

УДК 552.321.6+553.46

DOI:10.35597/2313-545X-2019-5-4-1

**ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ
ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ МАНТИЙНОГО РАЗРЕЗА
НУРАЛИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Д.Е. Савельев

*Институт геологии Уфимского федерального научного центра РАН,
ул. К. Маркса, 16/2, г. Уфа, 450077 Россия; savl71@mail.ru*

**MORPHOLOGICAL AND COMPOSITIONAL FEATURES
OF CHROMIAN SPINEL FROM MANTLE ULTRAMAFIC ROCKS
OF THE NURALI MASSIF (SOUTH URALS)**

D.E. Saveliev

*Institute of Geology, Ufa Federal Science Center, Russian Academy of Sciences,
ul. K. Marx, 16/2, Ufa, 450077 Russia; savl71@mail.ru*

В статье описаны акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов и дунитов мантийной части разреза офиолитового комплекса Нуралинского массива на Южном Урале. Для лерцолитов типичными являются ксеноморфные хромшпинелиды, ассоциирующие с оливином, пироксенами и плагиоклазом. Состав пороодообразующих силикатов и хромшпинелидов характерен для мантийного разреза офиолитов. Оливин и ортопироксен представлены высокомагнезиальными разновидностями, клинопироксен – диопсидом, а фигуративные точки состава хромшпинелидов концентрируются вдоль стороны Al–Cr на треугольной диаграмме. От лерцолитов к дунитам постепенно увеличивается магнезиальность оливина и хромистость шпинелида. Наиболее интересными с генетической точки зрения являются вермикулярные хромшпинелиды (тип I), захватывающие фрагменты оливина и ортопироксена, и хромшпинель-плагиоклазовые сегрегации (тип II), напоминающие симплектиты. Первый тип образован в результате синкинематического роста хромшпинелидов внутри деформирующегося силикатного матрикса. Второй тип, вероятнее всего, образовался при декомпрессионном распаде фазы высокого давления, обогащенной Cr, Al и Ca (гранат существенно кноррингитового состава?). В дунитах, наряду с типичными эвгедральными кристаллами (тип III), содержащими включения оливина и паргасита, встречены многочисленные тонкие стержневидные выделения в объеме пластически деформированных зерен оливина (тип IV). Последние иногда встречаются вблизи тонких выделений паргасита. Образование стержневидных кристаллов хромшпинелида интерпретируется как результат деформационно-индуцированной сегрегации примесных элементов на дефектах структуры оливина.

Илл. 7. Табл. 4. Библ. 48.

Ключевые слова: хромшпинелиды, ультрамафиты, офиолиты, Южный Урал, массив Нурали.

Accessory chromian spinels of lherzolites and dunites from a mantle section of the Nurali ophiolite massif are described in the paper. Lherzolites typically host anhedral chromian spinel

grains associated with olivine, pyroxenes and plagioclase. The compositions of silicates and chromian spinels are typical of those from ophiolite mantle sections. Olivine and orthopyroxene are characterized by high Mg content (forsterite and enstatite); clinopyroxene is diopside. The compositions of chromian spinel on the Al–Cr–Fe⁺³ plot occur close to the Al–Cr side. The #Cr and #Mg values of chromian spinels increase from lherzolites to dunites. Both vermicular spinels trapping olivine and orthopyroxene fragments (type I) and symplectite-like intergrowths of chromian spinel and plagioclase (type II) are most genetically interesting. Type I formed during synkinematic growth in deformed silicate matrix. Type II possibly formed as a result of decompression breakdown of a high-P mineral phase enriched in Cr, Al and Ca (a knorringite-type garnet?). In dunites, numerous tiny chromian spinel rods (type IV) in plastic deformed olivine are observed along with typical euhedral chromian spinel (type III) with inclusions of olivine and pargasite. Latter ones locally occur closely to fine pargasite grains. The formation of chromian spinel rods is explained as a result deformation-induced segregation of trace elements on the structural defects of the olivine lattice.

Figures 7. Tables 4. References 48.

Key words: chromian spinel, ultramafic rock, ophiolite, South Urals, Nurali massif

Введение

Акцессорные хромшпинелиды из ультрамафитов мантийного разреза офиолитовых комплексов часто используются в качестве индикаторов физико-химических условий образования пород (Dick, Bullen, 1984 и др.) и степени частичного плавления мантийного материала (Arai, 1980; Morishita et al., 2006 и др.). Их составы используются для реконструкции геодинамической обстановки формирования данных комплексов (Паланджян, 1992; Arai, 1994; Barnes, Roeder, 2001) и метаморфических преобразований, которые претерпели породы при внедрении в верхние горизонты земной коры (Макеев, Брянчанинова, 1999). Широкий спектр применения хромшпинелидов в петрологии ультраосновных пород и палеогеодинамических реконструкциях обусловлен чувствительностью состава минералов к изменению внешних условий.

Другой важной характеристикой хромшпинелидов является их форма выделения и минеральные ассоциации, в которых они встречаются. Для мантийных разрезов офиолитовых комплексов установлены некоторые закономерности изменения морфологии хромшпинелидов. Одна из главных особенностей заключается в том, что в наименее деплетированных породах мантийного разреза – лерцолитах – обычно встречаются ксеноморфные (ангедральные, вермикулярные) хромшпинелиды (Mercier, Nicolas, 1975; Nielson-Pike, Schwarzman, 1977; Leblanc, 1980 и др.) и с увеличением деплетированности (и/или степени плавления) с переходом к гарцбургитам форма их зерен становится преимущественно гипидиоморфной. В дунитовых телах почти всегда акцессорные хромшпинелиды

демонстрируют габитус, близкий к кристаллографическому.

Увеличение содержания хромшпинелидов в рудных телах часто сопровождается обратной направленностью изменения морфологии зерен минерала: в редковкрапленных рудах хромшпинелиды преимущественно идиоморфные, но в густовкрапленных уже преобладают гипидиоморфные, а в массивных доминируют ангедральные зерна, причем размер индивидов (в отличие от акцессорных) значительно варьирует.

Третьей важной характеристикой хромшпинелидов являются минеральные включения, которые часто обнаруживаются внутри зерен. Традиционно наличие включений использовалось для того, чтобы обосновать магматический способ образования пород и руд (Stoll, 1958; Moutte, 1982). Однако в последние десятилетия выяснилось, что состав включений может значительно отличаться от составов предполагаемых родоначальных или реагировавших с мантией расплавов (Auge, 1987; McElduff, Stumpfl, 1991; Пушкарев и др., 2015; Borisova et al., 2012; Johan et al., 2017; Miura et al., 2012; Yudovskaya et al., 2019 и др.). При этом включения стали называть «экзотическими» и были предложены многочисленные варианты интерпретации их происхождения.

В данной статье проведен анализ морфологического разнообразия хромшпинелидов в мантийном разрезе массива Нуралы с учетом вариаций их химизма, наличия и состава минеральных включений и сделана попытка интерпретации механизмов их образования.

Методика исследований

Объектами исследования стали образцы шпидель-плагноклазовых лерцолитов и дунитов Нуралинского массива, отобранные автором в его центральной части (верховья р. Миасс) (рис. 1), в области развития наименее измененных пород. Основными методами изучения являлись петрографический и электронно-микроскопический.

Электронно-микроскопические исследования проводились в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 SBH Tescan с энергодисперсионным анализатором x-Act Oxford Instruments (Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа). Химический состав минералов определен в безталонном режиме с нормализацией к 100 %. Формулы минералов рассчитывались на три (хромшпинелиды и оливин), четыре (пироксены) и пять (плагноклаз) катионов соответственно. В формуле хромшпинелидов количество двух- и трехвалентного железа определялось по стехиометрии минерала. По данным химического анализа хромшпинелидов рассчитывались атомные отношения и соответствующие числовые характеристики: хромистость $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ и магнезиальность $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$. По составам оливина и пироксенов определены содержания минералов: форстерита (Fo), энстатита (En), ферросилита (Fs), волластонита (Wo); для плагноклазов определено содержание анортита (An).

