

DOI: 10.30695/zrmo/2019.1482.02

Д. чл. Д. Е. САВЕЛЬЕВ,* И. И. МУСАБИРОВ**

**О МЕХАНИЗМАХ ОБРАЗОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ
ХРОМШПИНЕЛИДОВ В ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ
КРИСТАЛЛАХ ЭНСТАТИТА ИЗ МАССИВОВ КРАКА
(ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС УРАЛА)**

* Институт геологии УФИЦ РАН,
450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2;
e-mail: savl71@mail.ru

** Институт проблем сверхпластичности металлов РАН,
450001, Уфа, ул. Ст. Халтурина, 39;
e-mail: irekmusabirov@mail.ru

Изучены тонкие выделения хромшпинелидов в пластически деформированных кристаллах ортопироксена из шпинелевых перидотитов. Установлены различные случаи локализации выделений хромшпинелидов: 1) в зонах рекристаллизации совместно с необластами энстатита и форстерита, 2) внутри полигонизированных кристаллов первичного энстатита в виде ламелей и ветвящихся кристаллов, 3) внутри ламелей и необластов диопсида и паргасита, образованных в результате пластической деформации первичного энстатита. В первых двух случаях предполагается полностью твердофазный механизм образования хромшпинелидов: 1) в результате сегрегации примесей на дефектах структуры (дислокации → субграницы → границы зерен) и 2) в результате нуклеации и роста новой фазы в наиболее искаженных участках первичного ортопироксена совместно с необластами форстерита и энстатита. В последнем случае возможен как твердофазный механизм, так и кристаллизация в микрокамерах «диопсидового» или «паргаситового» расплава, мобилизованных в результате фрикционного плавления ортопироксена.

Ключевые слова: хромшпинелиды, энстатит, пластическая деформация, рекристаллизация, ультрамафиты, Южный Урал.

D. E. Saveliev,* I. I. Musabirov ON MECHANISMS OF THE ACCESSORY
CHROMIAN SPINEL FORMATION IN PLASTIC DEFORMED CRYSTALS
OF ENSTATITE FROM KRAKA MASSIFS (URALS OPHIOLITE BELT)**

* Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre RAS, Ufa, Russia

** Institute for Metals Superplasticity Problems RAS, Ufa, Russia

Tiny chromian spinel precipitations associated with plastic deformed enstatite crystals from spinel peridotite were studied. It is defined that there are several localizations of the precipitations: 1) in recrystallization zones where they coexist with olivine and enstatite neoblasts, 2) in the volume of polygonized primary enstatite crystals as lamellae and holly leaf grains, 3) in lamellae and neoblasts of diopside and pargasite which were formed during a plastic deformation of primary orthopyroxene. In the first two cases, we suggest the solid-state mechanism of their formation. First, it is a result of an impurities segregation on the structure defects (dislocation → subgrain boundary → grain boundary). Second, it is a result of the nucleation and growth of the new-formed mineral phases (spinel, forsterite, enstatite II) in most distorted places of porphyroclasts. In the third case, it is possible that chromian spinel were appears either as a result of the solid-state crystallization or as a cumulate

of «diopside» or «pargasite» melts formed by frictional melting of orthopyroxene porphyroclasts in micro-chambers.

Key words: chromian spinel, enstatite, plastic deformation, recrystallization, ultramafic rocks, the Southern Urals.

Образование рудных концентраций хромшпинелидов в дунитах офиолитовых комплексов представляет собой крупную петрологическую проблему. Один из минералогических аспектов этой проблемы заключается в определении механизмов образования и роста новых кристаллов хромшпинелидов внутри пластически деформированного силикатного матрикса, представленного агрегатами высокомагнезиальных минералов — оливина и ортопироксена. В частности, это относится к образованию разветвленных кристаллов хромшпинелида, так называемых «кристаллов в форме листьев падуба» (holly leaf). В литературе их образование связывают с частичным плавлением перидотитов и прогрессирующей резорбцией хромшпинелидов под воздействием расплава (Mercier, Nicolas, 1975; Johnson, 2012, и др.). В данном исследовании рассмотрена возможная роль других механизмов, которые могли вести к формированию тонких выделений хромшпинелидов и их укрупнению внутри пластически деформирующегося силикатного матрикса.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Полевые исследования включали геолого-структурное картирование территорий, сопровождавшееся изучением таких структурных особенностей ультрамафитов, как сланцеватость (листоватость), полосчатость и линейность, характерных для мантийных тектонитов, а также отбором ориентированных образцов дунитов и перидотитов. Петрографическое изучение прозрачно-полированных шлифов позволило выявить признаки пластической деформации породообразующих минералов. С помощью универсального столика и сетки Вульфа по методике Г. М. Саранчиной и В. Н. Кожевникова (1985) были получены и обработаны данные об ориентировке пластинчатых выделений хромшпинелидов, клинопироксенов и паргасита вдоль кристаллографических направлений в зернах энстатита.

Электронно-микроскопические исследования были применены для детализации структурных соотношений между сосуществующими минералами и определения их химического состава. Они проводились в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 SBH Tescan с энергодисперсионным анализатором X-Act Oxford Instruments (ИПСМ РАН, Уфа).

Каменным материалом для исследований послужили образцы шпинелевых перидотитов из массивов Крака — одного из крупнейших офиолитовых комплексов Урала, обнажающегося на площади около 900 км². Положение изученных образцов и схематическое строение комплекса показано на рис. 1. Большая часть изученных перидотитов представляет собой вмещающие породы подиформного месторождения № 33 в восточной части массива Средний Крака (рис. 1, б), где они были отобраны на участке площадью 1 × 2 км (образцы СК-103). Детальное описание месторождения, петрографических и структурных особенностей пород и руд приведено в более ранних работах (Савельев, Кожевников, 2015; Савельев и др., 2016). Обр. СК-85/2 отобран в центральной части того же массива, вне связи с хромититовой минерализацией.

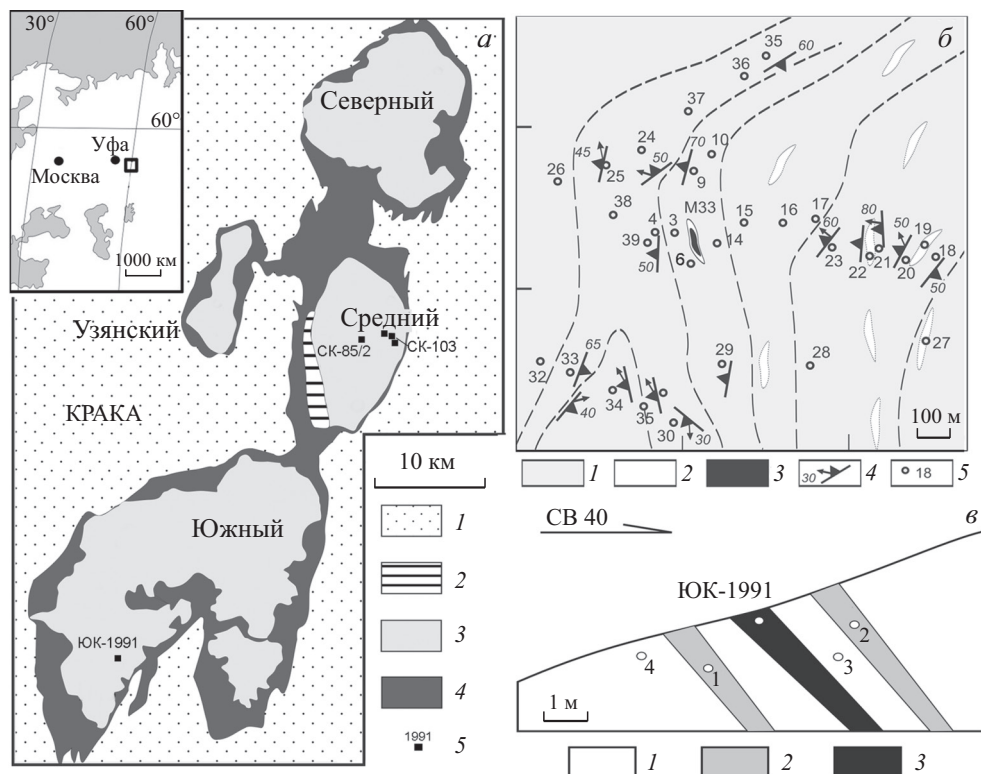


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массивов Крака (а) и положение изученных образцов в пределах месторождения № 33 в восточной части массива Средний Крака (б) и месторождения им. Менжинского, массив Южный Крака (в).

а: 1 — вмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные палеозойские породы северной части Зилаирской мезозоны; 2—4 — офиолиты: 2 — габброиды, верлиты и пироксениты (коровый разрез), 3 — лерцолиты, гарцбургиты с подчиненными дунитами (мантийный разрез), 4 — серпентиниты (меланж); 5 — положение изученных участков (образцов). б: 1 — шпинелевые перидотиты, 2 — дуниты, 3 — хромититы, 4 — элементы залегания первичной полосчатости (минеральной уплощенности) и склонение линейности, 5 — точки отбора образцов (обр. СК-103, М33). в: 1 — дуниты, 2 — дунит-гарцбургиты (5—10 об. % ортопироксена), 3 — хромититы. Цифры на рисунке соответствуют номерам образцов серии ЮК-1991. В теле хромититов указана точка отбора образца без дополнительного номера.

Fig. 1. Sketch geological map of Kraka massifs (а) and locations of studied samples in the deposits No 33 in eastern part of the Middle Kraka massif (б) and in the Menzhinsky deposit, the Southern Kraka massif (в).

