

УДК 552.321.6+553.46

**ЭНСТАТИТ ОФИОЛИТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ:
ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ
И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ**

Д.Е. Савельев¹, С.Н. Сергеев²

¹ *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа, Россия;
sav171@mail.ru*

² *Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа; sem17@mail.ru*

**ENSTATITE OF OPHIOLITE ULTRAMAFIC ROCKS:
PLASTIC DEFORMATION AND RELATED CHEMICAL CHANGES**

D.E. Saveliev¹, S.N. Sergeev²

¹ *Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences,
Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia; sav171@mail.ru*

² *Institute for Metals Superplasticity Problems RAS, Ufa; sem17@mail.ru*

Приведены результаты изучения пластически деформированного энстатита из мантийных перидотитов массива Средний Крака (Южный Урал). Рассмотрен случай, когда ориентировка поля напряжений в перидотите является неблагоприятной для активизации единственно возможной системы скольжения в энстатите – (100)[001], и аккомодация деформации происходит путём вращения решётки. Показано, что изгиб крупного первичного кристалла энстатита сопровождается образованием ламелей в плоскости скольжения, а в дальнейшем – химическим распадом, приводящим к образованию двух комплементарных ассоциаций: 1) более низкотемпературной, включающей Na-Cr-паргасит, оливин Fo₇₅, сульфиды и твёрдые растворы состава Ni-Fe, и 2) более тугоплавкой, представленной деплетированным энстатитом, форстеритом и мелкими новообразованными зёрнами хромшпинелида. Обсуждается роль пластической деформации в инициации частичного плавления перидотитов и образовании новых зёрен хромшпинелидов.

Илл. 9. Табл. 6. Библ. 39.

Ключевые слова: ультрамафиты, пластическая деформация, энстатит, паргасит, рекристаллизация, частичное плавление, Южный Урал, Крака.

The results of study of plastically deformed enstatite from mantle peridotites of the Central Kraka massif (South Urals) are presented. A case of orientation of stress field of peridotite unfavorable for activation of a single possible slip system of enstatite – (100)[001] and accommodation of deformation by means of lattice rotation is considered. It is shown that crystal bending results in formation of lamellae in a sliding surface and, then, decomposition, which leads to the formation of two complementary assemblages: 1) low-temperature with pargasite, olivine Fo₇₅, sulfides, and Ni-Fe solid solutions and 2) refractory including depleted enstatite II, forsterite and newly formed tiny spinel grains. A role of plastic deformation for initiation of partial melting and formation of new grains of chromite is discussed.

Figures 9. Tables 6. References 39.

Key words: ultramafic rocks, plastic deformation, enstatite, pargasite, recrystallization, partial melting, South Urals, Kraka.

Введение

Многочисленные работы посвящены изучению особенностей пластической деформации энстатита, в результате которых было установлено, что для данного минерала в широком диапазоне условий деформации единственной активной системой скольжения является (100)[001], а внутризерновое скольжение сопровождается образованием дефектов упаковки в плоскости скольжения и фазового перехода мартенситового типа (ортоэнстатит-клиноэнстатит).

Впервые трансляционное скольжение в ортопироксене по данной системе было выявлено Мюгге в 1898 г. (McLaren, Etheridge, 1976), а затем неоднократно подтверждено более поздними исследованиями (Turner et al., 1960; Raleigh, 1967). Инверсия ортоэнстатита в клиноэнстатит, вызванная напряжением, была установлена в ряде работ (Turner et al., 1960; Trommsdorf, Wenk, 1968) и затем активно исследовалась с применением просвечивающей электронной микроскопии (Green, Radcliffe, 1972; Boland, 1974; McLaren, Etheridge, 1976; и др.). Было показано, что данная инверсия представляет собой мартенситовый тип фазового перехода, который вовлекает частичные дислокации, скользящие в смежных плоскостях (100) (Boland, 1974; Сое, Müller, 1973; Сое, Kirby, 1975, Kirby, 1976). В зависимости от условий деформации (температуры и напряжения), ортоэнстатит может деформироваться либо дислокационным скольжением, либо инверсией в клиноэнстатит. Для пластически деформированных ортопироксенов весьма характерно образование частичных дислокаций, которые ограничивают дефекты упаковки, расположенные в плоскости (100).

Другой специфический феномен, который может быть связан с деформацией ортопироксена – распад твёрдого раствора (или «экссольюция») (Boland, 1974; Kirby, Etheridge 1981). При высокой температуре и высоком давлении ортоэнстатит может включать несколько процентов кальция, который выделяется при более низкой температуре в тонких ламеллях богатого Са клинопироксена. Многие исследования были предприняты для изучения «ламелей экссольюции» методами просвечивающей электронной микроскопии (Champness, Lorimer, 1973, Buseck et al., 1980; и др.).

Вместе с тем, в упомянутой литературе не найдено указаний на взаимосвязь пластической деформации и фазовых переходов, с одной стороны,

и прогрессирующих геохимических изменений перидотитов и частичного плавления – с другой. В данной работе рассмотрен один из примеров такой взаимосвязи.

Методика исследований

Исследования включали в себя геолого-структурное картирование территории, сопровождавшееся замером минеральной сланцеватости, полосчатости и линейности, отбором ориентированных образцов из дунитов и перидотитов, а также петрографическим изучением прозрачно-полированных шлифов. На универсальном столике Фёдорова исследовалась ориентировка осей оптической индикатрисы оливина и ортопироксена по известной методике (Саранчина, Кожевников, 1985), петроструктурные диаграммы строились на проекции верхней полусферы сетки Вульфа.

Электронно-микроскопические исследования проводились в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 SBH Tescan с энерго-дисперсионным анализатором х-Act Oxford Instruments (ИПСМ РАН, Уфа). Определение химического состава минералов проводилось в безэталонном режиме с нормализацией к 100 %. Формулы минералов рассчитывались соответственно на 3 катиона (хромшпинелиды и оливин) и 4 катиона (пироксены). В формуле хромшпинелидов количество двух- и трёхвалентного железа определялось по стехиометрии минерала. По данным химического анализа рассчитывались атомные отношения: хромистость $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ и магнезиальность $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$. Формулы амфиболов рассчитывались на 13 катионов в позициях (T + Z), содержание воды в химическом анализе рассчитано из кристаллохимической формулы минерала.

Фактический материал

Общая характеристика перидотитов

Нами изучены образцы шпинелевых перидотитов, обнажающихся на флангах дунит-хромититовой залежи месторождения № 33 в восточной части массива Средний Крака (Южный Урал). Породы сложены оливином (70–75 об. %), пироксенами – ромбическим (15–20 об. %) и моноклинным (1–5 об. %) и хромшпинелидом (0.5–2 об. %).

Крупные выделения оливина имеют размер более 1.5 мм и демонстрируют развитую субзернистую структуру. Субграницы характеризуются

неодинаковой чёткостью и могут разделять блоки как изометричной, так и удлинённой формы. Разориентировка на субграницах составляет от первых градусов до 15° . Мелкие зёрна оливина имеют размер 0.2–1 мм, для них характерно более однородное строение, а их образование связано с динамической рекристаллизацией.

Петроструктура оливина сформирована преимущественно в ходе внутрикристаллического трансляционного скольжения по системе $\{0kl\}$ $[100]$ и, в меньшей степени, за счёт синтетектонической рекристаллизации (Савельев, Блинов, 2015). Исследование оливина из образцов перидотитов близлежащих обнажений методом окислительного декорирования дислокационной структуры показало, что в минералах широко распространено поперечное скольжение (Савельев и др., 2016).

Для крупных кристаллов ортопироксена наиболее характерны изометричные очертания и отчётливые следы хрупко-пластической деформации, которая отражена в неоднородном погасании, изгибе плоскостей спайности, образовании кинк-бандов. Мелкие выделения образованы в результате динамической рекристаллизации и преимущественно развиты по периферии более крупных первичных зёрен.

Поведение ортопироксена при пластическом течении перидотита определяется исходной ориентировкой его зёрен, поскольку данный минерал имеет всего одну активную систему трансляционного скольжения $(100)[001]$. Пластический изгиб и образование кинк-бандов в ортопироксене встречается в тех случаях, когда плоскость активного скольжения (100) в зерне ориентирована под относительно небольшими углами к плоскости пластического течения породы в целом и может быть приведена в соответствие с ней простым вращением кристалла в плоскости (010) . В противном случае крупные зёрна ромбического пироксена испытывают хрупкий разрыв без заметной пластической деформации и значимых вещественных изменений. Образующиеся при этом разрывы заполняются мелкозернистым оливином.