Фактический материал

Краткая геологическая характеристика разреза. Офиолиты Нуралинского массива занимают площадь около 120 км². Ультраосновные породы локализованы в зоне Главного Уральского разлома, отделяющего палеоконтинентальный (на западе) и

палеоокеанический (на востоке) секторы Южного Урала. Разрывными нарушениями субширотного простирания массив разбит на серию блоков. Наиболее значительные разломы выполнены долинами

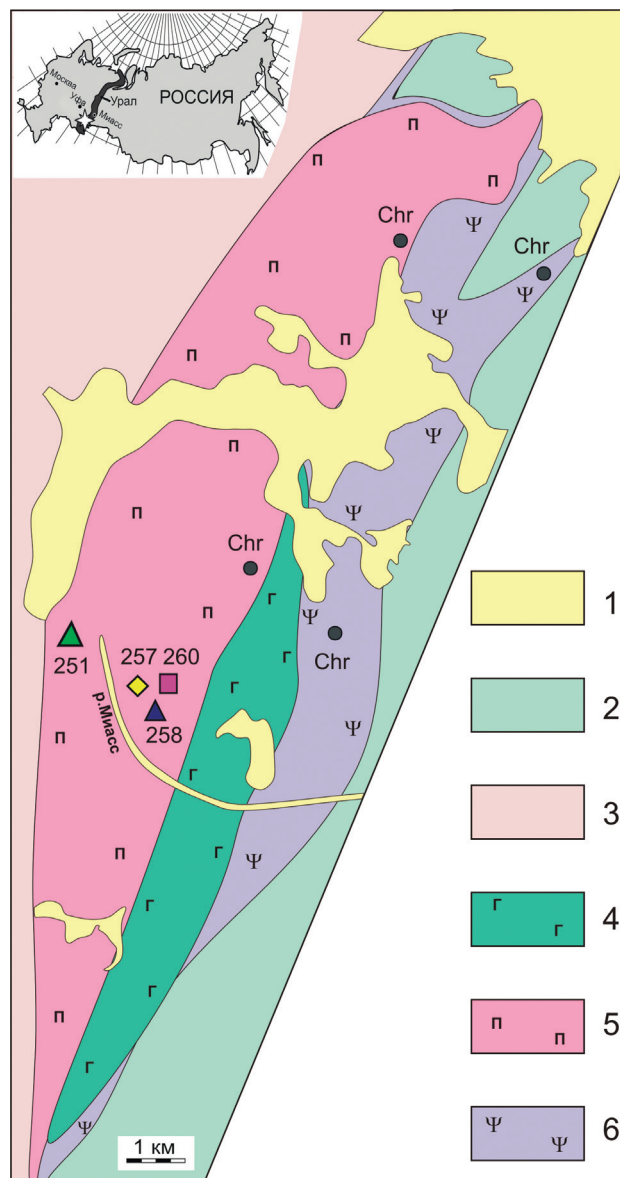


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Нуралинского ультрамафитового массива, по (Шумихин, 1980ф) с упрощениями.

1 — преимущественно аллювиальные отложения, 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы Западно-Магнитогорской зоны, 3 — метаморфизованные осадочные породы Центрально-Уральского поднятия, 4–6 — офиолитовый комплекс Нуралинского массива: 4 — коровый разрез (габброиды, клинопироксениты, вебстериты, верлиты), 5 — мантийный разрез (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты), 6 — серпентинитовый меланж. Цифры на рисунке — номера образцов, Chr — рудопроявления хрома.

Fig. 1. Schematic geological map of the central part of the Nurali ultramafic massif, simplified after (Shumikhin, 1980).

1 — alluvial sediments; 2 — sedimentary and volcanosedimentary complexes of the West Magnitogorsk zone, 3 — metamorphosed sedimentary rocks of the Central Uralian Uplift, 4–6 — ophiolite assemblage of the Nurali massif: 4 — crust section (gabbroic rocks, clinopyroxenites, websterites, wehrlites), 5 — mantle section (lherzolites, harzburgites, dunites), 6 — serpentinite mélange; on the map both localizations of studied samples with «NR» abbreviators; Chr — chromite occurrences.

рр. Нижний и Верхний Ирмель, Шерамбай, Шардатма. На схеме (рис. 1) показано строение наиболее крупного центрального блока массива, в западной части которого находится исток р. Миасс.

В строении мантийного разреза преобладают лерцолиты с аксессуарным хромшпинелидом (0.п–5 %). Отличительная особенность массива – широкое распространение плагиоклаза (иногда до 10 %). В лерцолитах встречаются небольшие по мощности тела дунитов, иногда – с небольшими линзами массивных и густовкрапленных хромититов. К востоку лерцолиты сменяются гарцбургитами и далее – дунитами, которые часто называются «краевыми», поскольку отделяют мантийную часть разреза (западную) от коровой (восточной). В дунитах широко распространены сегрегации вкрапленных хромититов, иногда образующие значительные по размерам скопления, в частности – Нуралинское месторождение бедновкрапленных руд (Шумихин, 1980ф).

Основными чертами строения дунит-гарцбургит-лерцолитовой части разреза являются 1) повсеместное развитие деформационных структур, свидетельствующее о высокотемпературных пла-

стических деформациях пород, и 2) постепенное увеличение магнезиальности пород с запада на восток к контакту с полосчатым дунит-верлит-пироксенитовым комплексом.

На рис. 2 показаны примеры проявления признаков высокотемпературной деформации в породообразующих минералах лерцолитов и дунитов. Они обычно выражены в образовании 1) кинк-банд структур в оливине и ортопироксене, 2) неравномерной ламеллярной структуры в ортопироксенах (ламели диопсида и паргасита, часто изогнутые и прерывистые), 3) неомаслов по периферии и внутри крупных деформированных зерен оливина и пироксенов, 4) сильно удлинённых кристаллов оливина, которые часто разделены поперечными малоугловыми границами (полосами сброса).

Рассмотрим эти признаки подробнее. На рис. 2 два наиболее крупных фрагмента демонстрируют неоднородное погасание и наличие полос излома (кинк-бандов). Деформация вызывает распад энстатита: в результате образуются ламели диопсида и/или паргасита, которые затем коалесцируют с образованием более изометричных зерен – неомаслов. На снимках хорошо видно, что вблизи та-

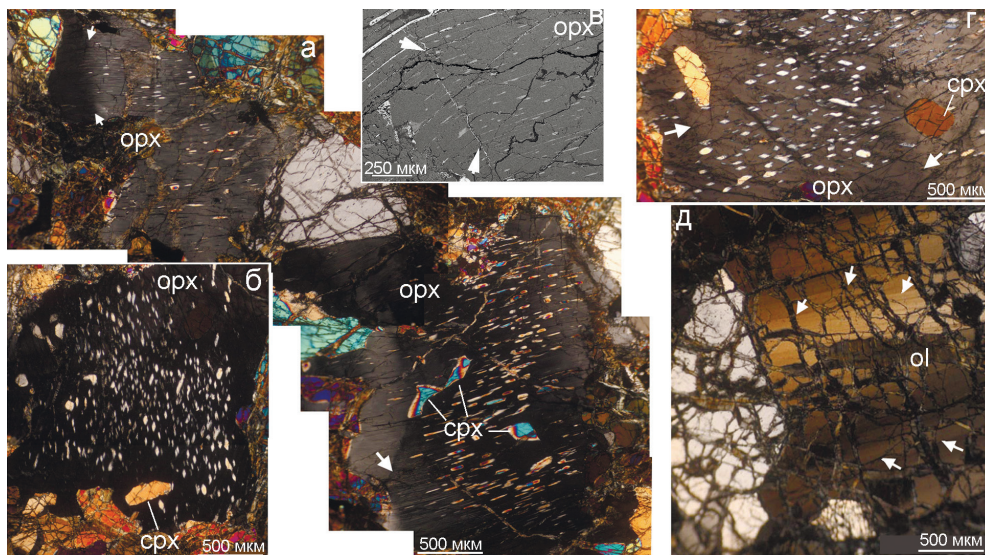


Рис. 2. Деформационные структуры перидотитов:

а – цепочка зерен ромбического пироксена, претерпевших пластическую деформацию и образование ламелл и неомаслов диопсида; б–г – ламели диопсида внутри деформированных порфирокластов энстатита; д – пластически деформированный индивид оливина с параллельными полосами пластического излома (белые стрелки).

Фото а, б, г, д – плоско-поляризованный свет; в – BSE режим. Здесь и далее: ol – оливин, орх – ортопироксен, срх – клинопироксен.

Fig. 2. Deformational textures of peridotites:

а – a chain of plastically deformed rhombic pyroxene grains associated with formation of diopside lamellae and neoblasts; б–г – diopside lamellae in the deformed enstatite porphyroclasts; д – plastically deformed olivine grain with parallel kink bands (white arrows).

Photos а, б, г, д – plain polarized light; в – BSE image. Hereinafter: ol – olivine, орх – orthopyroxene, срх – clinopyroxene.