Помимо образцов из месторождения № 33, привлекались данные по вмещающим ультрамафитам наиболее крупной хромититовой залежи массивов Крака — месторождения им. Менжинского (Южный Крака). Обр. ЮК-1991-2 представляет собой перидотитовое включение внутри околорудных дунитов, расположенное в 2 м от контакта дунитов с густовкрапленными хромититами (рис. 1, в).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделения хромшпинелидов в зонах рекристаллизации энстатита. Ромбический пироксен является вторым по значению породообразующим минералом в мантийных ультрамафитах офиолитовой ассоциации после оливина. Он обычно представлен высокомагнезиальной разновидностью, приближа-

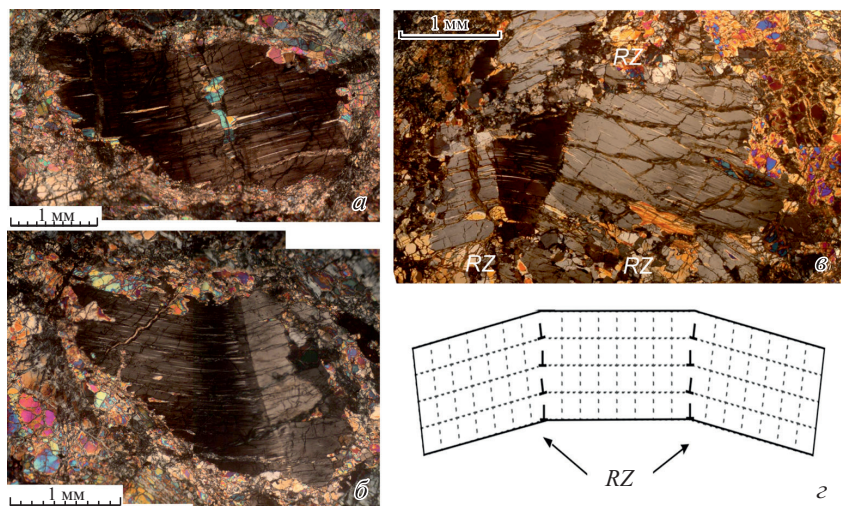


Рис. 2. Пластически деформированные кристаллы энстатита из перидотитов массива Крака (а—е) и теоретическая схема строения изогнутого кристалла (z) по (Nicolas, Poirier, 1976; Николя, 1992). Петрографические шлифы, изображения в проходящем свете, николи скрещены. RZ — зоны рекристаллизации, приуроченные к наиболее искаженным участкам кристалла.

Fig. 2. Plastic deformed enstatite crystals from Kraka peridotites (a—e) and theoretical outline of banded crystal (z) after (Nicolas, Poirier, 1976; Nicolas, 1987). Thin sections, transmitted cross-polarized light. RZ are recrystallization zones localized at places where the lattice is highly distorted.

ющейся по составу к чистому энстатиту. Ориентировка крупных кристаллов (порфиروкластов) энстатита в обнажениях часто конкордантна метаморфической полосчатости, выраженной в чередовании слоев с различным количественным соотношением оливина, пироксенов и хромшпинелидов.

На микроуровне в перидотитах повсеместно наблюдаются признаки высокотемпературной пластической деформации, которой подвергались минеральные индивиды на мантийном этапе эволюции пород. Наиболее характерны: 1) кинк-банд структура и/или полосы пластического излома, 2) неоднородное погасание кристаллов, свидетельствующее о наличии субиндивидов, 3) рекристаллизация наиболее деформированных участков первичных кристаллов с появлением на их месте мелких новообразованных кристаллов (необластов), 4) предпочтительная оптическая (кристаллографическая) ориентировка минеральных индивидов.

Результатом рекристаллизации является бимодальное распределение зерен энстатита по размеру, обусловленное наличием: 1) относительно крупных деформированных (0.5—4 мм) порфирокластов и 2) мелких (от первых микрометров до 0.2 мм) областов.

Крупные кристаллы энстатита встречаются в виде изолированных выделений таблитчатой и призматической формы, иногда вытянутых в цепочки. Они демонстрируют неоднородное строение и изгибы плоскостных элементов структуры. Изгиб крупных кристаллов энстатита сопровождается образованием разориентированных субиндивидов, разделенных малоугловыми границами, маркирующими линии изгиба и состоящими из дислокационных стенок (рис. 2). Одновременно с блокированием отмечается образование многочисленных закономерно расположенных внутри крупных кристаллов ламелей кальциевого моноклинного пироксена, реже — амфибола.

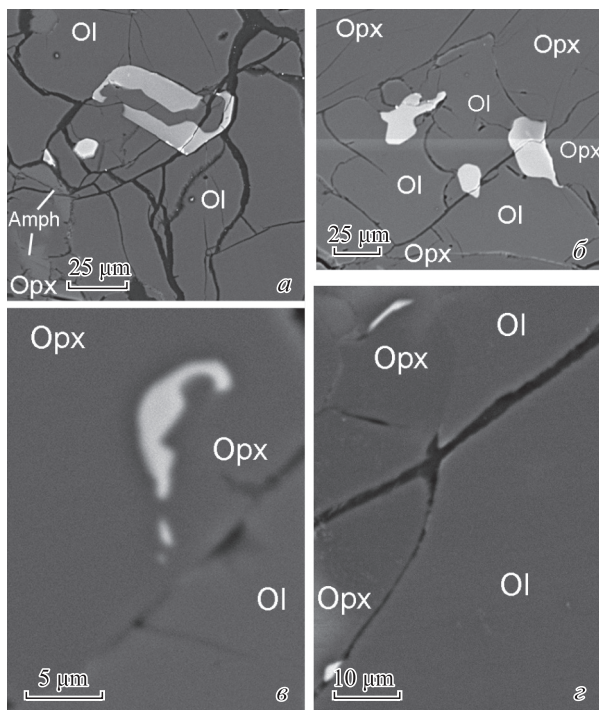


Рис. 3. Различные формы выделений хромшпинелидов на участках развития необластов оливина и пироксенов вблизи крупных деформированных кристаллов ортопироксена. Изображения в обратно-отраженных электронах. Здесь и далее: Ol — оливин, Orpx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен, Amph — амфибол.

Fig. 3. Different morphologies of chromian spinel at places, consisting of neoblasts of olivine and pyroxenes near to large deformed orthopyroxene crystals. BSE images.

Мелкие новообразованные кристаллы энстатита обычно имеют однородное погасание и могут располагаться как по периферии крупных деформированных зерен (чаще), так и в их внутренних частях (реже). Образование необластов вызвано динамической рекристаллизацией деформированных кристаллов, которая может быть как межзерновой, так и внутризерновой (Carter, 1976).

В непосредственной близости от необластов энстатита часто отмечают мелкие новообразованные зерна оливина, клинопироксена, амфибола и хромшпинелидов (Савельев и др., 2017). Размер выделений хромшпинелида — от долей микрона до 10—15 мкм, необластов силикатов — от 10 до 50 мкм. Необласты этих минералов также чаще всего отмечаются по периферии крупных деформированных зерен энстатита, но иногда встречаются внутри них, а также вдоль межзеренных границ.

Морфология мелких выделений хромшпинелидов из зон рекристаллизации энстатита разнообразна (рис. 3). Мелкие изометричные зерна размером от долей микрона до 30 мкм часто приурочены к точкам тройного сочленения границ силикатов (рис. 3 а, в). Удлиненные выделения хромшпинелидов обычно локализованы вдоль границ необластов оливина и пироксенов, их длина варьирует от 1 до 10 мкм при толщине от долей микрона до 1—3 мкм (рис. 3, г). Встречаются также комбинации отмеченных морфологических разновидностей, представленные кристаллами с изометричным центром и ответвлениями, отходящими от него вдоль межзеренных границ (рис. 3, в).

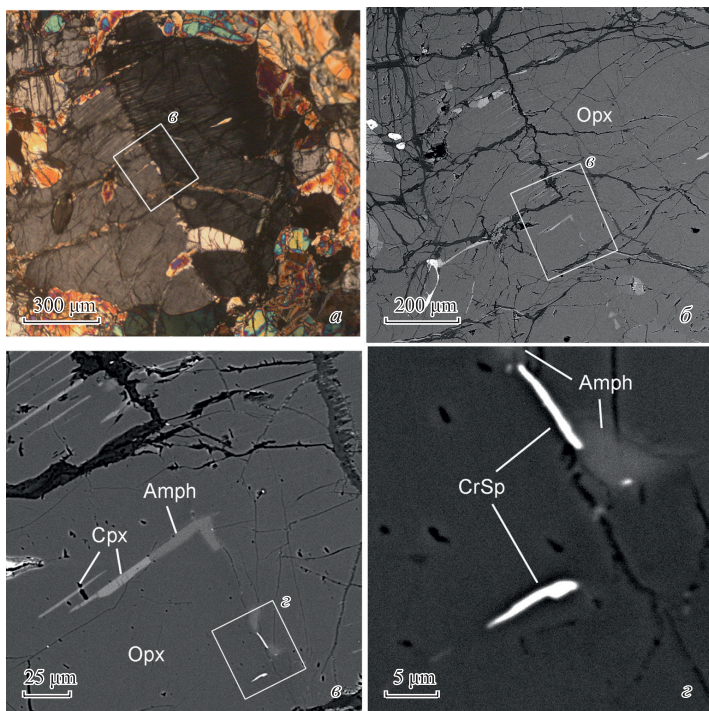


Рис. 4. Образование выделений хромшпинелидов, диопсида и паргасита внутри пластически деформированного кристалла ортопироксена.

a — шлиф, изображение в проходящем свете, николи скрещены, *б–г* — изображения в обратноотраженных электронах. CrSp — хромшпинелид.

Fig. 4. Formation of chromian spinel, diopside and pargasite precipitations in the large deformed orthopyroxene crystal. *a* — thin section, transmitted cross-polarized light, *б–г* — BSE images.

Образование хромшпинелидов в виде ламелей внутри деформированных порфирикластов энстатита и разветвленных (holly leaf) кристаллов. Помимо описанных выше случаев совместного нахождения тонких выделений хромшпинелидов с необластами энстатита, диопсида и оливина в зонах рекристаллизации первичного энстатита, в ряде образцов нами были обнаружены пластинчатые выделения хромшпинелидов внутри пластически деформированных кристаллов.

На рис. 4 показано изометричное крупное зерно ортопироксена, подверженное изгибу. Внутри него наблюдается несколько более мелких включений клинопироксена и оливина. В левой части зерна фиксируются тонкие пластинчатые выделения диопсида и паргасита, начинающиеся от линии изгиба и локализованные в плоскости (100) минерала-хозяина. В центральной части изогнутого кристалла энстатита обнаружены тонкие пластинчатые новообразованные включения хромшпинелида, локализованные как вдоль линии изгиба, так и плоскости (100). Помимо хромшпинелида, к линии изгиба приурочены также изометричные выделения паргасита.