Строение и состав крупных деформированных кристаллов энстатита

Наиболее интересные факты были получены при изучении крупного пластически деформированного кристалла энстатита из образца СК-103-4 (рис. 1), который состоит из трёх относительно

крупных фрагментов (1, 2, 7) и двух прилегающих к ним справа и слева зон рекристаллизации (RZ), сложенных необластами. Деформация проявлена в изгибе зерна, сопровождающемся образованием полос излома между блоками 1–2–7, при этом от блока 7 к блоку 1 отмечается всё большее отклонение направления $N_g = [001]$ минерала от следы плоскости минеральной уплощённости образца, которая на стереографической проекции показана пунктирной линией. Плоскость минеральной уплощённости обычно соответствует плоскости пластического течения, она трассируется в данном случае струйчатостью мелких зёрен хромшпинелидов, удлинённостью призматических выделений моноклинного пироксена и оливина. Разориентировка между соседними блоками энстатита составляет $20\text{--}30^\circ$.

Состав изученного кристалла ортопироксена соответствует энстатиту с умеренными содержаниями примесей – алюминия и хрома (табл. 1). Мелкие необласты ортопироксена в зонах рекристаллизации предельно истощены всеми примесными компонентами и состоят лишь из магния, кремния и очень небольшого количества железа (см. табл. 1). Они ассоциируют с близкими по размерам необластами высокомагнезиального оливина (табл. 2), клинопироксена (диоксида) и значительно варьирующими по размеру новообразованиями хромшпинелидов. Последние в зонах рекристаллизации располагаются на границах областей оливина и ромбического пироксена и характеризуются варьирующим химическим составом (табл. 3). При этом отмечается увеличение отношения Cr/Al в составе хромшпинелида от наиболее мелких зёрен (доли-первые мкм) к более крупным ($100n\text{--}1000n$ мкм).

Внутри блоков крупного кристалла энстатита отмечаются выделения новых минеральных фаз различной морфологии. Наиболее многочисленными выделениями представлен амфибол, по составу близкий к паргаситу (табл. 4), но постоянно обогащённый натрием (2.07–2.91 мас. %) и хромом (1.38–2.58 мас. %). Он образует два типа выделений: 1) ламели, расположенные в плоскости (100) минерала-хозяина, и 2) пламенивидные выделения, начинающиеся от границы между разориентированными частями кристалла. Ламели имеют длину 50–300 мкм, их толщина изменяется от долей до 10 мкм.

Пламенивидные выделения в большинстве случаев начинаются на границе разориентированных блоков и, сужаясь, простираются внутрь блока 7, в редких случаях – в сторону блока 2 (рис. 2). В ос-

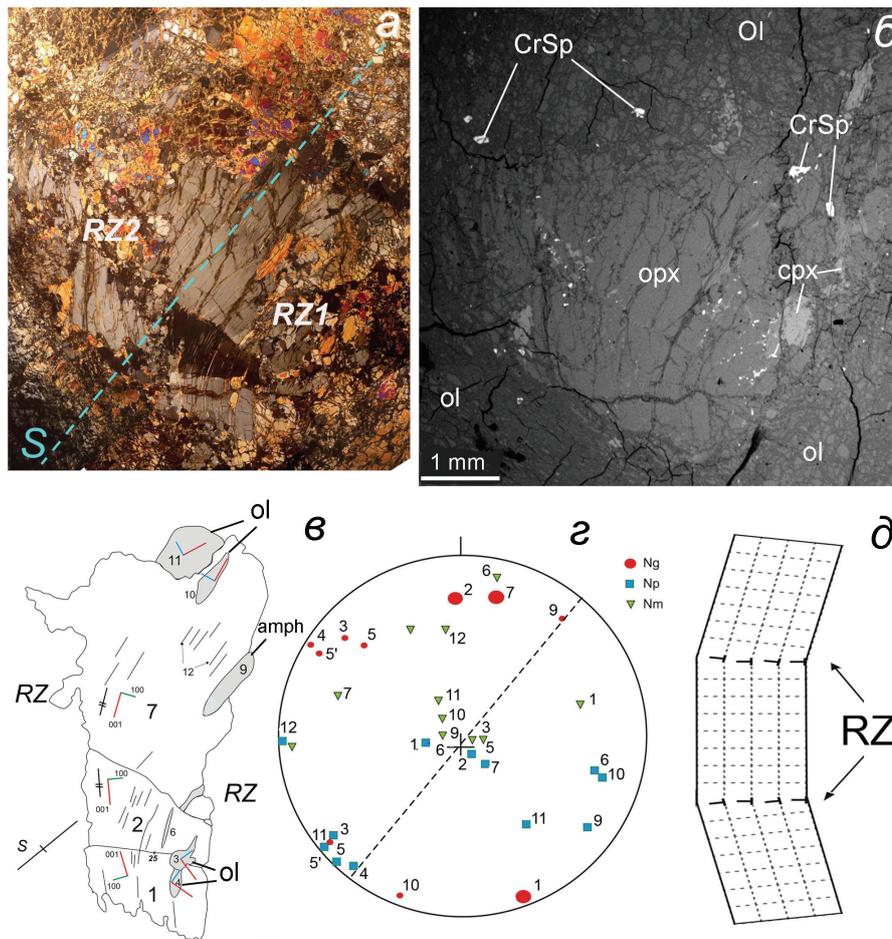


Рис. 1. Общий вид и схема строения крупного деформированного кристалла энстатита:

a – микрофотография в плоско-поляризованном свете; *б* – снимок в обратно-рассеянных электронах; *в* – схема строения изогнутого кристалла энстатита; *г* – положение осей оптической индикатрисы различных зёрен на стереографической проекции (верхняя полусфера сетки Вульфа, ориентировка совпадает с таковой изображения шлифа); *д* – схематическое изображение изогнутого кристалла по (Хоникомб, 1972). На снимке «*a*» показан след плоскости минерального уплотнения (S) на плоскости шлифа, зоны рекристаллизации (RZ); на схеме «*б*» отмечены разориентированные блоки энстатита (1, 2, 7); ol – оливин, CrSp – хромшпинелид, amph – паргасит, opx – ортопироксен, cpx – клинопироксен

Fig. 1. General view and structure of large deformed enstatite crystal:

a – plane polarized transmission light, *б* – BSE image, *в* – structure of Opx crystal, *г* – position of optic indicatrices of different grains on a Wulff stereonet (upper hemisphere), *д* – schematic image of banded crystal after (Honeycombe, 1968). Image (*a*) shows a foliation trace (S) on a thin-section plane and recrystallization zones (RZ); image (*б*) shows disoriented blocks of enstatite (1, 2, 7); ol – olivine, CrSp – chromian spinel, amph – pargasite, opx – enstatite, cpx – diopside

новании они имеют толщину 5–20 мкм, длина изменяется в пределах 10–60 мкм. По составу амфиболовые выделения двух описанных морфологических типов не различаются (см. табл. 4). Иногда отмечаются переходы от пламенивидных выделений к более крупным уплощённым образованиям. Одно из них наблюдается в правой нижней части блока 7, начинается от границы полосы излома и переходит в зону необласт. Ещё более крупное выделение ам-

фибола расположено в верхней правой части блока 7, на непосредственной границе с зоной необласт. В этом зерне ось Ng направлена параллельно следу плоскости минеральной уплотнённости.