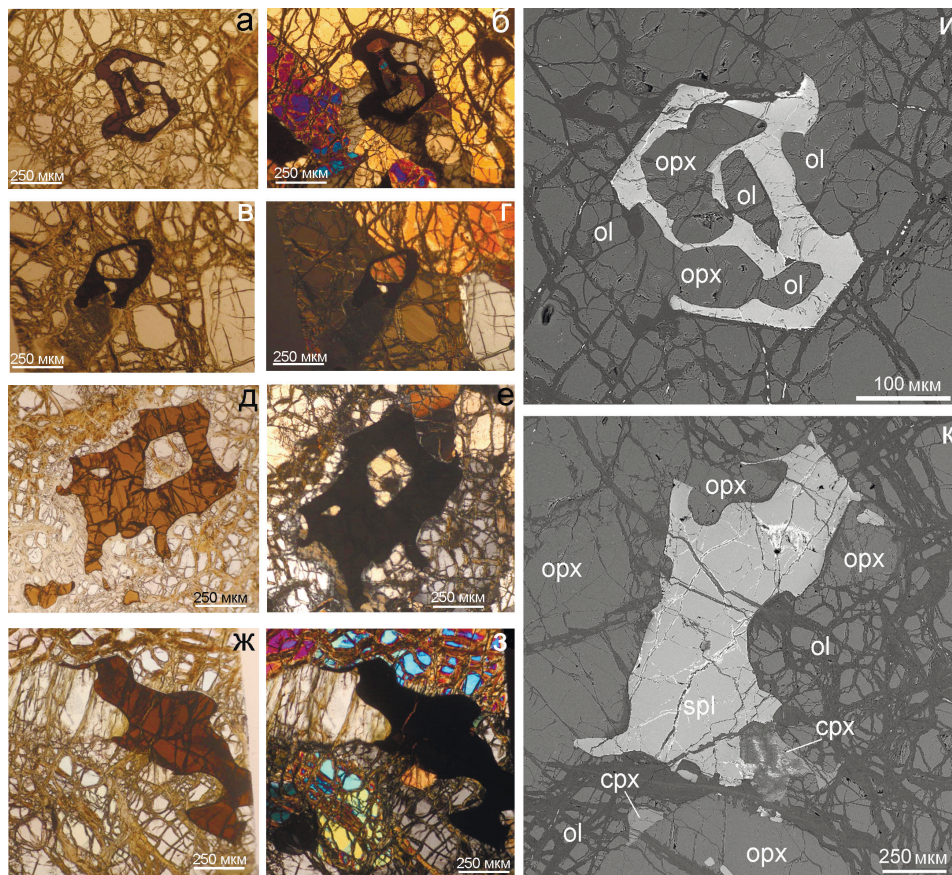


Рис. 3. Морфологические особенности аксессуарных хромшпинелидов из перидотитов. Пояснения см. текст.

Фото а–з – плоско-поляризованный свет; а, в, д, ж – николи параллельны; б, г, е, з – николи скрещены, и, к – BSE режим.

Fig. 3. Morphological features of accessory chromian spinel from peridotites. Explanation see text.

Photos а–з – plain polarized light; а, в, д, ж – parallel nicols; б, г, е, з – crossed nicols; и, к – BSE images.

ких более крупных зерен практически нет ламелей (рис. 2а, б, г). В оливине наблюдается «клавишная» структура, обусловленная наличием полос пластического излома, сетка серпентина наложена на первичный оливин в квазистатических условиях (рис. 2д). Подтверждается это тем, что полосы излома, сформированные при высокотемпературном мантийном течении, хотя и пересекаются прожилками вторичного серпентина, но не смещаются ими.

Морфологическое разнообразие хромшпинелидов. В изученных образцах перидотитов и дунитов хромшпинелиды демонстрируют различную морфологию: от скелетных и вермикулярных – в шпинель-плагноклазовых лерцолитах до идиоморфных – в дунитах. При более детальном изучении пород выявлены также тонкие включения хромшпинелидов внутри породообразующих силикатов.

В лерцолитах наиболее распространены ксеноморфные хромшпинелиды, значительно реже встречаются гипидиоморфные. На рис. 3а, 3б и 3и

кристалл хромшпинелида захватывает как оливин, так и ромбический пироксен. Он ксеноморфен по отношению к силикатным минералам, имеет футляровидный габитус, и, вместе с тем, нельзя не отметить стремление его внешних контуров к принятию кристаллографических очертаний, характерных для минералов кубической сингонии. Описанный хромшпинелид сходен с кристаллами типа фишхук (*fish hook*), но этот термин чаще используется при описании ксеноморфных хромшпинелидов из расслоенных интрузий (Yudovskaya et al., 2019).

На рис. 3в и 3г захваченный фрагмент оливина соизмерим с размером хромшпинелида. Последний обволакивает оливин вдоль границы, которая, скорее всего, является малоугловой, т.е. разделяет блоки пластически деформированного кристалла.

На рис. 3д и 3е показан индивид хромшпинелида «остролистной» морфологии (*holly leaf* в англоязычной литературе) (Nielson-Pike, Schwarzman, 1977; Johnson, 2012). Внутри кристалл содержит

включения оливина. Ответвления от кристалла хромшпинелида протягиваются вдоль высоко- и малоугловых границ соседних более крупных зерен оливина, фрагменты которых, по-видимому, могли быть также захвачены, если бы этот процесс не был прерван.

На рис. 3ж и 3з представлен ксеноморфный индивид хромшпинелида, от которого отходят тонкие ответвления вдоль межзерновых границ оливина и ортопироксена. Для подобных индивидов обычно используются термины ангедральный или «прерывистый» (*cusate*) (Johnson, 2012). Близкий к нему по морфологии индивид изображен на рис. 3к. В его верхней части отмечается тонкая просечка хромшпинелида, которая почти отделила небольшой овальный фрагмент ортопироксена от остальной части более крупного зерна (матрикса).

В отдельную структурно-вещественную группу можно выделить специфические минеральные ассоциации хромшпинелидов и плагиоклазов, которые часто встречаются в лерцолитах мантийного разреза массива Нурали. Обычно эти минералы образуют тесные сращения без участия других фаз, а их содержание в породах варьирует от первых процентов до 5–7 об. %, иногда достигая 10–15 об. %. В последнем случае они образуют струйки и полосы, маркирующие первичную полосчатость и минеральную уплощенность перидотитов.

В большинстве случаев плагиоклаз подвержен интенсивному преобразованию – пелитизации, пренитизации, реже – альбитизации. Наиболее свежие образцы удалось отобрать в верховьях р. Ми-

асс (NR-251, NR-257, NR-258). Для хромшпинель-плагиоклазовых сростков характерно наличие резких границ с остальной частью породы, сложенной преимущественно оливином и ортопироксеном (рис. 4). Обособления могут иметь изометричную (рис. 4а, б) либо уплощенную (рис. 4в) форму. Хромшпинелид всегда занимает центральное положение в сростках и характеризуется скелетной морфологией (рис. 4а, б). Плагиоклаз занимает периферическую часть и обычно представлен несколькими индивидами.

В удлиненных сростках закономерности строения, отмеченные выше, часто нарушены: здесь возможно присутствие оливина и ортопироксена в непосредственной близости от «хромшпинелидового скелета», да и сам скелет не так ярко выражен (рис. 4в).

Среди преобладающих лерцолитов в мантийной части разреза массива встречаются небольшие по протяженности (25–100 м) и мощности (1–10 м) тела подиформных дунитов линзовидной и столбовообразной формы. Для них также, как и для краевых дунитов, характерны идиоморфные, реже – гипидиоморфные акцессорные хромшпинелиды, часто со сглаженными внешними ограничениями (рис. 5а, б). Вместе с тем, в отдельных случаях удается зафиксировать индивиды, от которых отходят ответвления, следующие вдоль границ зерен оливина (рис. 5в, г). Из-за значительной петельчатой серпентинизации, проявленной в дунитах, в большинстве случаев трудно точно установить природу этих границ (мало- или высокоугловая). Идиоморфные

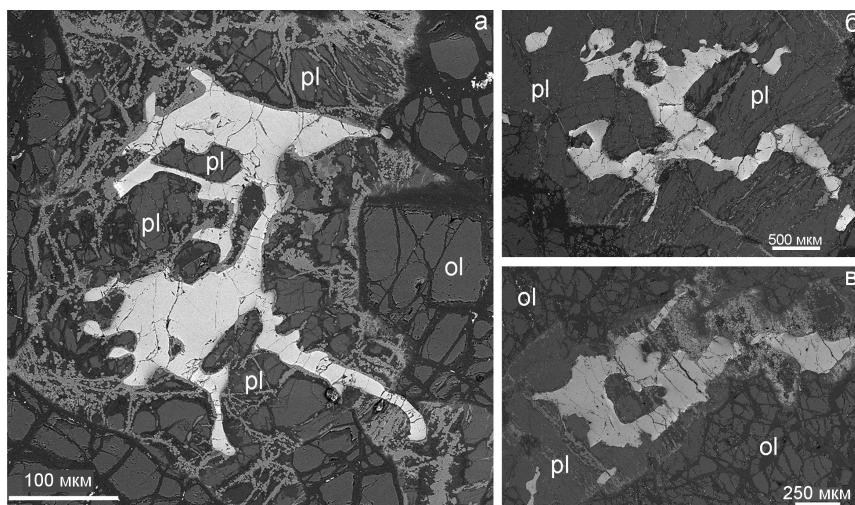


Рис. 4. Строение шпинель-плагиоклазовых обособлений в лерцолитах.

Фото а–в – BSE режим. Здесь и далее: pl – плагиоклаз.

Fig. 4. Structure of spinel-plagioclase aggregates in lherzolites.

Photos a–v – BSE images. Hereinafter: pl – plagioclase.

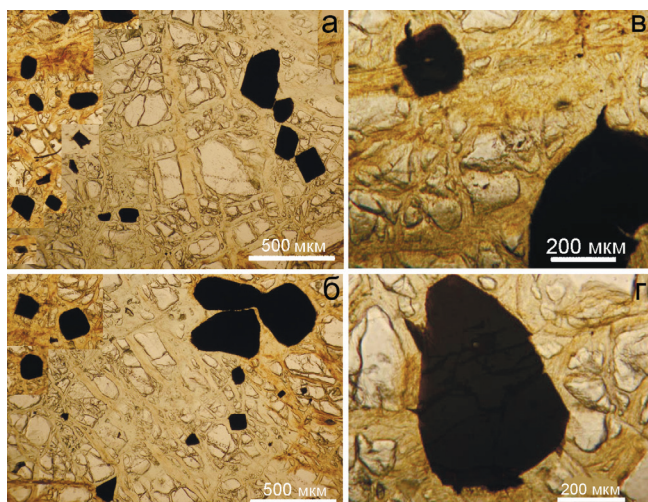


Рис. 5. Морфологические особенности акцессорных хромшпинелидов из дунитов. Пояснения см. текст.