На рис. 5 показан обр. СК-85/2, представленный одним крупным кристаллом ортопироксена. В нижней части рисунка приведены результаты изучения шлифа, ориентированного параллельно плоскости (110) монокристалла. Микроскопическое изучение показало, что крупный кристалл энстатита имеет блоковую внутреннюю структуру и состоит из субиндивидов, разделенных

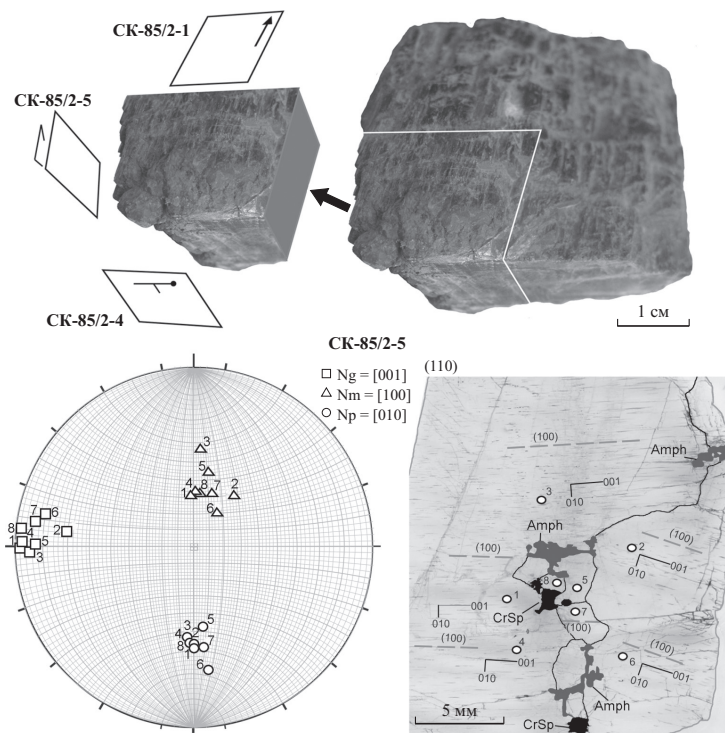


Рис. 5. Общий вид обр. CK-85/2 и схема шлифа, ориентированного в плоскости (110) крупного деформированного кристалла энстатита. В нижней левой части рисунка — проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа ориентировки точек, обозначенных на схеме шлифа справа.

Fig. 5. General view of CK-85/2 sample and an outline of the thin section oriented parallel to the (110) plane of a large deformed orthopyroxene crystal. On the lower left there is the upper hemisphere of the Wulf's stereographic projection showing the orientation of points indicated on the right.

малоугловыми границами, вдоль которых развивается ксеноморфный паргасит, а на тройных сочленениях необластов расположены кристаллы хромшпинелида и сульфидов.

Один из кристаллов хромшпинелида характеризуется специфической формой, для которой в англоязычной литературе применяется термин «holly leaf» или «листья падуба». Центральная часть кристалла изометричная и близка к идиоморфной, от нее отходят ответвления внутрь кристалла ортопироксена. Вблизи этих ответвлений кристалл ортопироксена имеет однородное строение, но на некотором удалении (0.5—1 мм) в нем отчетливо проявлена ламеллярная структура, выраженная наличием многочисленных пластинчатых вrostков диопсида и хромшпинелида.

В отличие от клинопироксена, который почти всегда представлен пластинчатыми выделениями, хромшпинелиды часто образуют цепочки мелких идиоморфных кристаллов (диаметром до 100 мкм), вмещаемых более крупными выделениями диопсида или (реже) амфибола.

Петрографическое изучение шлифов в трех различно ориентированных срезах кристалла диопсида позволило установить широкое развитие внутри него ламелей ортопироксена и включений изометричной и неправильной формы различных фаз (рис. 6). Наиболее многочисленны ламели диопсида. В шлифе, параллельном плоскости (001), они настолько обильны, что фор-

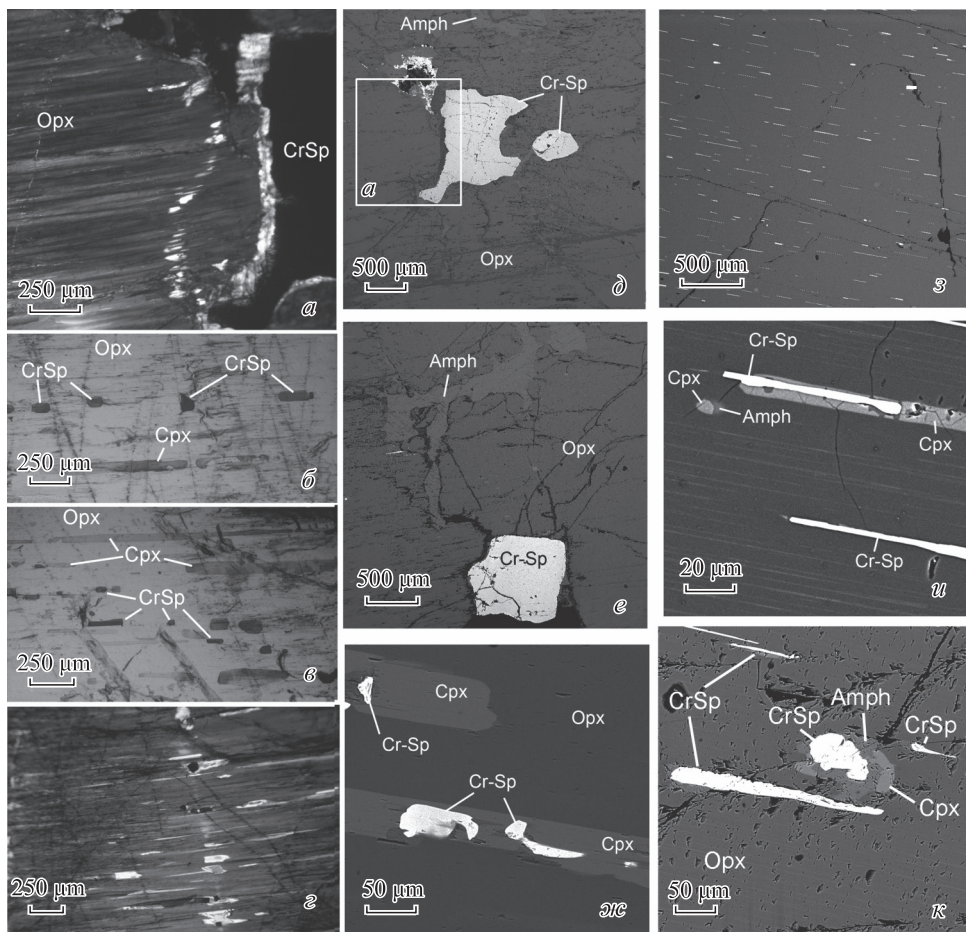


Рис. 6. Кристалл энстатита с выделениями хромшпинелида, диопсида и паргасита. Обр. СК-85/2.
a–г — шлифы, изображения в проходящем свете (*a, г* — николи скрещены, *б, в* — николи параллельны); *д–к* — изображения в обратноотраженных электронах.

Fig. 6. Crystal of enstatite from CK-85/2 sample with lamellae and grains of chromian spinels, diopside, and pargasite. *a–г* — thin sections (*a, г* — cross-polarized light, *б, в* — parallel-polarised light); *д–к* — BSE images.

мируют волокнистую структуру. Размер ламелей сильно варьирует, достигая длины 1 мм при ширине 0.2 мм и толщине в несколько микронов.

Форма и размер выделений хромшпинелидов изменяются от мельчайших идиоморфных кристаллов кубической формы размером 0.1–5 мкм до пластин размером 500 × 100 × 10 мкм (рис. 6). Уникальность этой находки заключается в том, что, возможно, впервые удалось найти столь крупные выделения хромшпинелидов в виде ламелей внутри деформированных кристаллов энстатита.

Иногда наблюдаются комплексные шпинелид-диопсид-паргаситовые включения изометричной формы, сложенные в краевых частях паргаситом с повышенным содержанием натрия и хрома. Паргасит подобного состава иногда ассоциирует с более крупными пластинчатыми выделениями диопсида.

Тонкие выделения хромшпинелидов внутри необластов диопсида. Как было указано выше, пластическая деформация крупных кристаллов ортопир-

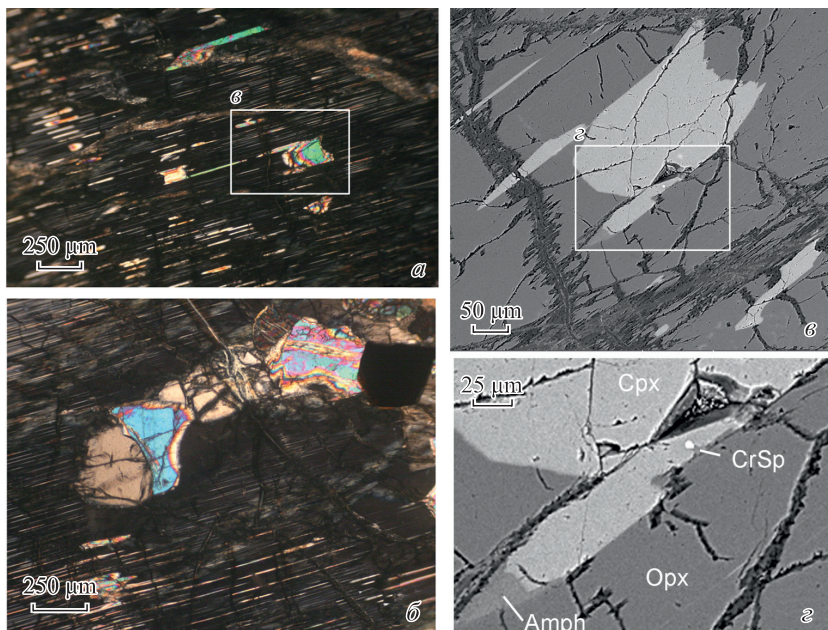


Рис. 7. Деформированный кристалл ортопироксена с ламелями и необластами диопсида (обр. ЮК-1991-2). *а, б* — шлиф, изображения в проходящем свете, николи скрещены, *в, г* — изображения в обратноотраженных электронах.