Кроме амфиболовых выделений, в изученном зерне энстатита отмечаются два относительно крупных кристалла магнезиального оливина (3, 4, 10). Один из них расположен на границе блоков 1 и 2 энстатита (см. рис. 1). Как и в энстатите, в оливине

Таблица 1

Средний химический состав пироксенов из перидотита СК-103-4, мас. %

Table 1

Average chemical composition of pyroxene from peridotite СК-103-4, wt. %

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n	1	7	2	2	1	9	1	1	2	2	2	4	1
SiO ₂	56.11	56.82	57.41	56.70	57.36	56.99	57.91	57.51	56.82	57.48	54.87	55.30	55.33
TiO ₂	–	0.02	–	0.02	0.01	0.02	–	–	–	0.02	0.04	0.01	–
Al ₂ O ₃	2.18	1.36	1.36	1.41	1.82	1.00	1.09	0.79	1.61	0.81	1.90	1.08	1.55
FeO	4.33	4.35	4.70	4.58	4.21	4.32	4.53	4.30	4.48	4.70	1.34	1.45	1.63
MnO	–	0.03	0.13	–	0.04	0.01	–	0.05	0.12	0.18	–	–	0.08
MgO	36.07	36.47	35.55	35.82	35.68	37.00	35.73	35.43	35.85	36.16	18.75	19.21	18.71
CaO	0.40	0.30	0.36	0.86	0.29	0.30	0.36	1.13	0.49	0.28	21.58	22.21	21.77
Na ₂ O	–	–	0.01	0.02	0.01	0.02	–	0.22	0.07	–	0.38	0.28	0.23
V ₂ O ₅	0.06	0.07	0.01	0.04	0.05	0.04	0.05	0.14	0.02	–	0.10	0.01	0.04
Cr ₂ O ₃	0.63	0.47	0.42	0.41	0.39	0.22	0.16	0.19	0.46	0.26	1.02	0.42	0.66
NiO	0.22	0.11	0.02	0.14	0.14	0.07	0.12	0.11	0.06	0.06	0.03	0.02	–
Сумма	100.0	100.0	99.97	100.0	100.0	99.99	99.95	99.87	99.97	99.94	100.0	100.0	100.0
<i>Коэффициенты катионов формул в пересчёте на 4 катиона (при O = 6)</i>													
Si	1.944	1.956	1.982	1.957	1.984	1.951	1.996	1.984	1.962	1.975	2.013	2.010	2.023
Ti	–	–	–	0.001	–	–	–	–	–	0.001	0.001	–	–
Al	0.044	0.028	0.028	0.029	0.037	0.02	0.022	0.016	0.033	0.016	0.041	0.023	0.033
Mg	1.863	1.872	1.831	1.843	1.840	1.889	1.836	1.823	1.846	1.853	1.026	1.041	1.020
Fe	0.125	0.125	0.135	0.132	0.121	0.124	0.130	0.124	0.129	0.135	0.041	0.044	0.05
Mn	–	0.001	0.004	–	0.001	–	–	0.002	0.004	0.006	–	–	0.003
Ca	0.015	0.011	0.013	0.032	0.011	0.011	0.013	0.042	0.018	0.01	0.85	0.866	0.854
Cr	0.009	0.006	0.006	0.006	0.005	0.003	0.002	0.003	0.006	0.004	0.015	0.006	0.010
Na	–	–	–	0.001	–	0.001	–	0.007	0.002	–	0.013	0.010	0.008
<i>Миналы</i>													
En	0.93	0.93	0.92	0.92	0.93	0.93	0.93	0.92	0.93	0.93	0.54	0.53	0.53
Fs	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.02	0.02	0.03
Wo	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.44	0.44	0.44

Примечание. n – количество анализов, здесь и далее, прочерк – содержания ниже предела обнаружения метода; ан. 1–10 – ортопироксен; 11–13 – клинопироксен; 1–5 – крупные деформированные кристаллы (1–3 – внутренние части, 4, 9 – краевые части), 6–10, 12, 13 – необласты, 11 – ламели.

Note. n – number of analyses, here and hereafter, dash – below detection limit; 1–10 – orthopyroxene; 11–13 – clinopyroxene; 1–5 – large deformed crystals (1–3 – inner parts, 4, 9 – rims), 6–10, 12, 13 – neoblasts, 11 – lamellae.

Таблица 2

Средний химический состав оливинов из перидотита СК-103-4, мас. %

Table 2

Average chemical composition of olivine from peridotite СК-103-4, wt. %

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n	3	9	1	5	1	2	1	3	6	5
SiO ₂	41.10	41.86	41.06	42.14	41.79	41.82	41.59	41.81	41.64	44.42
FeO	6.44	6.48	5.73	6.24	6.35	6.67	6.51	6.52	6.73	22.35
MnO	–	0.01	–	0.06	0.15	0.06	0.01	0.11	0.08	0.17
MgO	51.98	51.21	52.57	51.01	51.26	50.95	51.13	50.92	51.01	32.42
NiO	0.42	0.33	0.45	0.37	0.32	0.39	0.50	0.49	0.34	0.31
Сумма	99.94	99.89	99.81	99.81	99.88	99.89	99.74	99.85	99.81	99.67
<i>Коэффициенты катионов формул в пересчёте на 3 катиона (при O = 4)</i>										
Si	0.992	1.013	0.988	1.021	1.011	1.014	1.009	1.014	1.009	1.19
Mg	1.870	1.848	1.887	1.843	1.850	1.842	1.849	1.841	1.844	1.295
Fe	0.130	0.131	0.115	0.126	0.128	0.135	0.132	0.132	0.136	0.50
Mn	–	–	–	0.001	0.004	0.001	–	0.003	0.002	0.004
Ni	0.008	0.006	0.009	0.007	0.006	0.008	0.010	0.009	0.007	0.007
<i>Миналы</i>										
Fo	0.94	0.93	0.94	0.94	0.94	0.93	0.93	0.93	0.93	0.72

Примечание. n – количество анализов, сгруппированных по исследованным участкам; ан. 1–9 – высокомагнезиальный оливин, 10 – оливин с повышенной железистостью из ксеноморфных выделений (рис. 9б).

Note. n – number of analyses grouped by areas studied; 1–9 – high-Mg olivine, 10 – relatively high-Fe olivine from the anhedral aggregates (Fig. 9b).

Химический состав хромшпинелидов из перидотита СК-103-4, мас. %

Таблица 3

Table 3

Chemical composition of Cr spinel from peridotite СК-103-4, wt. %

№ точки	238	202	204	227	229	198	245	71	169	228	224	239	72	75
Al ₂ O ₃	27.94	30.03	31.67	32.95	32.50	32.91	33.86	32.87	35.54	35.83	37.00	36.81	42.89	48.29
Cr ₂ O ₃	41.57	40.10	38.24	37.37	36.84	36.66	36.54	36.43	34.38	33.73	33.23	33.23	27.80	21.29
MgO	14.26	14.95	16.09	12.92	13.96	14.87	13.33	14.51	15.06	14.76	15.78	15.28	15.48	18.63
FeO	15.33	14.13	13.17	16.12	15.52	15.04	15.63	15.33	14.0	14.91	13.27	14.10	13.39	11.42
TiO ₂	–	–	–	0.04	0.01	0.01	–	–	0.01	–	0.03	–	0.03	–
MnO	0.23	0.12	0.44	0.38	0.08	0.03	0.30	–	0.32	0.25	0.26	0.26	–	–
NiO	0.06	0.14	–	–	0.13	0.15	0.09	0.03	0.19	0.19	0.1	0.11	0.21	0.12
V ₂ O ₃	0.25	0.16	0.23	0.14	0.13	0.25	0.16	0.23	0.29	0.14	0.2	0.18	0.16	0.25
Сумма	99.64	99.62	99.84	99.91	99.17	99.92	99.91	99.39	99.79	99.82	99.87	99.97	99.96	100.0
<i>Коэффициенты катионов формул в пересчёте на 3 катиона (при O= 4)</i>														
Al	0.986	1.046	1.087	1.147	1.132	1.132	1.172	1.137	1.210	1.220	1.246	1.243	1.416	1.533
Cr	0.984	0.937	0.880	0.873	0.861	0.846	0.848	0.845	0.785	0.770	0.751	0.753	0.616	0.454
Mg	0.636	0.658	0.698	0.568	0.615	0.646	0.583	0.635	0.648	0.635	0.672	0.653	0.646	0.748
Fe ³⁺	0.030	–	0.015	–	–	0.012	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe ²⁺	0.351	0.349	0.304	0.398	0.384	0.354	0.384	0.376	0.338	0.360	0.317	0.338	0.314	0.257
Ti	–	–	–	0.001	–	–	–	–	–	–	0.001	–	0.001	–
Mn	0.006	0.003	0.011	0.009	0.002	0.001	0.007	–	0.008	0.006	0.006	0.006	–	–
Ni	0.002	0.003	–	–	0.003	0.004	0.002	0.001	0.004	0.004	0.002	0.003	0.005	0.003
V	0.006	0.004	0.005	0.003	0.003	0.006	0.004	0.005	0.007	0.003	0.005	0.004	0.003	0.005
<i>Числовые характеристики</i>														
#Cr	0.50	0.47	0.45	0.43	0.43	0.43	0.42	0.43	0.39	0.39	0.38	0.38	0.30	0.23
#Mg	0.64	0.65	0.70	0.59	0.62	0.65	0.60	0.63	0.66	0.64	0.68	0.66	0.67	0.74