Фото а–г – плоско-поляризованный свет, николи параллельны.

Fig. 5. Morphological features of accessory chromian spinel from dunites. Explanation see text

Photos a–g – plain polarized light, parallel nicols.

хромшпинелиды иногда содержат единичные либо множественные включения, которые представлены чаще всего паргаситом, реже – оливином и серпентинитом.

Наряду с описанными крупными зернами, размер которых обычно варьирует в пределах 50–2000 мкм, в оливине дунитов обнаружены многочисленные тонкие выделения хромшпинелидов (рис. 6). Они образуют удлинённые стержни в объёме зерен оливины, но чаще всего располагаются вдоль границ кинк-бандов. Длина стержней достигает 70 мкм при ширине и толщине менее 1 мкм. Распределены они неравномерно по площади шлифа: в одних случаях они образуют скопления, в других – отсутствуют. Чаще стержневидные включения встречаются в более интенсивно деформированном оливине с неоднородным погасанием в скрещенных николях (рис. 6д). Вблизи хромшпинелидов иногда отмечаются мельчайшие включения паргасита (рис. 6е). Стержневидная (не ламеллярная) морфология подтверждается тем, что в серии различно ориентированных срезов включения всегда выглядят как «одномерные», тогда как ламели в случайных срезах обнаруживают обычно «двумерную» морфологию (Савельев, Сергеев, 2018).

Состав хромшпинелидов и ассоциирующих минералов. Средние составы хромшпинелидов представлены в таблице 1, а их особенности про-

иллюстрированы диаграммами (рис. 7а–г). На треугольной диаграмме Н.В. Павлова фигуративные точки составов изученных зерен формируют типично офиолитовый мантийный тренд вдоль стороны Al–Cr (рис. 7б), демонстрируя практическое отсутствие трехвалентного железа. При сравнении составов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений Нуралинское, Мокрая Яма и некоторых рудопоявлений массива видно, что составы хромшпинелидов из дунитов близки к составам рудообразующих зерен, а составы акцессорных минералов из лерцолитов отделены от них значительным разрывом.

Аналогичный разрыв демонстрирует диаграмма #Cr–#Mg (рис. 7г). Здесь обращает на себя внимание отрицательная корреляция между хромистостью и магнезиальностью в ряду лерцолит–дунит и обособленность от этого ряда составов рудообразующих хромшпинелидов, в которых снова происходит повышение содержания магния по сравнению с железом. Данный «перегиб» тренда типичен для мантийных разрезов офиолитов, но для его интерпретации предлагаются различные механизмы (Johnson, 2012; Савельев, 2018 и др.), рассмотрение которых выходит за рамки данного исследования.

Состав породообразующих минералов изученных образцов лерцолитов и дунитов характерен для мантийных разрезов офиолитовых комплексов (табл. 2–4). Пироксены в лерцолитах характеризуются магнезиальным (ортопироксен–энстатит) и кальций–магниевым (клинопироксен–диопсид) составами (табл. 2, рис. 7в). Незначительные отклонения от типичных составов отмечены в единичных зернах образца NR-251: в клинопироксенах отмечается незначительное увеличение содержания ферросилитового компонента, а в отдельных зернах ортопироксена – рост концентрации Са. Оливин представлен магнезиальной разновидностью с содержанием форстеритового минала 90–93 % (табл. 3).

Плагииоклазы из сростков с хромшпинелидами обычно сильно изменены с образованием тонкозернистых агрегатов низкотемпературных минералов группы эпидота, пренита, гидрогранатов. В наиболее свежих образцах лерцолитов обнаружено несколько сростков с наименее измененными плагииоклазами. Зерна плагииоклаза из этих сростков характеризуются вариацией содержания анортитового минала, в среднем, от 60 до 80 % (табл. 4). В отдельных сростках отмечены участки, обогащенные К, которые приурочены к небольшим по

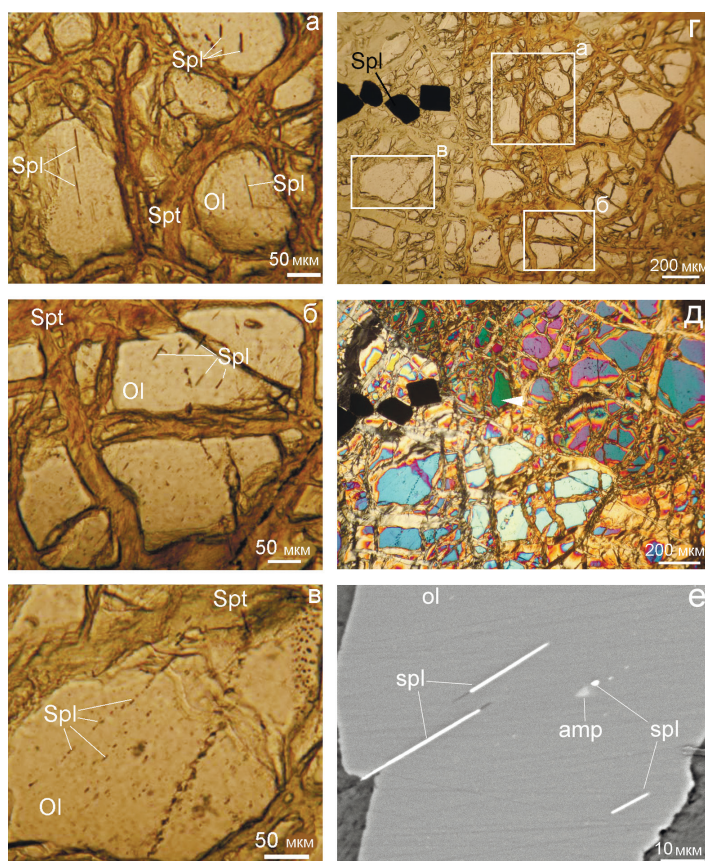


Рис. 6. Тонкие стержневидные зерна хромшпинелидов в оливинах из дунитов.

Фото а–д – плоско-поляризованный свет, а–г – николи параллельны, д – николи скрещены, е – BSE режим; spl – шпинелид, amp – амфибол, spt – серпентин.

Fig. 6. Thin chromian spinel rods in olivine grains from dunites.

Photos а–д – plain polarized light; а–г – parallel nicols; д – crossed nichols; е – BSE image; spl – spinel, amp – amphibole, spt – serpentine.

Средний химический состав хромшпинелидов массива Нурали, мас. %

Таблица 1

Average chemical composition of chromian spinels of the Nurali massif, wt. %

Table 1

№ п/п	Образец	n	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	V ₂ O ₃	ZnO	Сумма	#Cr	#Mg
1	NR-257-2	12	49.11	19.28	18.53	13.03	–	–	–	100	0.21	0.74
2	NR-260-1	6	13.83	53.11	10.85	22.11	0.10	–	–	100	0.72	0.52
3	NR-258	8	33.20	33.90	14.44	18.20	–	–	–	100	0.41	0.63
4	NR-251	21	38.56	28.63	16.13	16.44	0.23	0.01	0.02	100	0.33	0.68
Формулы минералов												
1	NR-257-2	(Mg _{0.743} Fe _{0.257}) _{1.00} (Al _{1.557} Cr _{0.410} Fe _{0.033}) _{2.00} O ₄										
2	NR-260-1	(Mg _{0.524} Fe _{0.476}) _{1.00} (Cr _{1.360} Al _{0.528} Fe _{0.112}) _{2.00} O ₄										
3	NR-258	(Mg _{0.630} Fe _{0.370}) _{1.00} (Al _{1.145} Cr _{0.787} Fe _{0.068}) _{2.00} O ₄										
4	NR-251	(Mg _{0.681} Fe _{0.319}) _{1.00} (Al _{1.286} Cr _{0.644} Fe _{0.065}) _{2.00} O ₄										

Примечание. Здесь и далее, n – количество анализов; прочерк – содержание компонента ниже предела обнаружения.

Note. Hereinafter, n – number of analyses; dash – the component content is below detection limit.