Fig. 7. Deformed crystal of orthopyroxene with lamellae and neoblasts of diopside. ЮК-1991-2 sample. *а, б* — thin section, transmitted cross-polarized light, *в, г* — BSE images.

оксена сопровождается образованием ламелей диопсида и паргасита в плоскости (100) минерала-хозяина и необластов по их периферии, реже — во внутренних частях кристаллов. На рис. 7 показан пример образования необластов внутри зерна первичного энстатита, при этом рис. 7, *а* фиксирует начальную стадию образования кристалла диопсида за счет ламелей, а рис. 7, *б* — окончательный результат в виде цепочки мелких зерен диопсида, энстатита II и хромшпинелида внутри крупного кристалла ортопироксена. Важная особенность рис. 7, *б* — отсутствие ламелей диопсида вблизи сформированных необластов и интенсивное развитие их на некотором удалении, при этом ширина зоны однородного строения составляет от 50 до 100 мкм.

На других снимках рис. 7 при различном увеличении показано строение формирующегося кристалла диопсида. Обращает на себя внимание нижняя линзовидная часть выделения. Она состоит преимущественно из диопсида, который в левой сужающейся части переходит в паргасит, а в правой части содержит мельчайшее идиоморфное включение хромшпинелида диаметром около 1 мкм.

Вариации составов минералов в связи со структурными преобразованиями. Описанные выше структурно-минералогические преобразования изученных перидотитов сопровождаются изменениями состава минералов. В обр. СК-85/2 матрикс представлен энстатитом с низким содержанием ферросилитового и волластонитового минералов (табл. 1). Вариации содержаний алюминия и кальция, возможно, обусловлены тонковолокнистой структурой минерала, возникающей вследствие распада твердого раствора ортопироксена-

Химические составы энстатита (мас. %)
Chemical compositions of enstatite (wt %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 12	<i>n</i> = 7	<i>n</i> = 7	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 4	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 7	<i>n</i> = 6	<i>n</i> = 19	<i>n</i> = 13	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 2
SiO ₂	55.56	55.35	55.23	55.62	54.56	54.50	56.15	55.45	55.93	55.70	55.54	56.12	56.49	55.93	56.12	56.05	56.13
Al ₂ O ₃	2.71	2.65	2.69	2.30	4.72	4.62	2.45	2.68	1.79	1.74	2.44	1.48	0.82	2.31	2.11	2.11	1.99
FeO	4.54	4.66	5.02	5.18	5.50	5.26	5.52	6.40	4.08	4.29	3.96	4.43	4.68	4.56	4.98	4.32	4.36
MnO	—	—	0.08	0.05	—	0.05	—	0.18	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—
MgO	36.06	36.29	36.02	36.06	32.86	34.32	35.30	34.55	36.97	37.07	36.75	36.53	37.31	35.38	35.25	36.34	36.50
CaO	0.56	0.47	0.50	0.43	1.68	0.57	0.33	0.41	0.66	0.69	0.60	0.77	0.47	1.17	0.84	0.65	0.51
Cr ₂ O ₃	0.57	0.58	0.46	0.36	0.67	0.68	0.26	0.33	0.58	0.52	0.72	0.64	0.23	0.66	0.67	0.53	0.52
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99.98	100	100

Коэффициенты в формуле (O = 6)																	
Si	1.894	1.885	1.884	1.898	1.881	1.868	1.922	1.935	1.921	1.912	1.915	1.912	1.920	1.912	1.922	1.909	1.911
Al	0.109	0.106	0.108	0.092	0.192	0.187	0.099	0.055	0.036	0.035	0.050	0.060	0.033	0.093	0.085	0.085	0.080
Fe	0.129	0.133	0.143	0.148	0.158	0.151	0.158	0.186	0.117	0.123	0.114	0.126	0.133	0.130	0.143	0.123	0.124
Mn	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.833	1.843	1.832	1.835	1.688	1.754	1.802	1.798	1.894	1.898	1.889	1.856	1.891	1.804	1.800	1.846	1.853
Ca	0.021	0.017	0.018	0.016	0.063	0.021	0.012	0.015	0.024	0.025	0.022	0.028	0.017	0.043	0.031	0.024	0.018
Cr	0.015	0.016	0.013	0.010	0.018	0.018	0.007	0.005	0.008	0.007	0.010	0.017	0.006	0.018	0.018	0.014	0.014
En	0.92	0.92	0.92	0.92	0.88	0.91	0.91	0.90	0.93	0.93	0.93	0.92	0.93	0.91	0.91	0.93	0.93
Fs	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
Wo	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01

Примечание. 1—2 — обр. СК-103-9-5 (1 — порфирокласты вдали от ламелей диопсида, 2 — то же, вблизи ламелей); 3—4 — обр. СК-103-6-7 (3 — относительно крупные зерна, вмещающие микронные выделения хромшпиннелидов, 4 — неомласты); 5—7 — обр. СК-103-20-4 (5 — порфирокласты на удалении от ламелей диопсида, 6 — то же, вблизи ламелей, 7 — неомласты); 8 — обр. СК-103-17, неомласты; 9—11 — обр. СК-103-31 (9 — включение в хромшпиннелиде, 10, 11 — матрикс с микронными включениями хромшпиннелидов, 10 — участок вблизи включения, 11 — участок вдали от включения); 12, 13 — обр. ЮК-1991-2-1 (12 — порфирокласты, 13 — неомласты); 14—17 — обр. СК-85/2 (14 — участки крупного кристалла вдали от ламелей, 15 — то же, вблизи ламелей, 16 — краевые части зерен, 17 — неомласты). *n* — число анализов. Прочерк — содержание компонента ниже порога чувствительности анализа.

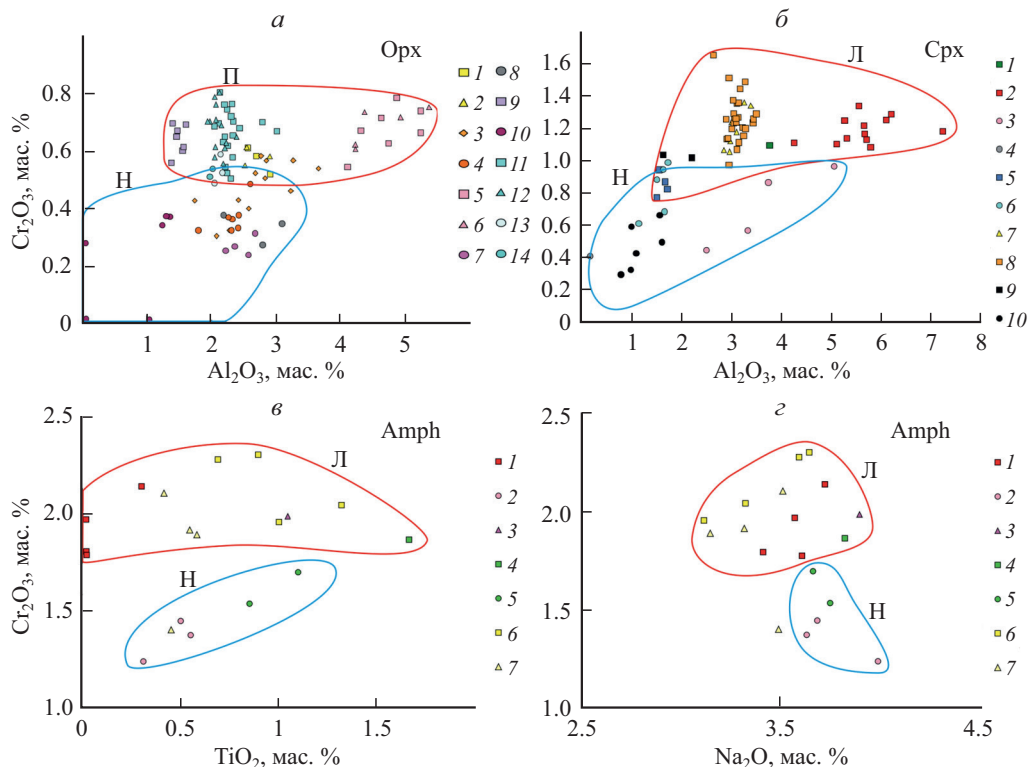


Рис. 8. Зависимости химического состава пироксенов и амфиболов от формы выделений минералов.

a — 1, 2 — обр. СК-103-9-5 (1 — порфирокласты, 2 — то же, вблизи ламелей диопсида); 3—4 — обр. СК-103-6-7 (3 — кристаллы, содержащие включения хромшпинелидов, 4 — необласты); 5—7 — обр. СК-103-20-4 (5 — порфирокласты, 6 — то же, вблизи ламелей диопсида, 7 — необласты); 8 — обр. СК-103-17, необласты; 9, 10 — обр. ЮК-1991-2 (9 — порфирокласты, 10 — необласты); 11—14 — обр. СК-85/2 (11 — порфирокласты, 12 — то же, вблизи ламелей диопсида, 13 — краевые части порфирокластов, 14 — необласты). *б* — 1 — обр. СК-103-9-5, ламель; 2, 3 — обр. СК-103-20 (2 — ламели, 3 — необласты); 4 — обр. СК-103-36, необласты; 5, 6 — обр. ЮК-1991-2 (5 — ламели, 6 — необласты); 7, 8 — обр. СК-85/2 (7 — выделения неправильной формы, 8 — ламели); 9, 10 — обр. СК-103-4 (9 — ламели, 10 — необласты). *в*, *г* — 1, 2 — обр. СК-103-20-4 (1 — выделения на линии изгиба крупного кристалла ортопироксена, 2 — мелкие выделения в необластовой зоне); 3 — обр. СК-103-9-5, ламели, 4, 5 — обр. СК-103-6-7 (4 — выделения внутри крупных кристаллов ортопироксена, 5 — зерна в необластовой зоне); 6, 7 — обр. СК-85/2 (6 — выделения внутри крупного кристалла ортопироксена, 7 — заполнение границы субзерен в крупном кристалле ортопироксена). Поля: П — порфирокласты, Н — необласты, Л — ламели.

Fig. 8. Dependencies between chemical compositions and grain morphologies of pyroxenes and amphiboles. Fields: П — porphyroclasts, Н — neoblasts, Л — lamellae.