Таблица 4

Средний химический состав паргасита из перидотита СК-103-4, мас. %

Table 4

Chemical composition of pargasite from peridotite СК-103-4, wt. %

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n	6	5	1	4	2	2	1	1	2
SiO ₂	46.41	46.65	46.02	46.25	46.52	46.15	49.65	46.45	45.93
TiO ₂	0.11	0.14	0.25	0.20	0.23	0.24	0.14	0.19	0.16
Al ₂ O ₃	12.33	12.94	13.57	12.92	12.73	13.24	9.77	13.38	12.44
FeO	1.90	1.99	1.83	1.99	1.99	2.16	2.15	2.13	2.28
MnO	–	0.02	–	–	0.04	0.06	–	0.13	0.04
MgO	20.28	19.98	19.65	20.57	20.02	19.88	22.65	19.35	21.86
CaO	11.37	11.10	11.31	11.12	11.42	11.21	9.92	11.44	10.32
Na ₂ O	2.82	2.84	2.83	2.86	2.81	2.91	2.07	2.62	2.71
Cr ₂ O ₃	2.58	2.14	2.35	1.88	2.06	1.95	1.38	2.13	2.02
H ₂ O*	2.19	2.20	2.19	2.21	2.19	2.20	2.26	2.19	2.24
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<i>Коэффициенты формул в пересчёте на 13 катионов в позициях (T+Z)</i>									
Si	6.348	6.362	6.296	6.290	6.365	6.308	6.579	6.362	6.159
Al	1.985	2.077	2.184	2.067	2.05	2.129	1.523	2.155	1.965
Na	0.757	0.749	0.75	0.753	0.743	0.77	0.591	0.693	0.706
Ca	1.667	1.623	1.658	1.621	1.674	1.642	1.409	1.679	1.486
Mg	4.161	4.088	4.032	4.195	4.108	4.075	4.502	3.976	4.388
Fe	0.217	0.226	0.208	0.225	0.227	0.246	0.238	0.243	0.253
Ti	0.011	0.014	0.026	0.021	0.023	0.024	0.014	0.019	0.016
Mn	–	0.003	–	–	0.004	0.007	–	0.015	0.004
Cr	0.278	0.230	0.254	0.202	0.222	0.211	0.144	0.230	0.215
O*	22	22	22	22	22	22	22	22	22
ОН*	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Примечание. n – количество анализов, 1 – пламенивидные выделения на линии изгиба энстатита, 2 – ксеноморфные выделения в зоне рекристаллизации, 3 – крупный удлиненный кристалл в зоне рекристаллизации, 4–6 – необласти среднего размера, 7–9 – мелкие необласти. * Расчёт содержания H₂O проведён в соответствии со стехиометрией минерала.

Note. n – number of analyses: 1 – flame-like grains on a bend line of deformed enstatite, 2 – anhedral aggregates in recrystallization zone, 3 – large extended crystal in recrystallization zone, 4–6 – medium-size neoblasts, 7–9 – fine-grained neoblasts: * – H₂O content is recalculated to stoichiometry of amphibole.

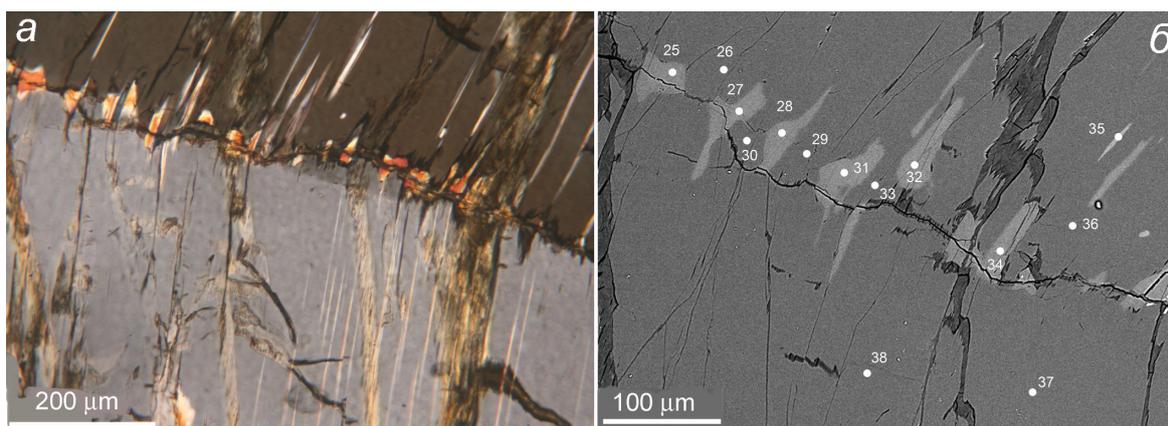


Рис. 2. Ламеллы и пламенивидные новообразования Na-Cr-паргасита вблизи линии изгиба в кристалле ортопироксена:

a – микрофотография в плоско-поляризованном свете; *б* – снимок в режиме BSE; точки 25, 27, 28, 31, 32, 34, 35 – паргасит; 26, 29, 30, 33, 36–38 – ортопироксен

Fig. 2. Lamellae and flame-like aggregates of Na-Cr-pargasite close to a bend-line of the orthopyroxene crystal:

a – plane polarized transmission light; *б* – BSE image; points 25, 27, 28, 31, 32, 34, 35 – pargasite; 26, 29, 30, 33, 36–38 – enstatite

произошла разориентировка между блоками зерна, но на значительно меньший угол и, по-видимому, сформировалось значительно больше мелких блоков, неразличимых в оптический микроскоп, что выражено в характерном облачном погасании. При этом морфология выделения оливина изменилась в соответствии с геометрией деформации: растяжение в плоскости минеральной уплощённости привело к его удлинению внутри блока 2, подобно тому, как вытягиваются пламенивидные выделения амфиболов в блоке 7. Ориентировка оливина в точках 3 и 4 является почти ортогональной по отношению к главному направлению пластического течения в образце: направление $[100] = Ng$ минерала образует почти прямой угол со следом плоскости минерального уплощения.

Другое выделение оливина расположено в верхней части блока 7 (рис. 3, 4). При изучении в оптическом микроскопе оно выглядит как однородное и сильно вытянутое вдоль плоскости минерального уплощения (длина более 500 мкм, толщина 50–100 мкм). Вдоль длинной оси зерна расположена ось $Ng = [100]$, что соответствует наиболее часто встречающемуся направлению пластического течения поликристаллического оливина. Направление $[100]$ в минерале составляет небольшой угол (10–15°) с направлением пластического течения образца.

Строение зон рекристаллизации

Согласно теории пластической деформации, в минералах с единственной активной системой

скольжения, к которым принадлежит энстатит, в случае несовпадения существующего поля напряжений с этой системой, деформация принимает характер неоднородной (Николя, 1992; и др.). В этом случае компенсация дефицита независимых плоскостей скольжения для соблюдения условия сплошности среды происходит за счёт вращения кристаллической решетки (образования полос пластического излома, двойникования). Теоретическая схема строения изогнутого кристалла показана на рис. 1д. Её характерными элементами являются стенки дислокаций, компенсирующие разориентировку решётки и зоны максимального искажения кристаллической решетки, в которых происходит интенсивная синтетоническая рекристаллизация (RZ).

В рассматриваемом случае на месте первично однородного удлинённого зерна сформировалась цепочка разориентированных блоков, справа и слева от которых возникли зоны необласт. Общий вид «правой» зоны необласт показан на рис. 5, а детализированные изображения её частей приведены ниже на рис. 6–9.

Основными минералами зон необласт являются ромбический пироксен и оливин, которые представлены равноосными зёрнами размером 10–50 мкм; границы между ними преимущественно прямолинейные. Ортопироксен по составу соответствует предельно истощённому примесями энстатиту (см. табл. 1), а оливин является высокомагнезиальным (Fe_{92-94}), из примесей содержит только никель (0.2–0.5 мас. % NiO) и марганец (до 0.2 мас. % MnO).