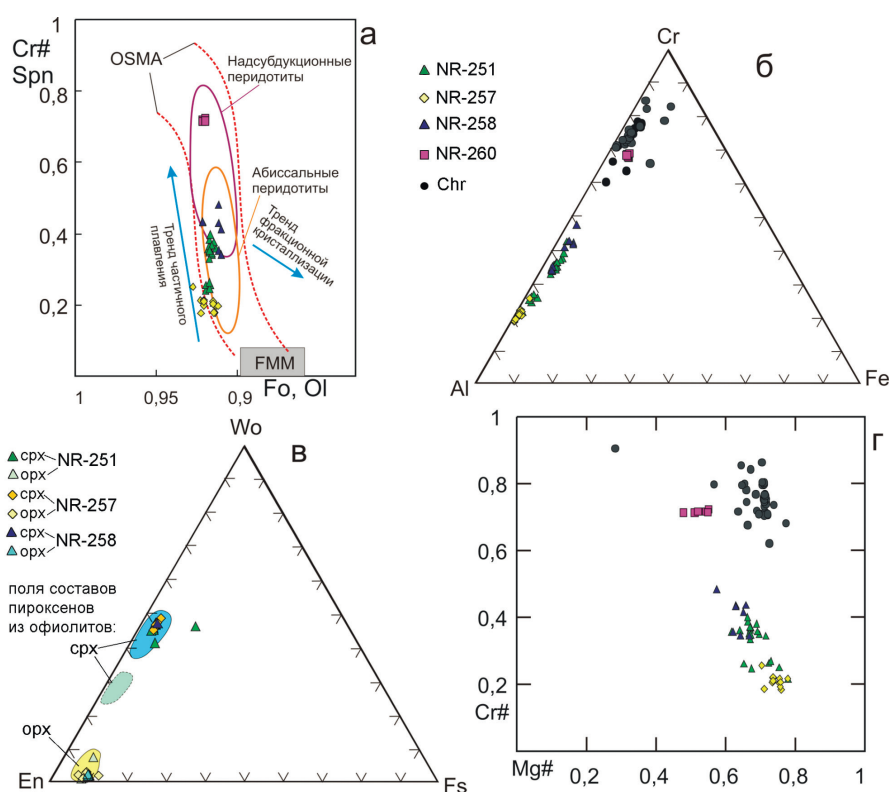


Рис. 7. Вариации состава акцессорных хромшпинелидов и ассоциирующих с ними пороодообразующих силикатов:

а – диаграмма OSMA для составов сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида (поля проведены по данным Arai, 1994); б – диаграмма, характеризующая составы хромшпинелидов по соотношению трехвалентных катионов, в – диаграмма состава минералов в ромбических и моноклинных пироксенах; г – диаграмма, характеризующая составы хромшпинелидов по соотношению хромистости $\#Cr = Cr / (Cr + Al)$ и магневности $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{+2})$ (атомные количества).

OSMA – мантийная ассоциация оливина и шпинели, FMM – неистощенный мантийный материал.

Fig. 7. Compositional variations of chromian spinels and associated rock-forming silicates:

а – OSMA diagram for co-existing olivine and chromian spinel (fields are given after Arai, 1994); б – diagram for trivalent cations in chromian spinel; в – end-member diagram for rhombic and monoclinic pyroxenes; г – $\#Cr$ – $\#Mg$ binary spinel diagram ($\#Cr = Cr / (Cr + Al)$ and $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{+2})$ in atomic weights).

OSMA – olivine-spinel mantle assemblages, FMM – fertile mantle material.

Таблица 2

Средний химический состав пироксенов массива Нурали, мас. %

Table 2

Average chemical composition of pyroxenes of the Nurali massif, wt. %

№ п/п	Образец	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма	En	Fs	Wo
1	NR-257-2	5	52.71	–	4.59	2.49	–	16.74	22.43	–	1.03	100	0.488	0.041	0.471
2	NR-258	1	53.38	–	3.54	2.58	–	16.69	22.67	–	1.14	100	0.484	0.042	0.474
3	NR-251	9	52.19	0.26	4.57	3.26	0.10	16.64	21.63	0.46	0.90	100	0.489	0.053	0.458
4	NR-257-2	15	56.16	0.02	3.43	5.75	–	33.37	0.77	–	0.51	100	0.898	0.087	0.015
5	NR-258	6	56.69	–	2.44	6.18	–	33.35	0.78	–	0.56	100	0.892	0.093	0.015
6	NR-251	17	55.51	0.03	2.55	5.67	–	34.97	0.77	–	0.46	100	0.904	0.082	0.014
Формулы минералов															
1	NR-257-2	5	$(Mg_{0.903}Ca_{0.871}Al_{0.102}Fe_{0.075}Cr_{0.029})_{1.981}(Si_{1.907}Al_{0.093})_{2.00}O_{6.00}$												
2	NR-258	1	$(Mg_{0.901}Ca_{0.881}Al_{0.083}Fe_{0.078}Cr_{0.033})_{1.976}(Si_{1.932}Al_{0.068})_{2.00}O_{6.00}$												
3	NR-251	9	$(Mg_{0.901}Ca_{0.843}Fe_{0.099}Al_{0.091}Na_{0.032}Cr_{0.026}Ti_{0.007}Mn_{0.004})_{2.003}(Si_{1.896}Al_{0.104})_{2.00}O_{6.00}$												
4	NR-257-2	15	$(Mg_{1.712}Fe_{0.165}Al_{0.071}Ca_{0.028}Cr_{0.014})_{1.991}(Si_{1.932}Al_{0.068})_{2.00}O_{6.00}$												
5	NR-258	6	$(Mg_{1.714}Fe_{0.178}Al_{0.053}Ca_{0.029}Cr_{0.015})_{1.989}(Si_{1.954}Al_{0.046})_{2.00}O_{6.00}$												
6	NR-251	17	$(Mg_{1.800}Fe_{0.163}Ca_{0.029}Al_{0.019}Cr_{0.013}Ti_{0.001}Mn_{0.001})_{2.026}(Si_{1.916}Al_{0.084})_{2.00}O_{6.00}$												

Примечание. 1–3 – моноклинные пироксены; 4–6 – ромбические пироксены.

Note. 1–3 – clinopyroxenes; 4–6 – orthopyroxenes.

Средний химический состав оливина массива Нурали, мас. %

Таблица 3

Average chemical composition of olivine of the Nurali massif, wt. %

Table 3

№ п/п	Образец	n	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма	Fo	Fa
1	NR-257-2	10	41.91	8.03	—	49.61	0.41	100	0.917	0.083
2	NR-260-1	3	41.94	7.72	0.10	49.83	0.42	100	0.920	0.080
3	NR-258	3	41.88	8.34	—	49.39	0.28	100	0.914	0.086
4	NR-251	10	40.49	8.33	0.08	50.80	0.31	100	0.916	0.084
Формулы минералов										
1	NR-257-2	$(\text{Mg}_{1.806}\text{Fe}_{0.164}\text{Ni}_{0.008})_{1.977}\text{Si}_{1.023}\text{O}_{4.00}$								
2	NR-260-1	$(\text{Mg}_{1.810}\text{Fe}_{0.157}\text{Ni}_{0.008}\text{Mn}_{0.002})_{1.978}\text{Si}_{1.022}\text{O}_{4.00}$								
3	NR-258	$(\text{Mg}_{1.800}\text{Fe}_{0.171}\text{Ni}_{0.005})_{1.976}\text{Si}_{1.024}\text{O}_{4.00}$								
4	NR-251	$(\text{Mg}_{1.840}\text{Fe}_{0.169}\text{Ni}_{0.006}\text{Mn}_{0.002})_{2.017}\text{Si}_{0.983}\text{O}_{4.00}$								

Средний химический состав плагиоклазов в лерцолитах массива Нурали, мас. %

Таблица 4

Average chemical composition of plagioclase from lherzolites of the Nurali massif, wt. %

Table 4

№ п/п	Образец	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An
1	NR-258 (1)	15	48.01	33.43	15.67	2.74	—	99.85	76.24
2	NR-258 (2)	17	48.62	33.17	15.48	2.58	—	99.84	76.87
3	NR-251 (1)	1	49.43	32.81	13.62	4.13	—	100	64.89
4	NR-251 (2)	4	49.22	33.34	14.12	3.23	0.09	100	70.81
5	NR-251 (3)	7	48.63	33.59	14.25	3.37	0.03	99.87	70.36
Формулы минералов									
1	NR-258 (1)	$\text{Ca}_{0.770}\text{Na}_{0.243}\text{Al}_{1.805}\text{Si}_{2.200}\text{O}_{8.00}$							
2	NR-258 (2)	$\text{Ca}_{0.759}\text{Na}_{0.229}\text{Al}_{1.787}\text{Si}_{2.223}\text{O}_{8.00}$							
3	NR-251 (1)	$\text{Ca}_{0.666}\text{Na}_{0.366}\text{Al}_{1.762}\text{Si}_{2.254}\text{O}_{8.00}$							
4	NR-251 (2)	$\text{Ca}_{0.690}\text{Na}_{0.285}\text{K}_{0.005}\text{Al}_{1.789}\text{Si}_{2.241}\text{O}_{8.00}$							
5	NR-251 (3)	$\text{Ca}_{0.698}\text{Na}_{0.298}\text{K}_{0.002}\text{Al}_{1.807}\text{Si}_{2.221}\text{O}_{8.00}$							

размеру изометричным и овальным включениям внутри хромшпинелидов.

Обсуждение

Для комплексного анализа структурных и вещественных особенностей описанных хромшпинелидов целесообразно разделить их на четыре основных морфологических типа. Первые два типа встречаются в лерцолитах, третий и четвертый — в дунитах.