на. Большая часть фигуративных точек на диаграмме Al_2O_3 — Cr_2O_3 (рис. 8, *a*) образует компактное поле с выдержанными содержаниями алюминия (Al_2O_3 0.9—2.4 мас.%) и хрома (Cr_2O_3 0.5—0.8 мас.%). Состав ламелей клинопироксена соответствует диопсиду с содержанием Al_2O_3 2.5—3.5 мас.%, Cr_2O_3 0.9—1.7 мас.% (табл. 2).

Диаграммы Al_2O_3 — Cr_2O_3 (рис. 8, *a*, *б*) демонстрируют четкую зависимость содержаний алюминия и хрома в пироксенах от форм их выделения, а также закономерность, выраженную в понижении содержаний этих элементов в новообразованных кристаллах ортопироксена по сравнению с первичными деформированными зернами. В ламелях клинопироксена наблюдается более высокое содержание алюминия и хрома по сравнению с необластами этого минерала.

Химические составы диопсида (мас. %)
Chemical compositions of diopside (wt %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	$n = 1$	$n = 12$	$n = 1$	$n = 1$	$n = 4$	$n = 5$	$n = 2$	$n = 4$	$n = 6$	$n = 5$	$n = 5$	$n = 3$	$n = 2$
SiO ₂	53.37	52.40	54.39	53.37	54.45	54.40	54.97	53.92	54.05	53.41	53.41	54.18	54.21
TiO ₂	0.28	—	—	—	—	—	—	0.23	0.05	0.17	0.22	0.20	0.15
Al ₂ O ₃	3.75	5.64	2.48	0.00	1.60	1.52	2.97	3.14	3.12	3.10	3.03	3.23	2.99
FeO	1.47	1.85	1.96	2.01	1.52	1.54	1.32	1.68	1.78	2.23	1.92	1.77	1.54
MgO	18.75	16.55	17.69	26.83	18.90	19.24	18.87	17.69	17.80	17.06	17.21	17.81	17.99
CaO	20.42	21.33	22.34	17.40	22.69	22.47	19.62	21.12	20.96	21.85	22.14	20.73	21.10
Na ₂ O	0.86	1.05	0.70	0.00	0.00	0.00	1.14	0.97	0.98	0.82	0.79	0.93	0.82
Cr ₂ O ₃	1.09	1.19	0.44	0.38	0.85	0.82	1.12	1.24	1.26	1.35	1.29	1.15	1.20
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Коэффициенты в формуле (O = 6)													
Si	1.912	1.886	1.960	1.875	1.966	1.962	1.966	1.941	1.945	1.931	1.930	1.950	1.951
Ti	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.005	0.006	0.005	0.004
Al	0.158	0.239	0.105	0.000	0.068	0.065	0.125	0.133	0.132	0.132	0.129	0.137	0.127
Fe	0.044	0.056	0.059	0.059	0.046	0.046	0.039	0.051	0.053	0.068	0.058	0.053	0.046
Mg	1.002	0.888	0.950	1.405	1.018	1.035	1.006	0.950	0.955	0.920	0.927	0.956	0.965
Ca	0.785	0.824	0.864	0.656	0.879	0.869	0.753	0.816	0.809	0.848	0.858	0.801	0.815
Cr	0.031	0.034	0.013	0.005	0.024	0.023	0.032	0.035	0.036	0.039	0.037	0.033	0.034
Na	0.060	0.073	0.049	0.000	0.000	0.000	0.079	0.068	0.068	0.058	0.055	0.065	0.057
En	0.55	0.50	0.51	0.66	0.52	0.53	0.56	0.52	0.53	0.50	0.50	0.53	0.53
Fs	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
Wo	0.43	0.47	0.46	0.31	0.45	0.45	0.42	0.45	0.45	0.46	0.47	0.44	0.45

Примечание. 1 — обр. СК-103-9-5, ламели; 2, 3 — обр. СК-103-20-4 (2 — ламели, 3 — необласт); 4 — обр. СК-103-36, необласт; 5, 6 — обр. ЮК-1991-2-1 (5 — ламели, 6 — необласты); 7 — обр. СК-85/2 (7 — кайма вокруг выделения хромшпинелида, 8 — изометричные выделения, 9 — 13 — ламели различной толщины и формы: 9 — толще 5 мкм, 10 — толще 10 мкм, 11 — толще 15 мкм, 12 — короткие ламели, 13 — комплексные ламели с хромшпинелидами).

Химические составы паргасита (мас. %)
Chemical compositions of pargasite (wt %)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	43.89	43.79	43.61	43.34	43.50	43.82	43.93	44.11	43.46	43.87	45.03	45.85	45.54	46.43	45.12	45.59	45.54	45.15
TiO ₂	—	—	—	0.30	0.55	0.50	0.31	1.05	1.67	0.85	1.00	1.32	0.89	0.69	0.45	0.58	0.55	0.41
Al ₂ O ₃	15.18	15.42	15.41	15.62	15.48	15.35	15.71	14.02	13.92	14.30	12.94	12.34	13.06	11.99	13.87	13.01	13.43	13.68
FeO	2.69	2.87	2.87	2.64	2.96	2.71	2.37	2.37	2.69	2.90	2.73	2.20	1.91	1.53	2.87	2.63	2.61	2.73
MgO	19.39	18.83	19.02	18.73	18.68	18.96	19.70	19.69	18.91	19.38	18.91	19.51	20.53	21.36	20.36	20.33	19.99	19.78
CaO	11.27	11.23	11.38	11.37	11.68	11.39	10.60	10.74	11.54	11.28	11.80	11.10	9.74	9.77	10.06	10.39	10.27	10.18
Na ₂ O	3.41	3.57	3.61	3.72	3.63	3.69	3.99	3.90	3.82	3.75	3.11	3.32	3.64	3.59	3.49	3.14	3.31	3.50
K ₂ O	0.23	0.18	0.20	—	—	—	—	—	—	—	0.41	0.17	0.23	0.20	0.24	0.30	0.25	0.31
Cr ₂ O ₃	1.80	1.97	1.78	2.14	1.38	1.45	1.24	1.99	1.87	1.54	1.95	2.05	2.30	2.28	1.40	1.89	1.92	2.10
H ₂ O	2.13	2.13	2.13	2.13	2.13	2.13	2.14	2.13	2.12	2.13	2.13	2.14	2.15	2.15	2.14	2.14	2.14	2.14
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Коэффициенты в формуле (O = 23)																		
Si	6.172	6.165	6.145	6.104	6.127	6.158	6.150	6.198	6.137	6.180	6.344	6.423	6.360	6.467	6.317	6.383	6.372	6.333
Ti	0.000	0.000	0.000	0.032	0.058	0.053	0.033	0.110	0.176	0.090	0.106	0.139	0.094	0.072	0.048	0.061	0.057	0.044
Al	2.512	2.554	2.554	2.588	2.565	2.538	2.588	2.318	2.313	2.369	2.145	2.033	2.146	1.964	2.284	2.143	2.210	2.257
Fe	0.316	0.336	0.337	0.309	0.348	0.317	0.277	0.277	0.316	0.340	0.321	0.257	0.222	0.177	0.335	0.306	0.304	0.319
Mg	4.090	3.977	4.019	3.957	3.947	3.997	4.139	4.150	4.007	4.096	3.996	4.100	4.301	4.463	4.275	4.268	4.196	4.161
Ca	1.698	1.694	1.718	1.715	1.763	1.715	1.590	1.617	1.746	1.703	1.781	1.666	1.458	1.459	1.509	1.558	1.539	1.530
Cr	0.200	0.219	0.198	0.238	0.153	0.161	0.137	0.221	0.208	0.171	0.217	0.226	0.254	0.251	0.155	0.209	0.212	0.233
Na	0.929	0.974	0.984	1.015	0.990	1.003	1.082	1.061	1.045	1.023	0.847	0.901	0.984	0.968	0.945	0.851	0.897	0.951
K	0.041	0.032	0.034	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.072	0.030	0.040	0.036	0.042	0.052	0.043	0.055
ОН	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Примечание. 1—7 — обр. СК-103-20-4 (1—4 — ламели в зоне изгиба крупного кристалла энстатита, 5—7 — мелкие зерна в необластовой зоне), 8 — СК-103-9-5, ламель, 9, 10 — СК-103-6-7 (9 — выделение в кристалле энстатита, 10 — мелкое зерно в необластовой зоне), 11—18 — СК-85/2 (11 — комплексная ламель с диопсидом, 12 — кайма вокруг выделения диопсида, 13, 14 — кайма вокруг выделения хромшпиннелида, 15—18 — заполнение малоугловой границы между блоками энстатита). Содержание воды рассчитано с учетом стехиометрии минерала.

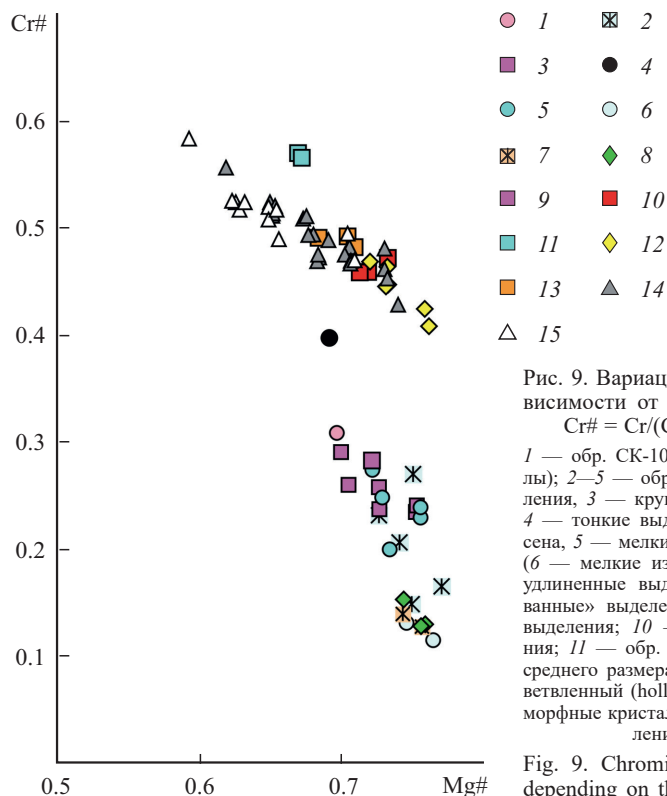


Рис. 9. Вариации состава хромшпинелидов в зависимости от формы и размера их выделений. $Cr\# = Cr/(Cr + Fe)$, $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$.