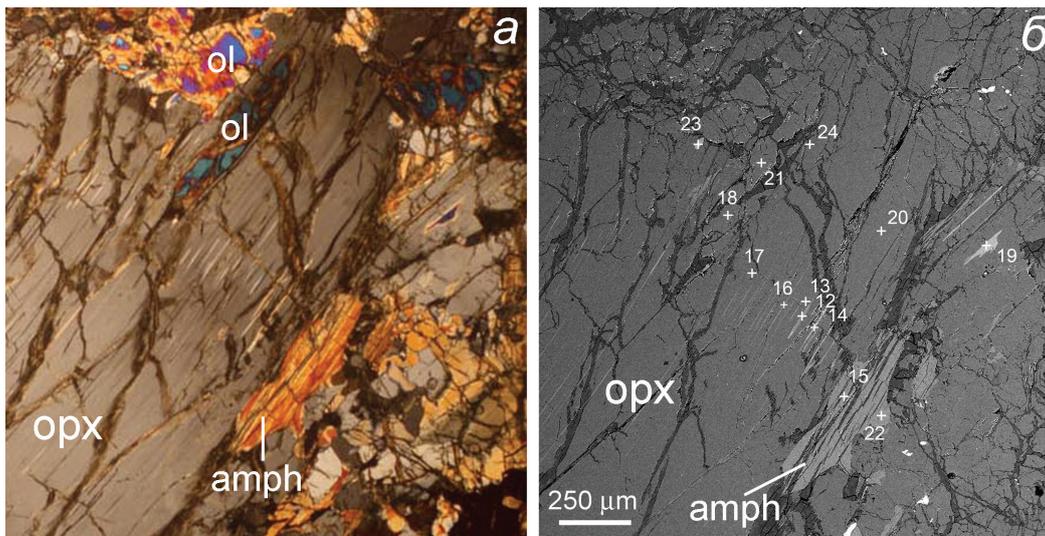


Рис. 3. Фрагмент крупного деформированного кристалла ортопироксена с включением вытянутых кристаллов оливина и паргасита:

a – микрофотография в плоско-поляризованном свете; *б* – снимок в режиме BSE; орх – ортопироксен, ол – оливин, amph – паргасит; точки 12, 14, 15, 22 – паргасит; 13, 16, 17, 23, 24 – ортопироксен, 18, 21 – оливин, 19 – диопсид

Fig. 3. Fragment of large deformed orthopyroxene crystal with inclusions of extended olivine and pargasite crystals:

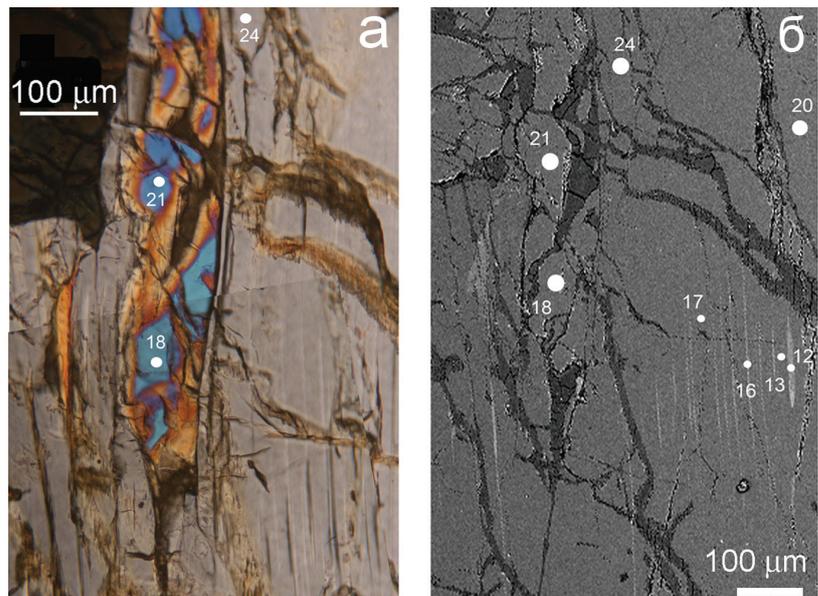
a – plane polarized transmission light; *б* – BSE image; орх – orthopyroxene, ол – olivine, amph – pargasite; points 12, 14, 15, 22 – pargasite; 13, 16, 17, 23, 24 – orthopyroxene, 18, 21 – olivine, 19 – diopside

Рис. 4. Ламеллы Na-Cr-паргасита и удлиненное включение оливина параллельно проекции плоскости минерального уплотнения в деформированном кристалле ортопироксена (укрупненная деталь верхней левой части рис. 3б):

a – микрофотография в плоско-поляризованном свете, *б* – снимок в режиме BSE.

Fig. 4. Pargasite lamellae and extended inclusion of olivine parallel to the foliation surface of deformed orthopyroxene crystal (detail of the upper left part of image Fig. 3б):

a – plane polarized transmission light, *б* – BSE image.



Изучение состава деформированного кристалла энстатита и необласт из зон рекристаллизации показало наличие закономерных изменений в их составе. Участки крупного зерна, удалённые от деформированных зон с амфиболовыми выделениями, характеризуются наиболее глинозёмистым составом и повышенными содержаниями хрома (см. рис. 7). Вблизи выделений амфибола реликтовый энстатит обеднён Cr и Al и, одновременно, обогащён SiO₂. Содержания Mg и Fe остаются в целом неизменными. Наиболее значительное понижение

концентрации алюминия и хрома отмечается в мелких зёрнах ортопироксена в зонах рекристаллизации. Обычно они находятся в ассоциации с мелкими новообразованными зёрнами шпинелидов и также мелкими кристаллами оливина, амфибола и клинопироксена.

Среди зёрен оливина и энстатита в зоне рекристаллизации встречаются многочисленные мелкие выделения хромшпинелида. Их размер варьирует в значительном диапазоне – от мельчайших субмикронных изометричных выделений (см. рис.

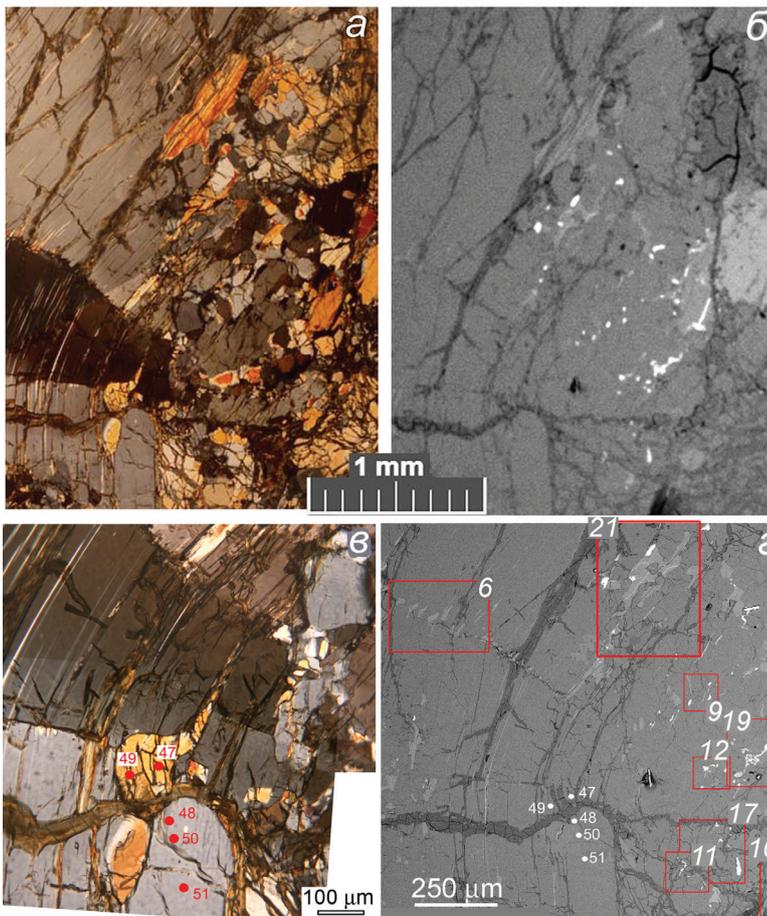


Рис. 5. Общий вид исследованного участка шлифа (а, б) и детализация его нижней части (в, г):

а, в – плоско-поляризованный свет, николи скрещены; б, г – снимки в обратно-рассеянных электронах (участки справа и слева идентичны); точки 47, 49 – оливин, 48, 50, 51 – ортопироксен; на фрагменте «г» выделены и пронумерованы участки, приведенные на рис. 2, 6, 8, 9.

