.

27. *Адамс Б.Л.* Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении. М.: Техносфера, 2014. 544 с.

28. *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.

29. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57-75.

30. *Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др.* Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: Институт геологии и геохимии, 1991. 159 с.

31. *Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илецкой зон Мугоджар // Труды Института геологических наук КазССР. 1975. С. 39-74.

32. *Saveliev D.E., Makatov D.K., Rakhimov I.R. et al.* Silicates from Lherzolites in the South-Eastern Part of the Kempirsay Massif as the Source for Giant Chromitite Deposits (the Southern Urals, Kazakhstan) // Minerals. 2022. Vol. 12. Iss. 8. № 1061. DOI: 10.3390/min12081061

33. *Saveliev D.E., Makatov D.K., Vishnevskiy A.V., Gataullin R.A.* Accessory Minerals in the Chromitite Ores of Dzharlybutak Ore Group of Kempirsai Massif (Southern Urals, Kazakhstan): Clues for Ore Genesis // Minerals. 2023. Vol. 13. Iss. 2. № 263. DOI: 10.3390/min13020263

34. *Савельева Г.Н., Перцев А.Н.* Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 115-132.

35. *Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 107. Iss. 1. P. 27-40. DOI: 10.1007/BF00311183

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

36. *Ono A.* Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists. 1983. Vol. 78. Iss. 4. P. 115-122. DOI: 10.2465/ganko1941.78.115

37. *Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.* A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 68. Iss. 3. P. 325-334. DOI: 10.1007/BF00371554

38. *Haemyeong Jung.* Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // Geosciences Journal. 2017. Vol. 21. Iss. 6. P. 985-1011. DOI: 10.1007/s12303-017-0045-1

39. *Yamamoto J., Ando J., Kagi H. et al.* In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals // Physics and Chemistry of Minerals. 2008. Vol. 35. Iss. 5. P. 249-257. DOI: 10.1007/s00269-008-0218-6

40. *Saveliev D.E.* Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // Mineralium Deposita. 2021. Vol. 56. Iss. 6. P. 1111-1132. DOI: 10.1007/s00126-021-01044-5

41. *Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И.* О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 2. С. 200-204. DOI: 10.7868/S0869565217260176

42. Ghosh B., Misra S., Morishita T. Plastic deformation and post-deformation annealing in chromite: Mechanisms and implications // American Mineralogist. 2017. Vol. 102. Iss. 1. P. 216-226. DOI: 10.2138/am-2017-5709

43. *Johnson C.* Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan: Submitted in partial fulfilment of the requirements for the degree of Ph.D. Cardiff University, 2012, p. 468.

44. *White J.C., White S.H.* On the structure of grain boundaries in tectonites // Tectonophysics. 1981. Vol. 78. Iss. 1-4. P. 613-628. DOI: 10.1016/0040-1951(81)90032-9

45. *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. Iss. 3. P. 269-290. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2001.00

***Авторы*: Д.Е.Савельев,** *д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, savl71@mail.ru, https://orcid.org/0000-0001-8910-6992* (*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия*), **С.Н.Сергеев,** *младший научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0001-5494-390X* (*Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, Уфа, Россия*), **Д.К.Макатов,** *докторант PhD, https://orcid.org/0009-0006-5059-2851* (*Карагандинский технический университет имени Абылкаса Сагинова, Караганда, Республика Казахстан*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0