1 — обр. СК-103-9-5 (мелкие идиоморфные кристаллы); 2—5 — обр. СК-103-6-7 (2 — удлиненные выделения, 3 — крупные «коалесцированные» выделения, 4 — тонкие выделения внутри кристалла ортопироксена, 5 — мелкие неомласты); 6—8 — обр. СК-103-17 (6 — мелкие изометричные кристаллы, 7 — мелкие удлиненные выделения, 8 — крупные «коалесцированные» выделения); 9 — обр. СК-103-36, крупные выделения; 10 — обр. СК-103-31, крупные выделения; 11 — обр. ЮК-1991-2, идиоморфные кристаллы среднего размера; 12—15 — обр. СК-85/2 (12 — разветвленный (holly leaf) кристалл, 13 — крупные идиоморфные кристаллы, 14 — ламели, 15 — мелкие выделения внутри ортопироксена).

Fig. 9. Chromian spinel compositional variations depending on the size of grains and their morphology. $Cr\# = Cr/(Cr + Fe)$, $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$.

Все изученные амфиболы по химическому составу относятся к паргаситу (табл. 3), содержащему заметные количества натрия (Na_2O 3.15—3.99 мас.%) и хрома (Cr_2O_3 1.24—2.31 мас.%). В единичных анализах присутствует калий (K_2O до 0.24 мас.%).

Все исследованные амфиболы подразделяются на две морфологические разновидности: 1) пластинчатые выделения внутри деформированных кристаллов ромбического пироксена (ламели) и 2) мелкие изометричные новообразованные кристаллы в зонах рекристаллизации по периферии порфирокластов энстатита (неомласты). Выделенные разновидности различаются по содержанию хрома (рис. 8, в, г). Наиболее обогащены хромом ламели, образующиеся при пластической деформации ромбического пироксена в плоскости (100) минерала-хозяина и на малоугловой границе, разделяющей разориентированные субиндивиды (рис. 4, 6). Изометричные новообразованные кристаллы амфибола в ассоциации с неомластами пироксенов и оливина содержат хром в значительно меньших количествах.

Наблюдается отрицательная корреляция между хромистостью и магниальностью шпинелидов (рис. 9). Наиболее высокохромистый состав имеют шпинелиды из обр. ЮК-1991-2, расположенного внутри рудовмещающего дунитового тела месторождения им. Менжинского. Наиболее глиноземистым составом обладают шпинелиды из восточной части массива Средний Крак, отобранные в обрамлении месторождения № 33. Хромшпинелиды, образующие включения в энстатите из обр. СК-85/2, характеризуются среднехромистым составом (Cr_2O_3 36.46—42.56 мас.%) и низким содержанием трехвалент-

Химические составы хромшпинелидов (мас. %)
Chemical compositions of chromian spinel (wt %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 6	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 6	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 8	<i>n</i> = 6	<i>n</i> = 7	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 1
MgO	16.72	18.90	17.91	16.29	18.97	17.84	18.42	19.62	19.40	19.37	17.38	16.79	14.81	17.08	16.02	16.02	16.19	14.87	14.12	15.73	15.63	13.61
Al ₂ O ₃	41.17	51.23	45.77	35.40	51.57	47.15	47.10	56.97	56.19	56.05	43.57	30.79	23.50	31.52	28.27	29.46	29.94	27.27	26.51	28.43	28.67	24.45
Cr ₂ O ₃	27.31	16.88	23.10	34.72	16.97	21.89	21.87	11.86	12.84	13.21	25.57	39.53	45.92	37.23	40.13	40.12	39.35	42.04	43.33	41.23	40.76	45.57
FeO	14.80	12.87	13.18	13.58	12.17	12.84	12.31	11.56	11.57	11.36	13.49	12.88	15.77	14.05	15.45	14.39	14.44	15.48	15.83	14.48	14.83	16.21
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06	—	—	0.03	0.04	0.04	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12	—	0.04	0.13	0.09	0.13	—	—
NiO	—	—	0.04	—	—	—	0.13	—	—	—	—	—	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	0.13	—	—	0.32	0.29	0.17	—	—	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100.15	100	100	100	100	100	100	100	99.83	99.92	100	99.90	99.84

Коэффициенты в формуле (O = 4)																						
Al	1.357	1.608	1.473	1.195	1.617	1.508	1.502	1.746	1.728	1.722	1.418	1.055	0.839	1.075	0.983	1.02	1.033	0.960	0.939	0.989	0.998	0.877
Cr	0.604	0.356	0.499	0.786	0.357	0.468	0.467	0.244	0.265	0.272	0.558	0.908	1.100	0.853	0.936	0.932	0.911	0.993	1.030	0.963	0.953	1.096
Mg	0.697	0.75	0.729	0.695	0.75	0.722	0.743	0.760	0.754	0.752	0.715	0.727	0.669	0.737	0.704	0.701	0.706	0.662	0.632	0.692	0.688	0.617
Fe ³⁺	0.038	0.03	0.024	0.012	0.024	0.011	0.021	0.004	0.000	0.000	0.031	0.028	0.063	0.072	0.069	0.053	0.054	0.041	0.025	0.040	0.052	0.028
Fe ²⁺	0.304	0.25	0.274	0.311	0.24	0.277	0.253	0.247	0.253	0.247	0.277	0.282	0.329	0.260	0.304	0.295	0.294	0.341	0.370	0.313	0.309	0.382
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.003	0.002	0.003	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.003	0.000	0.000	0.01	0.01	0.007	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr#	0.31	0.18	0.25	0.40	0.18	0.24	0.24	0.12	0.13	0.14	0.28	0.46	0.57	0.44	0.49	0.48	0.47	0.51	0.52	0.49	0.49	0.56
Mg#	0.70	0.75	0.73	0.69	0.76	0.72	0.75	0.75	0.75	0.75	0.72	0.72	0.67	0.74	0.70	0.70	0.71	0.66	0.63	0.69	0.69	0.62

Примечание. 1 — обр. СК-103-9-5, идиоморфный кристалл; 2—7 — обр. СК-103-6-7 (2 — удлиненные выделения, 3 — коалесцирующие выделения, 4 — мелкий кристалл внутри ортопироксена, 5 — мелкий кристалл внутри оливина, 7 — тонкие удлиненные выделения вдоль границ зерен); 8—10 — обр. СК-103-17 (8 — мелкие изометричные кристаллы, 9 — удлиненные выделения, 10 — коалесцированные выделения); 11 — обр. СК-103-36, крупные выделения; 12 — обр. СК-103-31, крупные выделения; 13 — обр. ЮК-1991-2-1 — крупные выделения; 14—22 — обр. СК-85/2 (14 — ветвящиеся (holly leaf) кристаллы на малоугловых границах ортопироксена, 15 — крупные идиоморфные выделения, 16—18 — ламели: 16 — тонкие короткие, 17 — «глининые» толщиной более 10 мкм, 18 — более крупные, 19 — более мелкие изометричные выделения внутри ламелей диопсида, 20 — то же, отдельные выделения, 21 — «комплексные ламели» с диопсидом, 22 — отдельная ламель рядом с ламелью диопсида). Содержание Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано с учетом стехиометрии минерала.

ного железа (табл. 4). Сравнение хромшпинелидов из ламелей с крупными кристаллами хромшпинелидов на границах блоков ортопироксена показывает, что поля их составов в значительной степени перекрываются и формируют единый тренд, характеризующий обратную зависимость между хромистостью и магнезиальностью. При этом наиболее глиноземистыми и магнезиальными являются крупные кристаллы, промежуточные содержания алюминия и магнезия характерны для ламелей, минимальные — для тонких выделений в объеме минерала-хозяина.

Наблюдаемое закономерное изменение состава включений хромшпинелидов в энстатите может быть обусловлено двумя причинами: 1) большей концентрацией алюминия в энстатите и 2) различной скоростью диффузии хрома и алюминия при формировании новой фазы в объеме пластически деформированного энстатита. Поскольку алюминий обладает более высокой концентрацией и несколько большей скоростью диффузии в минерале-хозяине (Suzuki et al., 2008), то он в большем количестве присутствует в ранних (крупных) выделениях хромшпинелидов, тогда как в более поздних (мелких) выделениях повышается концентрация хрома. Последовательность образования и генезис различных морфологических типов выделений хромшпинелидов более подробно обсуждается ниже.

В обр. СК-103-6 изучены выделения хромшпинелидов, различающиеся по размеру и форме, в том числе тонкие выделения — по приуроченности к тому или иному силикатному минералу-хозяину (рис. 9). Установлено, что наиболее глиноземистым составом обладают удлиненные выделения, приуроченные к необластам и деформированным кристаллам оливина, более высокое содержание хрома фиксируется в крупных разветвленных (holly leaf) кристаллах и мелких необластах из зон рекристаллизации, а наиболее высокохромистым составом отличаются тонкие выделения, приуроченные к деформированным кристаллам ортопироксена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование тонких выделений хромшпинелидов в кристаллах энстатита. Многочисленными исследованиями природных и искусственно деформированных кристаллов энстатита показано, что деформация минерала осуществляется посредством трансляционного скольжения по единственной активной системе (100)[001] (Kohlstedt, Van der Sande, 1973; Van Duysen et al. 1985, и др.). Значительно реже активизируется система (010)[001], что вероятно связано с ростом содержания алюминия в «сухом» ортопироксене (Ohuchi et al., 2010; Manthilake et al., 2013). Вместе с тем, согласно критерию фон Мизеса, для деформации посредством трансляционного скольжения в кристалле необходимо наличие пяти независимых систем. В случае, когда их недостаточно для обеспечения деформационной геометрии, аккомодация кривизны кристаллической решетки может происходить за счет нескольких механизмов, из которых для ортопироксена наиболее важными являются рекристаллизация и фазовые переходы. Одним из наиболее распространенных феноменов, связанных с трансляционным скольжением энстатита по системе (100)[001], является фазовый переход мартенситового типа, при котором в плоскости (100) образуются ламели клиноэнстатита, ограниченные частичными дислокациями (Coe, Kirby, 1975; McLaren, Etheridge, 1976, и др.).