Fig. 5. General view of the area of thin section (а, б) and detail of its lower part (в, г):

а, в – plane polarized transmission light; б, г – BSE images (right and left images are identical); points 47, 49 – olivine, 48, 50, 51 – orthopyroxene; image «г» shows areas from Figs. 2, 6, 8, 9.

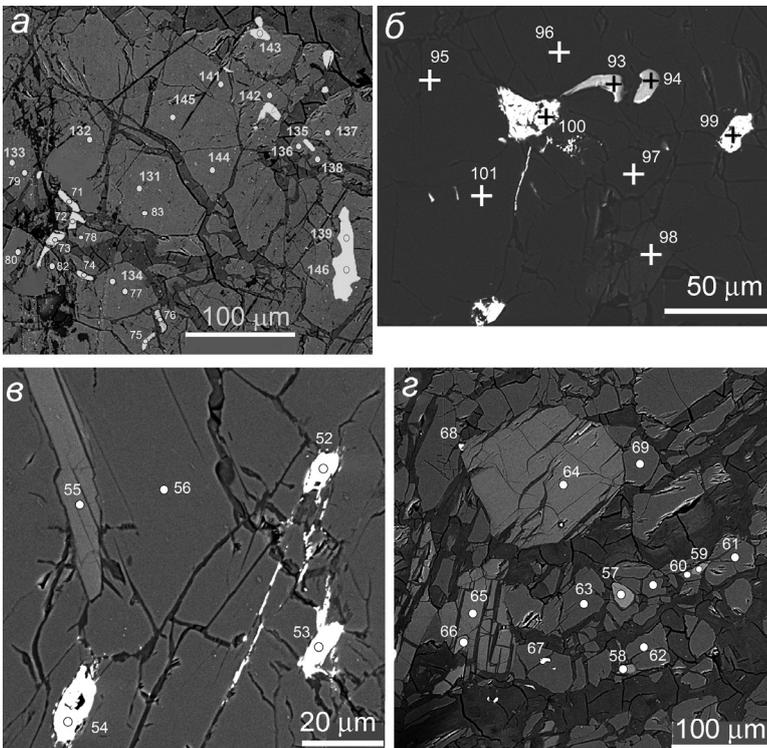


Рис. 6. Строение зоны рекристаллизации в правой части крупного кристалла ортопироксена (см. рис. 1).

Изображения соответствуют участкам 9 («в»), 10 («г»), 12 («б») и 17 («а») на рис. 5г; снимки в режиме BSE, точки 67, 68, 71–76, 135, 139, 146, – хромшпинелиды; 61, 62, 69, 77, 78, 80, 82, 83, 101, 131, 132, 134, 135, 137, 138, 141, 142, 144, 145 – оливин; 56, 60, 63, 79, 95–97, 133 – ортопироксен; 57–59, 66 – клинопироксен; 55, 64, 65, 98 – амфибол; 52–54, 99, 100 – пентландит и твёрдый раствор Ni-Fe.

Fig. 6. Structure recrystallization zone in the right part of large enstatite crystal (see Fig. 1).

The images correspond to areas 9 («в»), 10 («г»), 12 («б») and 17 («а») on Fig. 5g; BSE images, points 67, 68, 71–76, 135, 139, 146 – Cr spinels; 61, 62, 69, 77, 78, 80, 82, 83, 101, 131, 132, 134, 135, 137, 138, 141, 142, 144, 145 – olivine; 56, 60, 63, 79, 95–97, 133 – orthopyroxene; 57–59, 66 – clinopyroxene, 55, 64, 65, 98 – pargasite; 52–54, 99, 100 – pentlandite and Ni-Fe solid solution.

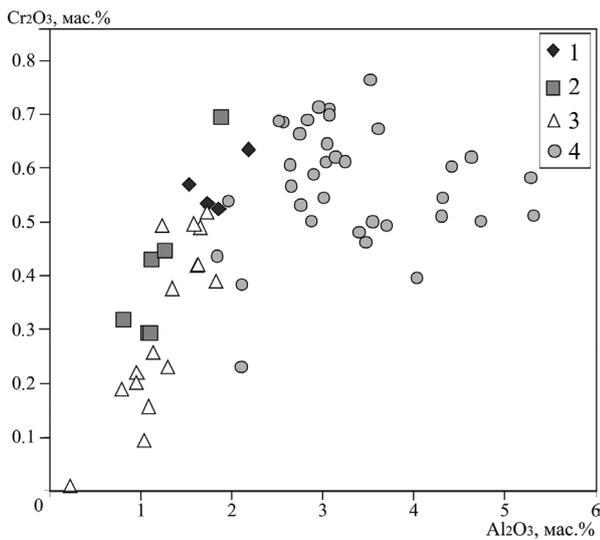


Рис. 7. Закономерное изменение состава ортопироксена в ходе рекристаллизации.

1 – крупное зерно ортопироксена вдали от выделений амфиболов; 2 – то же, вблизи с выделениями амфиболов; 3 – необласты ортопироксена в зоне рекристаллизации; 4 – состав крупных зёрен ортопироксена из перидотитов Крака по данным работ [Савельев и др., 2008; Савельева, 1987].

Fig. 7. Variation in composition of orthopyroxene during recrystallization.

1 – large Opx crystal far from pargasite; 2 – large Opx crystal close to pargasite; 3 – Opx neoblasts in recrystallization zone; 4 – compositions of large Opx crystals of the Kraka massif after [Saveliev et al., 2008; Savelieva, 1987].

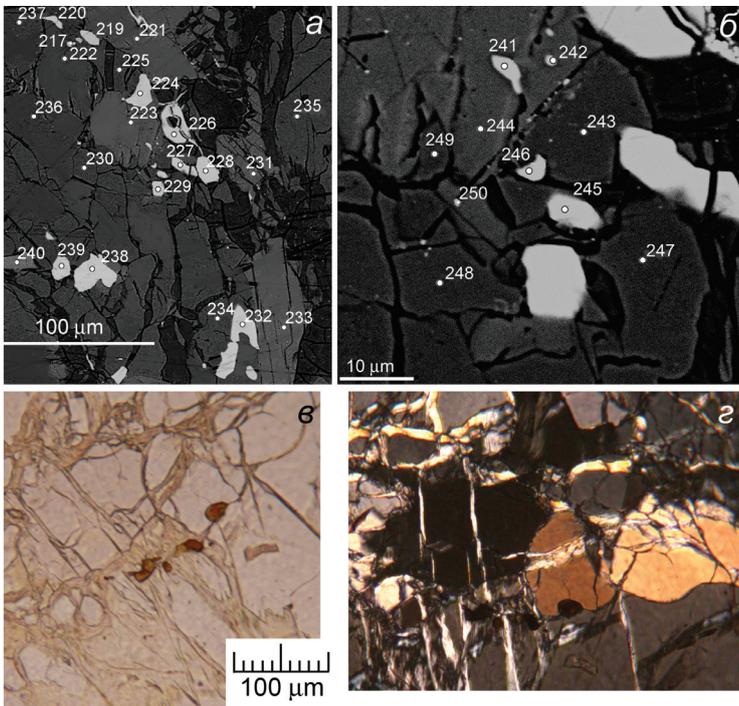


Рис. 8. Фрагменты зоны рекристаллизации в левой части крупного кристалла ортопироксена (см. рис. 1):

а, б – изображения в обратно-рассеянных электронах одного и того же участка в различном масштабе; в, г – микрофотографии одного и того же участка в проходящем плоско-поляризованном свете с выделениями хромшпинелидов вдоль границ зерен и субзерен ортопироксена и оливина; точки 217, 219, 224, 226–229, 232, 238, 239, 241, 242, 245, 246 – хромшпинелиды; 240 – клинопироксен; 235, 236, 247, 249 – ортопироксен, 221, 223, 231, 233, 244, 250 – амфибол; 222, 225, 230, 237, 243, 248 – оливин.

Fig. 8. Fragments of recrystallization zone in the left part of large deformed orthopyroxene crystal (see Fig. 1):

а, б – BSE image of the same area of different scale; в, г – photomicrographs of the same area in plane polarized transmission light: grains of Cr spinels along the boundaries of olivine and enstatite grains; points 217, 219, 224, 226–229, 232, 238, 239, 241, 242, 245, 246 – Cr spinels; 240 – Cpx; 235, 236, 247, 249 – Opx, 221, 223, 231, 233, 244, 250 – pargasite; 222, 225, 230, 237, 243, 248 – olivine.