К типу I относятся ксеноморфные (вермикулярные) хромшпинелиды, захватывающие фрагменты темноцветных силикатов — оливина и ортопироксена, к типу II — хромшпинель-плагиоклазовые сростки, напоминающие симплектиты. В дунитах наиболее распространены эвгедральные кристаллы хромшпинелида (тип III), содержащие включения оливина и паргасита. Значительно менее распространены тонкие стержневидные хромшпинелиды в объеме пластически деформи-

рованных зерен оливина (тип IV), которые иногда ассоциируют с тонкими прожилками паргасита.

Высокоглиноземистые и среднехромистые хромшпинелиды типа I ассоциируют с оливином и ортопироксеном, претерпевшими интенсивные пластические деформации. В этом случае захват хромшпинелидами фрагментов силикатов не мог происходить в ходе кристаллизации из расплава по следующим причинам. Во-первых, из пикритовых или бонинитовых расплавов (которые предполагаются как родоначальные либо реакционные, вызывающие образование офиолитовых дунитов и гарцбургитов) хромшпинелид кристаллизуется первым либо одновременно с оливином. В этом случае магматической либо реакционно-магматической природе наблюдаемых кристаллов противоречат включения ортопироксена наряду с оливином.

Во-вторых, если пластическая деформация наложена на первичную магматическую ассоциацию, она должна затронуть хромшпинелиды, которые являются реологически наиболее сильной

фазой данной ассоциации, и выразиться в смещении фрагментов кристаллов. Однако в изученных участках наблюдаются преимущественно ростовые формы хромшпинелида, часто имеющие с силикатными минералами поверхности совместного роста. В отличие от классических определений индукционных поверхностей (Жабин, 1979; Попов, 2011), в данном случае рост новых кристаллов (хромшпинелидов) и новых индивидов-необластов (оливин, пироксены) происходил не в жидкой или газообразной минералообразующей среде, а в поликристаллической среде, претерпевавшей интенсивную пластическую деформацию.

В-третьих, наличие тончайших проводников хромшпинелида, отделяющих наибольшие фрагменты ортопироксена от остального крупного кристалла, с точки зрения магматического генезиса заставляют считать хромшпинелид намного более поздним минералом с более низкой температурой кристаллизации, что противоречит фактическим данным.

Учитывая сказанное выше, делается вывод о твердофазном механизме образования первого морфологического типа хромшпинелидов. Предполагается, что рост этих кристаллов происходил синкинематически одновременно с пластической деформацией более «слабых» силикатных фаз, а «строительным материалом» для этих индивидов служили примесные ионы Al и Cr, сегрегировавшиеся на дефектах решетки силикатных минералов и постепенно присоединявшиеся к растущему кристаллу хромшпинелида. Одним из вероятных механизмов укрупнения (коалесценции) могло быть «Оствальдское созревание» (Горелик, 1978; Karato, 2008).

Альтернативная точка зрения на происхождение кристаллов хромшпинелида подобной морфологии недавно была высказана в работе (Yudovskaya et al., 2019) на примере расслоенных ультрамафитов Бушвельда и мантийных ксенолитов в базальтах Курильских островов. Авторы интерпретируют образование ветвящихся (*fish hook*) кристаллов хромшпинелидов как результат «растворения-кристаллизации» при взаимодействии кристаллов с просачивающимися расплавами. Если в случае с расслоенными ультрамафитами подобная интерпретация может быть принята, то в случае с ксенолитами – нет. В работе приводятся изображения индивидов хромшпинелидов в кодировке обратных полюсных фигур, на которых хорошо видно их субзернистое строение (Yudovskaya et

al., 2019; Figs. 8a, 9a), которое отражает полигонизацию, обусловленную пластической деформацией породы. Аналогичная микроструктура ветвящихся хромшпинелидов выявлена нами в перидотитах Крака (Савельев и др., 2019 и неопубликованные данные). Такая же микроструктура свойственна силикатным минералам матрикса и, кроме того, нами установлено, что просечки хромшпинелидов локализуются вдоль мало- или высокоугловых границ в деформированных оливине и ортопироксене.

Происхождение хромшпинель-плаггиоклазовых ассоциаций рассмотрено ранее для южно-уральских и средиземноморских массивов (Beccaluva et al., 1984; Савельева, 1987; Rampone et al., 1993; и др.). Наиболее часто для их интерпретации привлекались два механизма: 1) кристаллизация из частичного расплава, просачивающегося сквозь перидотитовый рестит (Nicolas, Dupuy, 1984; Nicolas, 1986; Rampone et al., 2010 и др.), и 2) фазовый переход при подъеме мантийного вещества от уровня шпинелевой фации глубинности к уровню устойчивости ассоциаций с участием плаггиоклаза (Piccardo et al., 1990; Rampone et al., 1995; Shimizu et al., 2008 и др.).

Рассмотрим применимость обоих вариантов к изученному материалу. Частичные расплавы, сформированные при плавлении шпинелевого лерцолита, обычно характеризуются базальтовым составом (Рингвуд, 1981). Однако для образования базальта при плавлении наиболее легкоплавких минералов перидотита (клинопироксенов) необходимо удаление (отсадка в рестите) некоторых избыточных количеств Mg и Cr. Первый может кристаллизоваться в виде дополнительных количеств оливина, а второй образовать хромшпинелид. Таким образом, можно предположить, что на ранних стадиях, когда расплав еще не отделен от рестита, в межзерновом пространстве мантийного перидотита сохраняется недифференцированная выплавка.

Однако в этом случае сегрегации, представляющие собой «раскристаллизованную выплавку», должны быть представлены смесью «базальтовой» и «реститовой» составляющих, выраженных минералогически в наличии клинопироксена, плаггиоклаза, оливина и хромшпинелида. Но в изученных образцах неизменно встречаются только хромшпинелид и плаггиоклаз, отделенные резкими границами от остального объема перидотита. Средневзвешенный состав сростков далек от ожидаемого при любых соотношениях базальта и реститового перидотита (см. ниже).

Второй вариант интерпретации более предпочтителен, в первую очередь, из-за структурных соображений. Предполагается, что изометричные сростки являются первичными, а уплощенные претерпели незначительную деформацию после образования. В первичных сростках ярко выражена скелетная форма хромшпинелида и его центральное положение (рис. 5а, б), что напоминает симплектитовые сростания, обычно интерпретируемые как распад предшествовавших минералов при падении давления и/или температуры (например, Gaidies et al., 2017). Как правило, симплектиты являются мелкозернистыми образованиями по сравнению с предшествующей фазой, однако данный термин иногда применяется и для крупных структурных форм, сопоставимых с описываемыми в данном исследовании (Shimizu et al., 2008).

Второй вариант интерпретации требует наличия минеральной фазы, которая при падении давления распадалась бы на ассоциацию хромшпинелид+плагноклаз. Предполагаемая фаза высокого давления должна быть одновременно обогащена Si, Cr, Al, Ca, Mg и Fe. Петрографические исследования показали, что объемные доли между плагноклазом и хромшпинелидом в сростках почти всегда постоянны и соотносятся как 70/30. Исходя из составов плагноклаза и хромшпинелида, предполагалось, что исходная фаза могла соответствовать или хромистому омфакиту, или минералу группы граната с высокими содержаниями Cr и Al.

Расчет баланса масс с учетом плотностей минералов показал, что средневзвешенный химический состав хромшпинель-плагноклазовых сростков можно выразить следующими цифрами (мас. %): 29.03 SiO₂, 32.06 Al₂O₃, 13.99 Cr₂O₃, 5.54 MgO, 9.58 CaO, 8.03 FeO, 1.68 Na₂O. В первую очередь обращает на себя внимание дефицит SiO₂ и повышенное содержание Al₂O₃: минералы данного состава не были встречены в мантийных ксенолитах. Вместе с тем, известно, что в пироксенах и гранатах Al может замещать Si в тетраэдрических позициях и чем выше давление (глубина), тем больше Al может быть в них сосредоточено (Рингвуд, 1981), высокое содержание Cr в гранатах наблюдается в некоторых ксенолитах из кимберлитов (Ащепков, 2018).

Атомные отношения O и Si в исходном минерале значительно отличаются от пироксеновых и ближе к таковым в гранатах, но только в том случае, если мы предположим, что Cr входил в позицию X, т.е. был двухвалентным, что возможно только на значительных глубинах. Используя алго-

ритм, предложенный в работе (Grew et al., 2013), на формулу граната был рассчитан состав предполагаемой исходной фазы, которая могла претерпеть декомпрессионное разложение при подъеме лерцолитов в составе мантийного диапира: (Cr_{0.833}Ca_{0.775}Mg_{0.622}Fe_{0.466}Na_{0.246})_{2.942}Al_{2.083}(Si_{2.190}Al_{0.810})_{3.00}O_{12.00}.

Учитывая сказанное, предложенная интерпретация нуждается в более строгом обосновании с использованием экспериментальных данных и в настоящий момент является лишь наиболее логичным выводом из анализа структурно-минералогических особенностей изученных ассоциаций.

Хромшпинелиды типа III в дуните могли образоваться при частичном плавлении предшествующего перидотита либо при коалесценции и многократной рекристаллизации первичных ксеноморфных хромшпинелидов в твердом состоянии. Против магматического генезиса этих зерен говорит наличие легкоплавких минеральных включений, таких как паргасит. Не исключено также образование включений амфибола при захвате хромшпинелидами флюидных компонентов.