Поскольку для крупных кристаллов энстатита характерно образование твердых растворов замещения (с вхождением в структуру минерала Al, Ca, Cr, Na, H₂O), то деформация зерен может сопровождаться явлением химического распада. Ранее (Raimbourg et al., 2011) была исследована микроструктура изогнутого энстатита из милонитов гранулитовой фации метаморфизма, и было показано, что значительный изгиб кристалла достигался благодаря образованию многочисленных диопсидовых ламелей в плоскости скольжения (100) и рекристаллизации. Оба процесса способствовали аккомодации деформации и релаксации напряжений, в результате чего кристалл деформировался не как «целое», а как «многослойный материал», состоящий из слоев энстатита и тончайших ламелей диопсида.

В предыдущих работах (Савельев и др., 2017; Савельев, Сергеев, 2018) нами было показано, что пластическая деформация энстатита может сопровождаться формированием в плоскости скольжения (100) и вблизи линий изгиба выделения натрий- и хромсодержащего паргасита, а в наиболее напряженных участках — рекристаллизацией, которая сопровождается образованием мелких зерен энстатита II, мельчайших выделений хромшпинелида и сегрегаций, интерпретируемых как закаленный расплав (Na-Cr-паргасит, оливин Fe_{25-30} , аваруит, пентландит).

Экспериментально установлено, что для ортопироксена наиболее характерной является рекристаллизация, в ходе которой ведущая роль принадлежит нуклеации, при этом скорость роста зародышей новой фазы оказывается низкой, что принципиально отличает его от оливина (Carter, 1976).

В рассмотренных выше примерах образование новых зерен хромшпинелидов наблюдалось либо на участках, сложенных мелкозернистым агрегатом неомобластов энстатита, диопсида и форстерита, либо в плоскости скольжения или малоугловых границах первичного энстатита. В обоих случаях появление новых кристаллов хромшпинелида связано с дефектами кристаллической структуры ромбического пироксена. Можно предположить, что в первом, наиболее распространенном случае, происходило «измельчение» структуры первичного энстатита I за счет интенсивной рекристаллизации, в результате которой образовались новые кристаллы истощенного примесями энстатита II, диопсида, форстерита, паргасита и хромшпинелида.

Во втором случае новые выделения хромшпинелида появляются во внутренних зонах деформируемого кристалла. Образование ламелей в плоскости (100) связано, вероятно, с образованием дефектов упаковки в плоскости скольжения. Этот механизм был предложен для объяснения образования ламелей клиноэнстатита (Boland, 1974), диопсида (McLaren, Etheridge, 1976; Kirby, Etheridge, 1981; Van Duysen et al., 1985) и амфибола (Skrotzki, 1994) в экспериментах по деформации ортоэнстатита. Ламели на малоугловой границе, разделяющей разориентированные блоки изогнутых кристаллов энстатита, могли образоваться за счет сегрегации примесных атомов на дефектах структуры минерала-хозяина. Поскольку примесные атомы являются препятствием для скользящих дислокаций, то термодинамически выгодной является их сегрегация вблизи дефектов структуры, к которым относятся стенки дислокаций и границы субиндивидов.

Образование мельчайших идиоморфных выделений шпинелида в ламелях диопсида (рис. 7, в, з) и ксеноморфных выделениях паргасита (Савельев, Сергеев, 2018) может быть результатом двух процессов. С одной стороны, присутствие комплексных шпинелид-диопсидовых и шпинелид-диопсид-парга-

ситовых ламелей в энстатите из обр. СК-85/2 указывает на их твердофазный генезис. С другой стороны, ассоциация и постепенные переходы между ксеноморфными выделениями паргасита и его ламелями указывает на возможное их формирование в результате процессов деформационно-индуцированного диффузионного распада энстатита с последующим плавлением новообразованного амфибола. Одним из возможных механизмов здесь выступает фрикционное плавление, которое обусловлено поступлением энергии в форме тепла от деформированных минералов на поверхности скольжения (Spray, 1988; 1992). Данный процесс чувствителен к реологическим свойствам деформированных минералов. По реологическим свойствам энстатит является «сильной» фазой, в то время как оливин — «слабой». Последний может деформироваться сравнительно легко по нескольким системам скольжения, изменяя морфологию кристаллов в соответствии с главными направлениями стресса. Напротив, в кристалле энстатита обычно активизируется только одна система скольжения, поэтому данный минерал аккумулирует деформационную энергию за счет увеличения дефектов кристаллической структуры. Это приводит к росту температуры, что активизирует диффузионные процессы, благодаря чему образуются и начинают плавиться участки с дефектами упаковки амфиболового типа (поскольку они имеют более низкую температуру плавления, чем вмещающий энстатит). Поскольку изученные выделения паргасита неизменно обогащены хромом и алюминием (табл. 3), можно предположить, что на самых ранних этапах эволюции расплава в межзерновых «магматических микрокамерах» из него могли кристаллизоваться мелкие выделения хромшпинелидов.

Рост кристаллов хромшпинелидов в пластически деформируемом силикатном матриксе. Находки тонких пластинчатых выделений хромшпинелидов внутри деформированных кристаллов ортопироксена, а также ассоциация серии подобных выделений с ветвящимся (holly leaf) кристаллом хромшпинелида, позволяют предположить, что механизмом образования этой морфологической разновидности в процессе пластического течения силикатного матрикса является коалесценция. Термодинамика этого процесса наиболее хорошо изучена для металлических систем (Горелик, 1978) и, по-видимому, применима для поликристаллических минеральных агрегатов, находящихся в условиях высоких температур, давлений и подверженных воздействию стресса. Деформируемый кристалл ортопироксена, содержащий многочисленные мелкие кристаллы избыточной фазы (хромшпинелида), характеризуется большой межзеренной энергией и повышенным термодинамическим потенциалом, который понижается в результате объединения кристаллов этой фазы в более крупные выделения (Бунин, Баранов, 1970). Пластическая деформация кристаллов ортопироксена, сопровождавшая подъем мантийного вещества в зонах декомпрессии, могла служить пусковым механизмом для выделения и коалесценции тончайших выделений хромшпинелида. Понижение давления и температуры способствовало уменьшению изоморфной емкости кристаллической решетки энстатита, а примеси создавали препятствия для движения дислокаций внутри кристалла минерала-хозяина и способствовали его фрагментации.

В изученных образцах наблюдаются структуры, фиксирующие одновременное протекание процессов сегрегации примесей и коалесценции. На рис. 10 показан сросток кристаллов хромшпинелида на границе зерен ортопироксена и оливина. В правой нижней части фрагмента (рис. 10, з) можно наблюдать тонкое пластинчатое выделение хромшпинелида внутри кристалла энстатита.

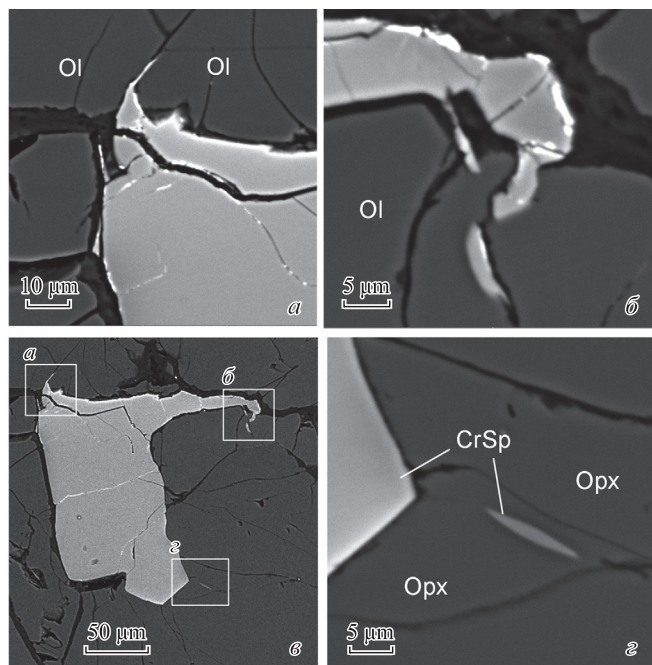


Рис. 10. Соотношения сростка крупных кристаллов и тонких выделений хромшпинелида внутри пластически деформированных силикатов. Обр. СК-103-6. Изображения в обратноотраженных электронах. Пояснения в тексте.

Fig. 10. Relationship between a joint of large crystals and tiny precipitations of chromian spinel inside silicates. CK-103-6 sample. BSE-images.

та — ламель, образованную в результате синдеформационной сегрегации примесей. В верхней части сростка (рис. 10, а, в) расположены ответвления от основного кристалла внутрь зерен оливина вдоль малоугловых границ, обусловленные коалесценцией. В правой нижней части сростка выделяется идиоморфный кристалл, отделенный от более крупного ксеноморфного выделения хромшпинелида большеугловой границей, что подтверждается данными дифракции обратнорассеянных электронов.

На рис. 11, а показан пример тонких выделений хромшпинелидов внутри различных силикатных фаз. В левой части снимка линзовидное зерно хромшпинелида CrSp_1 размером 5×15 мкм располагается среди необластов оливина размером 20—30 мкм, а в правой части снимка разветвленный кристалл хромшпинелида CrSp_2 располагается внутри крупного порфирокласта ортопироксена. В данном фрагменте обращают на себя внимание две особенности. Во-первых, хромшпинелиды значительно различаются по химическому составу, а именно, кристалл CrSp_1 характеризуется более низким отношением хрома к алюминию ($\text{Cr}\# = 0.2$) по сравнению с кристаллом CrSp_2 ($\text{Cr}\# = 0.4$). Во-вторых, кристалл CrSp_2 имеет удлиненную форму, причем его краевые части параллельны друг другу и отдельности в зерне ортопироксена, которая с высокой степенью вероятности может представлять собой след плоскости скольжения (100). В нижней левой части кристалла хромшпинелида наблюдается переход его в тончайшее пластинчатое выделение того же состава толщиной менее 1 мкм, расположенное в плоскости отдельности ортопироксена (рис. 11, б). Наиболее предпочтительным объяснением генезиса данных выде-

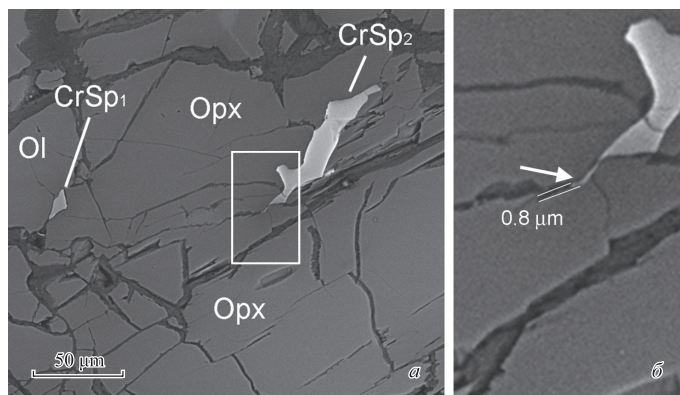


Рис. 11. Выделения хромшпинелида в различных силикатных фазах. Обр. СК-103-6. Изображения в обратно-отраженных электронах. Пояснения в тексте.