8б, точка 242) через удлинённые зёрна (длина 5–25 мкм, толщина 1–5 мкм, точки 71–74) до наиболее крупных кристаллов размером 20 × 80 мкм (точки 139, 146). Мелкие удлинённые и изометричные новообразованные хромшпинелиды обычно приурочены к границам неомест пироксенов, реже – к границам зёрен оливина и малоугловым границам внутри зёрен обоих минералов (см. рис. 8а–г).

Выше было отмечено, что выделения амфибола внутри крупного кристалла ортопироксена укрупняются к периферии блоков и выходят за их границы. В зонах рекристаллизации участки, сло-

женные паргаситом, достигают 300 мкм в длину при ширине до 50 мкм (см. рис. 9а, табл. 4). Вблизи них отмечается обогащение мельчайшими зёрнами хромшпинелидов (точки 172, 174, 177, 178), иногда более крупные зёрна хромшпинелидов отмечаются на границе амфиболовых участков (точка 184). Внутри выделений часто встречаются обособления сульфидов никеля и железа (пентландита, точки 185, 187, 188).

Нами было проведён расчёт температур минерального равновесия в парах ортопироксен–клинопироксен по предложенным геотермометрам

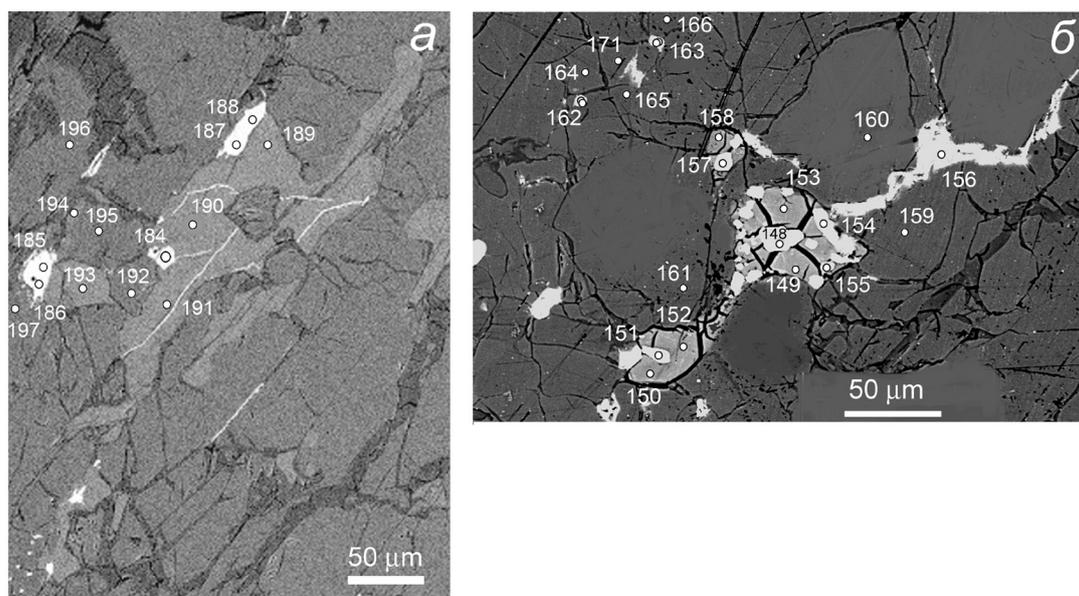


Рис. 9. Ксеноморфные выделения существенно амфиболового (а) и обогащённого железом оливинового (б) составов на границе деформированного кристалла энстатита и зоны рекристаллизации.

Изображения в режиме BSE соответствуют участкам 19 («б») и 21 («а») на рис. 5з. Точки 159, 160, 165, 171, 197 – оливин Fo_{90} ; 161, 165, 192, 195, 196 – ортопироксен; 162, 163 – хромшпинелид; 189–191, 193, 194 – амфибол; 149, 150, 152, 153, 158 – оливин Fo_{75} ; 148, 151, 154–157, 185–188 – пентландит и твёрдый раствор Ni-Fe.

Fig. 9. Anhedral aggregates of pargasite (a) and Fe-rich olivine (b) at the boundary between deformed enstatite crystal and recrystallization zone.

The BSE images correspond to areas 19 («б») and 21 («а») in Fig. 5z; points 159, 160, 165, 171, 197 – olivine Fo_{90} ; 161, 165, 192, 195, 196 – Opx; 162, 163 – Cr spinels; 189–191, 193, 194 – pargasite, 149, 150, 152, 153, 158 – olivine Fo_{75} ; 148, 151, 154–157, 185–188 – pentlandite and Ni-Fe solid solutions.

(Wood, Banno, 1973; Wells, 1977). Получены близкие температуры как в парах ламелей Срх (ан. 19) – порфиробласт Орх (ан. 20), так и в парах необластов (ан. 36–35; 60–59, 63–57). Интервал температур составил 1144–1196 °С по геотермометру (Wood, Banno, 1973), но систематически ниже – 1027–1087 °С – по другому геотермометру (Wells, 1977).

Учитывая тот факт, что рассчитанные температуры минеральных равновесий в мантийных перидотитах обычно указывают не температуры кристаллизации минералов, а температуры их субсолидусного переуравновешивания (Базылев, 2003), можно предположить, что в момент образования исследуемой минеральной ассоциации была достигнута температура плавления гидроксил-содержащих фаз (паргасита). Сравнение полученных температур минеральных равновесий с экспериментальными данными (Максимов, 2009; Литасов, 2011) позволяет предполагать, что момент инициального плавления перидотита, зафиксированный в образце СК-103-4, соответствует давлению 8–10 кбар и глубинам 30–50 км.

В зонах рекристаллизации также встречены сходные по морфологии с описанными выше вы-

деления существенно железистого состава (см. рис. 9б, табл. 2). Примерно на 35–40 % по объёму они представлены смесью оливина с аваруитом, а остальное пространство сложено изометричными кристаллами оливина (Fo_{25-30}), образующими полигонально-зернистый агрегат (точки 149, 150, 152 и др.). Особенности морфологии и внутренней структуры выделений могут указывать на их образование при быстрой закалке жидкости соответствующего состава в межзерновом пространстве рестита.

Обсуждение результатов

Описанные выше структурные соотношения между крупным кристаллом ромбического пироксена и выделениями амфибола указывают на то, что образование последних вызвано пластической деформацией минерала-хозяина. Поскольку амфибол является гидроксил-содержащим минералом, концентрирующим в себе около 2 мас. % H_2O , то для обоснования реалистичности предполагаемого твёрдофазного разложения энстатита необходимо установить источник «флюида».

Исследованию проблемы присутствия воды в номинально безводных мантийных минералах посвящено достаточно много экспериментальных и теоретических работ (Paterson, 1982; Bell, Rossman, 1992; Bell et al, 1995; Grant et al., 2006; 2007; Keppler, Rauch, 2000; Rauch, Keppler, 2002; Prechtel, Stalder, 2011 и др.). В частности, было показано (Paterson, 1982; Bell et al, 1995; Rauch, Keppler, 2002), что в синтетических и природных энстатитах наблюдается положительная корреляция между содержанием алюминия и воды. Минимальные концентрации воды характерны для чистого энстатита (менее 200 ppm H₂O), а максимальные встречены в энстатите, содержащем около 2 мас. % Al₂O₃ (более 1100 ppm H₂O).

В изученных нами зёрнах ромбического пироксена концентрация Al₂O₃ варьирует от менее 0.5 мас. % в необластах до 2.3 мас. % в центральных частях крупного деформируемого кристалла (см. табл. 1). Это позволяет предположить, что в исходном энстатите содержание воды могло составлять не менее 1000 ppm или 0.1 мас. %. Как следует из рис. 1–3, площадь, занимаемая выделениями паргасита в кристалле ортопироксена, изменяется от 0.п % во внутренних частях кристалла до 2–3 % в зонах сгущения ламелей и до максимальных 7.5 % в наиболее напряженных участках. Простой расчёт показывает, что предполагаемой исходной концентрации воды вполне достаточно для формирования наблюдаемых выделений амфибола внутри энстатита.