На возможность синкинематического роста зерен хромшпинелидов в дунитах указывает присутствие зерен с ответвлениями и более редких индивидов вдоль границ зерен оливина. Округлые очертания большей части зерен хромшпинелида и вариации их размеров, скорее всего, указывают на цикличность процессов «роста–рекристаллизации» при продолжающемся пластическом течении в условиях высокого общего давления и температуры.

Хромшпинелид типа IV всегда встречается в объеме зерен оливина, испытавшего пластическую деформацию и, как правило, приурочен к границам полос пластического излома (или кинк-бандов). Данная структурная взаимосвязь может указывать на то, что стержневидные шпинелиды и ассоциирующие с ними в некоторых случаях амфиболы могли образоваться из сегрегировавших ионов примесных элементов (Cr, Al – шпинелид; Ca, Al, Na, H – паргасит) на дефектах структуры оливина. Ранее подобные инициальные зерна хромшпинелидов с тенденцией к синкинематическому росту обнаружены нами на контакте лерцолит-дунит в мантийном разрезе массива Крака (Савельев и др., 2016; Савельев, Федосеев, 2019 и др.).

В целом, выделения оксидов в виде стержней и ламелей в оливине описаны во многих массивах и ксенолитах мантийного происхождения (Bell et al., 1975; Arai, 1978; Green, Gueguen, 1983; Zwang et al., 1999; Franz, Wirth, 2000; Risold et al., 2001). Во мно-

гих случаях они интерпретируются как образовавшиеся при резком падении давления и температуры вследствие распада твердого раствора оливина. В описанных нами случаях такая интерпретация не может быть принята по следующим причинам: стержни 1) не являются ориентированными по отношению к кристаллической решетке минерала-хозяина и 2) распределены неравномерно и приурочены к деформационным микроструктурам, в частности, к кинк-бандам.

Таким образом, наблюдаемые вариации морфологии и состава хромшпинелидов в мантийном разрезе массива Нурали логичнее всего объяснить влиянием преимущественно твердофазных процессов, сопровождавших подъем мантийного диатрипа в режиме высокотемпературной ползучести. Специфические для изученных лерцолитов хромшпинель-плагноклазовые ассоциации, по видимому, являются продуктами распада предшествующих фаз высокого давления. Наличие таких сростков может указывать на очень быстрый подъем в самые верхние уровни перидотитового вещества с глубин устойчивости парагенезисов с участием граната.

Заключение

Петрографическое и электронно-микроскопическое изучение лерцолитов и дунитов мантийного разреза Нуралинского офиолитового массива позволило выделить четыре морфологических типа акцессорных хромшпинелидов. Первый тип представлен ксеноморфными зернами в лерцолитах, ассоциирующими с оливином и ортопироксеном. Ко второму типу отнесены скелетные кристаллы хромшпинелида в сростках с плагноклазом. Третий тип представляет собой идиоморфные высокохромистые шпинелиды в дунитовых телах. В четвертый тип выделены новообразованные тонкие стержневидные хромшпинели в объеме деформированного оливина.

Первый тип интерпретируется как образованный в результате синкинематического роста шпинелидов внутри деформирующегося силикатного матрикса. Второй тип, вероятнее всего, образовался при декомпрессионном распаде фазы высокого давления, обогащенной Cr, Al и Ca. Идиоморфные кристаллы хромшпинелида в дунитах (III тип), вероятнее всего, сформировались в ходе циклических процессов «роста–рекристаллизации» при продолжающемся пластическом течении в условиях высокого общего давления и температуры. образо-

вание стержневидных кристаллов хромшпинелида (IV тип) произошло в результате деформационно-индуцированной сегрегации примесных элементов на дефектах структуры оливина с последующей кристаллизацией новой минеральной фазы.

Автор благодарит С.Н. Сергеева и И.И. Мусабинова за проведение электронно-микроскопических исследований, которые были выполнены на базе ЦКП ИПСМ РАН «Структурные и физико-механические исследования материалов». Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246–2019–0078.

Литература

- Ащепков И.В.** (2018) Строение и эволюция литосферной мантии Сибирской платформы и ее обрамления по данным термобарометрии и геохимии глубинных включений мантийных магм. *Диссертация доктора геол.-мин. наук*. Новосибирск. 574 с.
- Горелик С.С.** (1978) Рекристаллизация металлов и сплавов. М., Металлургия, 568 с.
- Жабин А.Г.** (1979) Онтогенез кристаллов. Агрегаты. М., Наука, 276 с.
- Макеев А.Б., Брячанинова Н.И.** (1999) Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. С.-Пб., Наука, 252 с.
- Паланджян С.А.** (1992) Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 104 с.
- Попов В.А.** (2011) Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.
- Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родемани Т.** (2015) Онтогенез хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального происхождения платиноносных хромититов Кондерского массива (Алданский щит). *Геология рудных месторождений*, 57, 394–423.
- Рингвуд А.Е.** (1981) Состав и петрология мантии Земли. М., Недра. 585 с.
- Савельев Д.Е.** (2018) Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа, Башкирская энциклопедия, 304 с.
- Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А.** (2016) Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). *Минералогия*, 2(4), 56–77.
- Савельев Д.Е., Сергеев С.Н.** (2018) Энстатит офиолитовых перидотитов: пластическая деформация и связанные с ней геохимические изменения. *Минералогия*, 1(6), 68–84.

- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.** (2019) Твердофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). *Георесурсы*, **21**(1), 31–46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>.
- Савельев Д.Е., Шиловских В.В., Сергеев С.Н.** (2019) Микроструктурное изучение пластически деформированных ультрамафитов: традиционные и современные методы, значение для петрологии. *Металлогения древних и современных океанов-2019*. Миасс: ИМин УрО РАН, 42–47.
- Савельева Г.Н.** (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 230 с.
- Шумихин Е.А.** (1980) Отчет о результатах общих поисков вкрапленных хромитовых руд на объекте «Нуралинский массив» за 1978–80 гг. Уфа, БТГУ.
- Arai S.** (1978) Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-Dake peridotite mass, Hokkaido, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**, 267–273.
- Arai S.** (1980) Dunite-harzburgerite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Journal of Petrology*, **21**, 141–165.
- Arai S.** (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**, 191–204.
- Auge T.** (1987) Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, **22**, 1–10.
- Barnes S.J., Roeder P.L.** (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, **42**, 2279–2302.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O.** (1984) Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites. *Lithos*, **17**, 299–316.
- Bell P.M., Mao H.K., Roedder E., Weiblen P.W.** (1975) The problem of the origin of symplectites in olivine-bearing lunar rocks. *Proceedings of the Sixth Lunar Science Conference*, **1**, 231–248.
- Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé, M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S.** (2012) A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology*, **53**, 2411–2440.
- Dick H.J.B., Bullen T.** (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 54–76.
- Franz L., Wirth R.** (2000) Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago / Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 283–295.
- Gaidies F., Milke R., Heinrich W., Abart R.** (2017) Metamorphic mineral reactions: Porphyroblast, corona and symplectite growth. *EMU Notes in Mineralogy*, **16**(14), 469–540. DOI: 10.1180/EMU-notes.16.14
- Green H.W., Gueguen Y.** (1983) Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite; a case history documented by fluid and solid precipitates in olivine. In: Etheridge M.A., Cox S.F. (eds) Deformation processes in tectonics. *Tectonophysics*, **92**, 71–92.
- Grew E.S., Locock A.J., Mills S., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Hålenius U.** (2013) Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, **98**, 785–811.
- Johan Z., Martin R.F., Ettler V.** (2017) Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, **29**, 543–555.
- Johnson C.** (2012) Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, 468 p.
- Karato S.-I.** (2008) Deformation of Earth Materials. An introduction to the rheology of Solid Earth. Cambridge University Press. 463 p.
- Leblanc M.** (1980) Chromite Growth, Dissolution and Deformation from a Morphological View Point: SEM Investigations. *Mineralium Deposita (Berl.)*, **15**, 201–210.
- McElduff B., Stumpff E.F.** (1991) The chromite deposits of the Troodos complex, Cyprus – evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineralium Deposita*, **26**, 307–318.
- Mercier J.C., Nicolas A.** (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *Journal of Petrology*, **16**, 454–487.
- Miura M., Arai S., Ahmed A.H., Mizukami T., Okuno M., Yamamoto S.** (2012) Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *Journal of Asian Earth Science*, **59**, 52–61.
- Morishita T., Andal E.S., Arai S., Ishida Y.** (2006) Podiform chromitites in the lherzolite-dominant mantle section of the Isabela ophiolite, the Philippines. *Island Arc*, **15**, 84–101.
- Moutte J.** (1982) Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia. *Economic Geology*, **77**, 576–591.
- Nicolas A.** (1986) Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. *Reviews of Geophysics*, **24**, 875–895.
- Nicolas A., Dupuy C.** (1984) Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites. *Tectonophysics*, **110**, 177–187.
- Nielson-Pike J.E., Schwarzman E.C.** (1977) Classification of textures in ultramafic xenoliths. *Journal of Geology*, **85**, 49–61.
- Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci R.** (1990) Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidence from peridotite bodies of the Western Alpine – Northern Apennine system, *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 323–333.

Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L. (1993) Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: the spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 1–17.

Rampone E., Vissers R.L.M., Poggio M., Scambelluri M., Zanetti A. (2010). Melt migration and intrusion during exhumation of the Alboran lithosphere: the Tallante mantle xenolith record (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Petrology*, **51**, 295–325.

Risold A.-C., Trommsdorff V., Grobety B. (2001) Genesis of ilmenite rods and palisades along humite-type defects in olivine from Alpe Arami. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 619–628.

Shimizu Y., Arai S., Morishita T., Ishida Y. (2008) Origin and significance of spinel-pyroxene symplectite in lherzolite xenoliths from Tallante, SE Spain. *Mineralogy and Petrology*, **94**, 27–43.

Stoll W.C. (1958) Geology and petrology of the Masinloc chromite deposit, Zambales, Luzon, Philippine islands. *Bulletin of the Geological Society of America*, **89**, 410–448.

Yudovskaya M.A., Costin G., Shilovskikh V., Chaplygin I., McCreesh M., Kinnaird J. (2019) Bushveld symplectic and sieve textured chromite is a result of coupled dissolution-precipitation: a comparison with xenocrystic chromite reactions in arc basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **174**, 74. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1613-3>

Zwang R.Y., Su J.F., Mao H.K., Liou J.G. (1999) Magnetite lamellae in olivine and clinogumite from Dabie UHP ultramafic rocks, Central China. *American Mineralogist*, **84**, 564–569.

References

Arai S. (1978) Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-Dake peridotite mass, Hokkaido, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**, 267–273.

Arai S. (1980) Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Journal of Petrology*, **21**, 141–165.

Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**, 191–204.

Ashchepkov I.V. (2018) [Structure and evolution of lithospheric mantle of the Siberian platform and its frame on the basis of thermobarometric and geochemical study of deep inclusions in mantle magmas]. *PhD dissertation*. Novosibirsk, 574 p. (in Russian)

Auge T. (1987) Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, **22**, 1–10.

Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, **42**, 2279–2302.

Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. (1984) Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites. *Lithos*, **17**, 299–316.

Bell P.M., Mao H.K., Roedder E., Weiblen P.W. (1975) The problem of the origin of symplectites in olivine-bearing lunar rocks. *Proceedings of the Sixth Lunar Science Conference*, **1**, 231–248.

Borisova A.Y., Ceuleneer, G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé, M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012) A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology*, **53**, 2411–2440.

Dick H.J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 54–76.

Franz L., Wirth R. (2000) Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago / Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 283–295.

Gaidies F., Milke R., Heinrich W., Abart R. (2017) Metamorphic mineral reactions: Porphyroblast, corona and symplectite growth. *EMU Notes in Mineralogy*, **16**(14), 469–540. DOI: 10.1180/EMU-notes.16.14

Gorelik S.S. (1978) [Recrystallization of metals and alloys]. Moscow, Metallurgiya, 568 p. (in Russian)

Green H.W., Gueguen Y. (1983) Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite; a case history documented by fluid and solid precipitates in olivine. In: Etheridge M.A., Cox S.F. (eds) Deformation processes in tectonics. *Tectonophysics*, **92**, 71–92.

Grew E.S., Locock A.J., Mills S., Galuskin I.O., Galuskin E.V., Hålenius U. (2013) Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, **98**, 785–811.

Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017) Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, **29**, 543–555.

Johnson C. (2012) Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, 468 p.

Karato S.-I. (2008) Deformation of Earth Materials. An introduction to the rheology of Solid Earth. Cambridge University Press. 463 p.

Leblanc M. (1980) Chromite Growth, Dissolution and Deformation from a Morphological View Point: SEM Investigations. *Mineralium Deposita (Berl.)*, **15**, 201–210.

Makeev A.B., Bryanchaninova N.I. (1999) [Topomineralogy of Polar Urals ultramafic rocks] St. Petersburg, Nauka, 252 p. (in Russian)

McElduff B., Stumpfl E.F. (1991) The chromite deposits of the Troodos complex, Cyprus – evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineralium Deposita*, **26**, 307–318.

- Mercier J.C., Nicolas A.** (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *Journal of Petrology*, **16**, 454–487.
- Miura M., Arai S., Ahmed A.H., Mizukami T., Okuno M., Yamamoto S.** (2012) Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *Journal of Asian Earth Science*, **59**, 52–61.
- Morishita T., Andal E.S., Arai S., Ishida Y.** (2006) Podiform chromitites in the Iherzolite-dominant mantle section of the Isabela ophiolite, the Philippines. *Island Arc*, **15**, 84–101.
- Moutte J.** (1982) Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia. *Economic Geology*, **77**, 576–591.
- Nicolas A.** (1986) Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. *Reviews of Geophysics*, **24**, 875–895.
- Nicolas A., Dupuy C.** (1984) Origin of ophiolitic and oceanic Iherzolites. *Tectonophysics*, **110**, 177–187.
- Nielson-Pike J.E., Schwarzman E.C.** (1977) Classification of textures in ultramafic xenoliths. *Journal of Geology*, **85**, 49–61.
- Palandzhyan S.A.** (1992) [Classification of mantle peridotites according to geodynamic settings]. Magadan, SVKNII DVO RAN 104 p. (in Russian)
- Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci R.** (1990) Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidence from peridotite bodies of the Western Alpine–Northern Apennine system, *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 323–333.
- Popov V.A.** (2011) [Practical genetic mineralogy] Yekaterinburg, UrO RAN, 167 p. (in Russian)
- Pushkarev E.V., Kamenetsky V.S., Morozova A.V., Khiller V.V., Glavatskykh S.P., Rodemann T.** (2015) Ontogeny of ore Cr-spinel and composition of inclusions as indicators of the pneumatolytic–hydrothermal origin of PGM-bearing chromitites from Kondyor massif, the Aldan Shield. *Geology of Ore Deposits*, **57**, 352–380.
- Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L.** (1993) Subsidiary reactions monitored by trace element partitioning: the spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 1–17.
- Rampone E., Vissers R.L.M., Poggio M., Scambelluri M., Zanetti A.** (2010). Melt migration and intrusion during exhumation of the Alboran lithosphere: the Tallante mantle xenolith record (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Petrology*, **51**, 295–325.
- Ringwood A.E.** (1975) Composition and Structure of the Earth's Mantle. New York, McGraw-Hill. 618 p.
- Risold A.-C., Trommsdorff V., Grobety B.** (2001) Genesis of ilmenite rods and palisades along humite-type defects in olivine from Alpe Arami. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 619–628.
- Saveliev D.E.** (2018) [Kraka ultramafic massifs (South Urals): features of structure and composition of peridotite-dunite-chromitite assemblages] Ufa, Bashkirskaia entsyklopedia, 304 p. (in Russian with English summary)
- Saveliev D.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Kozhevnikov D.A., Kotlyarov V.A.** (2016) [Petrological evidences of syn-deformation segregation of chromites during dunite formation: example of Kraka ophiolites, South Urals]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **2**(4), 56–77. (in Russian)
- Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N.** (2019) [Microstructural study of plastically deformed ultramafic rocks: traditional and current methods, implication for petrology]. *Metallogeniya drevnykh i sovremennykh okeanov [Metallogeny of ancient and modern oceans]*. Miass, IMin UrO RAN, 42–47. (in Russian)
- Saveliev D.E., Sergeev S.N.** (2018) [Enstatite from ophiolitic peridotites: plastic deformation and related chemical changes]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **1**(6), 68–84 (in Russian)
- Saveliev D.E., Fedoseev V.B.** (2019) Solid-state redistribution of mineral particles in upwelling mantle flow as a mechanism of chromite accumulation in ophiolitic ultramafic rocks (example of Kraka ophiolites, South Urals). *Georesursy [Georesources]*, **21**(1), 31–46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>
- Savelieva G.N.** (1987) [Gabbro-ultramafic complexes of the Uralian ophiolites and their analogs in the present-day oceanic crust]. Moscow, Nauka, 230 p. (in Russian)
- Shimizu Y., Arai S., Morishita T., Ishida Y.** (2008) Origin and significance of spinel-pyroxene symplectite in Iherzolite xenoliths from Tallante, SE Spain. *Mineralogy and Petrology*, **94**, 27–43.
- Stoll W.C.** (1958) Geology and petrology of the Masinloc chromite deposit, Zambales, Luzon, Philippine islands. *Bulletin of the Geological Society of America*, **89**, 410–448.
- Yudovskaya M.A., Costin G., Shilovskikh V., Chaplygin I., McCreesh M., Kinnaird J.** (2019) 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*, **174**, 74.
- Shumikhin E.A.** (1980) [Unpublished report on results of survey of disseminated chromites at the Nurali massif] Ufa, BTGU.
- Zhabin A.G.** (1979) [Ontogeny of crystals. Aggregates] Moscow: Nauka, 276 p. (in Russian)
- Zwang R.Y., Su J.F., Mao H.K., Liou J.G.** (1999) Magnetite lamellae in olivine and clinogumite from Dabie UHP ultramafic rocks, Central China. *American Mineralogist*, **84**, 564–569.

Статья поступила в редакцию 15 ноября 2019 г.