Fig. 11. Precipitations of chromian spinels in different silicate phases. CK-103-6 sample. BSE-images.

лений хромшпинелидов является механизм твердофазного образования за счет сегрегации примесных атомов на дефектах структуры (в конечном счете — на границах зерен). В пользу такого предположения говорит также тот факт, что содержание хрома в ортопироксене значительно выше такового в оливине (табл. 5). В то же время алюминий, который также в значительных количествах присутствует в ортопироксене, может идти на формирование синдеформационных ламелей моноклинного пироксена и паргасита. Наблюдаемые соотношения могут быть интерпретированы как результат коалесценции серии синдеформационных ламелей хромшпинелида в деформированном кристалле энстатита.

Таблица 5

Химические составы оливина (мас. %)

Chemical compositions of olivine (wt %)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 24	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 11	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 1
SiO ₂	40.21	40.12	40.17	40.08	40.14	40.43	40.38
FeO	6.20	7.69	8.18	7.66	9.14	6.34	4.89
MnO	—	0.02	—	0.02	0.11	—	—
MgO	53.31	51.77	51.26	51.82	50.25	53.09	53.93
NiO	0.29	0.36	0.39	0.38	0.36	0.13	0.37
Сумма	100	99.97	100	99.95	100	100	99.57
Коэффициенты в формуле (O = 4)							
Si	0.964	0.970	0.974	0.969	0.978	0.970	0.966
Fe	0.124	0.155	0.166	0.155	0.186	0.127	0.098
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
Mg	1.906	1.867	1.853	1.868	1.826	1.900	1.925
Ni	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007	0.003	0.007
Fo	0.94	0.92	0.92	0.92	0.91	0.94	0.95
Fa	0.06	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.05

Примечание. 1 — обр. СК-103-9-5; 2—4 — обр. СК-103-6-7 (2 — необласты мелкие, 3 — необласты среднезернистые, 4 — деформированный матрикс); 5 — обр. СК-103-17, необласты; обр. 6 — СК-103-36, необласты; 7 — обр. СК-103-31, включение в хромшпинелиде.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше примеры тонких выделений хромшпинелидов внутри силикатных минералов мантийных перидотитов, подвергшихся интенсивной высокотемпературной пластической деформации, свидетельствуют о широком проявлении процессов синдеформационной (твердофазной) сегрегации вещества в процессе глубинного минералообразования. Установлены различные случаи локализации выделений хромшпинелидов: 1) в зонах рекристаллизации в ассоциации с необластами энстатита и форстерита, 2) внутри полигонизированных кристаллов первичного энстатита в виде ламелей и ветвящихся кристаллов, 3) внутри ламелей и необластов диопсида и паргасита. В первых двух случаях предполагается полностью твердофазный механизм образования хромшпинелидов: 1) в результате сегрегации примесей на дефектах структуры (дислокации → субграницы → границы зерен) и 2) в результате нуклеации и роста новой фазы в наиболее искаженных участках первичного ортопироксена совместно с необластами форстерита и энстатита. В последнем случае возможен как твердофазный механизм, так и кристаллизация в микрокамерах «диопсидового» или «паргаситового» расплава, мобилизованных в результате фрикционного плавления ортопироксена.

Зафиксированные в природных образцах ультрамафитов структуры различных стадий роста кристаллов хромшпинелидов имеют значительное сходство со структурами, описанными в материаловедении в связи с горячей пластической деформацией металлов и сплавов и обусловленными процессами динамического старения, включающими механизмы сегрегации примесей и коалесценцию. Одним из «пусковых механизмов» для проявления подобных процессов в мантийных ультрамафитах могла служить пластическая деформация, вызванная декомпрессионным подъемом мантийного диапира.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания по темам № 0252-2017-0014 и 0246-2019-0078. Аналитические исследования проведены на базе ЦКП ИПСМ РАН «Структурные и физико-механические исследования материалов».

Список литературы

- Бунин К. П., Баранов А. А. Металлография. М.: Металлургия, **1970**. 312 с.
- Горелик С. С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, **1978**. 568 с.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир; Эльф Акиген, **1992**. 166 с.
- Савельев Д. Е., Белогуб Е. В., Блинов И. А., Кожевников Д. А., Котляров В. А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия. **2016**. № 4. С. 56—77.
- Савельев Д. Е., Кожевников Д. А. Структурные и петрографические особенности ультрамафитов на участке «месторождение № 33» в восточной части массива Средний Крака (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. **2015**. № 1 (26). С. 60—84.
- Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Сергеев С. Н., Мусабилов И. И. О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // Доклады РАН. **2017**. Т. 276. № 2. С. 1—5.
- Савельев Д. Е., Сергеев С. Н. Энстатит офиолитовых перидотитов: пластическая деформация и связанные с ней геохимические изменения // Минералогия. **2018**. № 1 (6). С. 68—84.
- Саранчина Г. М., Кожевников В. Н. Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, **1985**. 208 с.

References

- Boland J. N. Lamellar structures in low calcium orthopyroxenes. *Contrib. Miner. Petrol.* **1974**. Vol. 47. P. 215—222.
- Bunin K. P., Baranov A. A. Metallography. Moscow: Metallurgiya, **1970**. 312 p. (in Russian).
- Carter N. L. Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.* **1976**. Vol. 14. P. 301—360.
- Coe R. S., Kirby S. H. The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: mechanism and potential applications. *Contrib. Miner. Petrol.* **1975**. Vol. 52. P. 20—55.
- Gorelik S. S. Recrystallization of metals and alloys. Moscow: Metallurgiya, **1978**. 568 p. (in Russian).
- Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph. D. thesis. Cardiff University, **2012**. 468 p.
- Kirby S. H., Etheridge M. A. Exsolution of Ca pyroxene from orthopyroxene aided by deformation. *Phys. Chem. Miner.* **1981**. Vol. 7. P. 105—109.
- Kohlstedt D. L., Van der Sande J. B. Transmission electron microscopy investigation of the defect structure of four natural orthopyroxenes. *Contrib. Miner. Petrol.* **1973**. Vol. 42. P. 169—180.
- Manthilake M. A. G. M., Miyajima N., Heidelberg F., Soustelle V., Frost D. J. The effect of aluminum and water on the development of deformation fabrics of orthopyroxene. *Contrib. Miner. Petrol.* **2013**. Vol. 165. P. 495—505.
- McLaren A. C., Etheridge M. A. A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. I. Slip mechanisms. *Contrib. Miner. Petrol.* **1976**. Vol. 57. P. 163—177.
- Mercier J.-C. C. Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.* **1975**. Vol. 16. P. 454—487.
- Nicolas A. Principles of Rock Deformation. Dordrecht: Reidel, **1987**. 208 p.
- Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. London: Wiley — Interscience, **1976**. 444 p.
- Ohuchi T., Karato S. I., Fujino K. Strength of single-crystal orthopyroxene under lithospheric conditions. *Contrib. Miner. Petrol.* **2010**. Vol. 161. P. 961—975.
- Raimbourg H., Kogure T., Toyoshima T. Crystal bending, subgrain boundary development, and recrystallization in orthopyroxene during granulite-facies deformation. *Contrib. Miner. Petrol.* **2011**. Vol. 162. P. 1093—1111.
- Saranchina G. M., Kozhevnikov V. N. Fedorov's method (mineral definition, microstructural analysis). Leningrad: Nedra, **1985**. 208 p. (in Russian).
- Saveliev D. E., Belogub E. V., Blinov I. A., Kozhevnikov D. A., Kotlyarov V. A. Petrological evidences of syndeformation matter segregation during a dunite formation process (for example Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Mineralogy*. **2016**. N 2 (4). P. 56—77 (in Russian).
- Saveliev D. E., Kozhevnikov D. A. Textural and petrographic features of ultramafic rocks within area of «Deposit 33», eastern part of the Sredniy Kraka massif (South Urals). *Herald Perm University. Geology*. **2015**. N 1 (26). P. 60—84 (in Russian).
- Saveliev D. E., Puchkov V. N., Sergeev S. N., Musabirov I. I. Deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotite and its role in partial melting and chromite ore formation. *Doklady Earth Sci.* **2017**. Vol. 476. Part 1. P. 1058—1061.
- Saveliev D. E., Sergeev S. N. Enstatite from ophiolite ultramafic rocks: plastic deformation and related chemical changes. *Mineralogy*. **2018**. N 1 (6). P. 68—81 (in Russian).
- Skrotzki W. Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed augite and enstatite. *Tectonophysics*. **1994**. Vol. 229 (1—2/15). P. 43—68.
- Spray J. G. Generation and crystallization of an amphibolite shear melt: an investigation using radial friction welding apparatus. *Contrib. Miner. Petrol.* **1988**. Vol. 99. P. 464—475.
- Spray J. G. A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*. **1992**. Vol. 204. P. 205—221.
- Suzuki A. M., Yasuda A., Ozawa K. Cr and Al diffusion in chromite spinel: experimental determination and its implication for diffusion creep. *Phys. Chem. Miner.* **2008**. Vol. 35. P. 433—445.
- Van Duysen J. C., Doukhan N., Doukhan J. C. Transmission electron microscope study of dislocations in orthopyroxene (Mg,Fe)₂Si₂O₆. *Phys. Chem. Miner.* **1985**. Vol. 12. P. 39—44.

Поступило в редакцию
23 июля 2018 г.