Как следует из приведённых выше данных о структуре и минеральном составе изученного образца перидотита, он представляет собой типичный мантийный тектонит, испытавший интенсивное пластическое течение в условиях верхней мантии. Деформация сопровождалась образованием предпочтительных кристаллографических ориентировок оливина и энстатита, развитием минеральной сланцеватости, где плоскость минерального уплощения соответствует плоскости наиболее интенсивного течения образца.

Изучение особенностей строения минеральных агрегатов оливина и ромбического пироксена указывает на их различное реологическое поведение в ходе деформации. Оливин ведет себя как наиболее «слабый» компонент породы, тогда как энстатит проявляет большую реологическую силу. Этот вывод находится в хорошем соответствии с большим числом наблюдений над природно-деформированными мантийными перидотитами (Nicolas et al., 1971; Савельев и др., 2016 и др.), с данными экспе-

риментальных исследований по деформированию синтетических образцов этих минералов (Carter, 1976; Yamamoto et al., 2008) и с данными о разгерметизации расплавных и флюидных включений в различных мантийных минералах (Yamamoto et al, 2002; и др.).

Одной из важных особенностей деформации энстатита в условиях эксперимента является наличие фазового перехода орто-клиноэнстатит в значительном диапазоне условий (Coe, Kirby, 1975; и др.). При повышенных температурах преобладающим становится трансляционное скольжение по системе (100)[001] и рекристаллизация. Отмечено также, что рост зёрен пироксенов при рекристаллизации происходит значительно медленнее, чем оливина (Carter, 1976; и др.). В ходе прогрессирующего пластического течения породы это может способствовать измельчению зёрненной структуры энстатита, но не отразится значимо на размере зёрен оливина.

Многочисленные исследования природно-деформированных ультрамафитов показали наибольшее соответствие их структурно-вещественных особенностей режиму деформации высокотемпературного типа, включающему трансляционное скольжение по системе (100)[001] и рекристаллизацию. Фазовые переходы ортоэнстатита в клиноэнстатит диагностированы в редких случаях. При этом клиноэнстатит развивается обычно в виде планарных дефектов упаковки в плоскости скольжения (100), и часто наряду с ним обнаруживаются дефекты амфиболового состава (Skrotzki, 1994). Образование ламеллярных структур обычно сопровождается структурами типа кинк-бандов.

Приведённый выше фактический материал позволяет заключить, что образование выделений амфибола внутри кристалла энстатита обусловлено деформацией последнего, причём отмечается два варианта локализации амфиболовых выделений внутри зерна энстатита. В первом случае они «встроены» в структуру минерала-хозяина вдоль плоскости (100) и могут рассматриваться как дефекты упаковки, подобно описанным ранее (Skrotzki, 1994). Во втором случае образование амфибола происходит более интенсивно и приурочено к границе разориентированных блоков энстатита на линии пластического изгиба. В обоих случаях «очагом» амфиболообразования являются наиболее напряжённые зоны, поскольку: 1) плоскость (100) представляет собой единственную активную плоскость скольжения в энстатите, 2) граница бло-

ков возникает вследствие аккомодации деформации вращением решётки при отсутствии дополнительных систем скольжения в минерале.

Поскольку температура плавления амфибола ниже таковой ортопироксена, а общая энергия деформированного кристалла повышена за счёт «деформационной энергии», это может вести к плавлению амфиболовых включений и перемещению расплава во внешние зоны, в данном случае – в зону неомбл. Наблюдаемые в изученном образце особенности локализации и эволюции амфиболовых выделений позволяют предположить, что в рассматриваемом случае имел место деформационно-индуцированный распад ортопироксена с последующим фрикционным плавлением образовавшегося амфибола.

Ранее (Spray, 1988, 1992) обоснован механизм фрикционного плавления для псевдотахилитов сейсмически активных зон и верхней части слэбов в зонах субдукции. Фрикционное плавление может быть вызвано сдвиговыми напряжениями и обусловлено поступлением энергии в форме тепла от границ скольжения деформирующихся зёрен. При этом важнейшим фактором для проявления данного механизма является реологическое поведение минералов, особенно в течение инициальной стадии скольжения. В частности, наиболее подверженными фрикционному плавлению оказываются наиболее «сильные» фазы (в породах коры – амфиболы и слоистые силикаты). Выводы, сделанные автором цитируемых работ, возможно, применимы и к мантийным перидотитам, где более «сильными» являются пироксены, а «слабым» – оливин. Энстатит испытывает большую «энергонасыщенность» вследствие того, что имеет лишь одну активную систему скольжения. При несовпадении внешнего поля напряжений с начальной ориентировкой кристалла в последнем происходит накопление «энергии деформации» в виде увеличенного числа дефектов (дислокаций одного знака). Избыток этой энергии частично расходуется на вращение решётки и повышение внутренней энергии минерала, т.е. его температуры, что активизирует диффузионные процессы, в частности – образование дефектов амфиболового состава, а в дальнейшем – переход этих более легкоплавких фаз в расплав.

Было показано (Bell, Rossman, 1992; Кадик, 2006), что концентрация воды, которая может быть связана в решётке пироксена, значительно выше по сравнению с таковой других мантийных минералов (оливина, граната). Это предполагает, с одной

стороны, что пироксены могут являться главными концентраторами воды на мантийных глубинах, а с другой, что свободный флюид в верхней мантии имеет весьма ограниченное распространение. Пластическая деформация и связанный с ней распад энстатита могут вызвать образование более легкоплавких фаз (амфибола) и тем самым инициировать частичное плавление, вовлекающее также и другие рассеянные легкоплавкие фазы первичного перидотита (сульфиды и др.).

Ксеноморфные выделения амфибола в неомблостовой зоне могут рассматриваться как наиболее ранние сегрегации первичного частичного расплава, мобилизованного при деформации ортопироксена. В отличие от типичных базальтовых составов, они обогащены Cr и Mg и одновременно обеднены Fe. Магний и хром, по-видимому, отсаживаются практически сразу в том же перидотите, о чём говорит присутствие вблизи с амфиболовыми выделениями мельчайших зёрен хромшпинелида и постоянное соседство с ними зёрен оливина. Дефицит железа компенсируется за счёт встреченных в той же зоне аналогичных по форме выделений существенно железистого состава (оливин Fe_{25-30}^{+} твёрдые растворы Ni-Fe), имеющих все признаки закалки (см. рис. 9б).

Ниже приведён баланс вещества в предположении, что амфиболовые и железистые выделения в неомблостовых зонах, вместе взятые, представляют собой первичную выплавку, из которой на ранних стадиях (в рестите) происходит формирование форстерита и хромшпинелида (табл. 5). Из проведённых расчётов следует, что при кристаллизации из выплавки данного состава в качестве рестита оливина, энстатита и хромшпинелида в соотношении 30:5:4 оставшаяся жидкость (61 %) по составу очень близка к типичному базальту. Небольшой дефицит обнаруживается только в отношении Ti, но, учитывая невысокую точность рентгеноспектрального определения примесных компонентов, им можно пренебречь.

Как было указано выше, кроме выделений амфибола, в крупном кристалле ортопироксена встречаются удлинённые и изогнутые включения оливина. Наличие выделений оливина в энстатите может быть интерпретировано по-разному: а) оливин присутствовал в ортопироксене до деформации и в её результате был сильно растянут внутри компетентного матрикса; б) оливин образовался в ходе диффузионного разложения энстатита, инициированного деформацией по схеме $Orx = Amph + Ol$. Для

Таблица 5

Баланс вещества для деформационно-индуцированной мобилизации частичного расплава из энстатита (мас. %)

Table 5

Mass balance for deformation-induced mobilization of partial melt from enstatite (wt. %)

Процент	Исходный расплав			Рестит			Базальт
	0.8	0.2	1	0.05	0.3	0.04	0.61
Фаза	Паргасит	Fe-оливин	Смесь	Энстатит	Оливин	Хромшпинелид	Остаточный расплав
SiO ₂	46.55	44.42	46.12	57.02	41.8	–	50.38
TiO ₂	0.17	0.01	0.14	0.02	–	0.05	0.22
Al ₂ O ₃	12.64	0.03	10.12	1.38	–	34.34	14.23
FeO	2.02	22.35	6.09	4.39	6.46	14.2	5.52
MnO	0.02	0.17	0.05	0.06	0.06	0.3	0.03
MgO	20.4	32.42	22.80	36.2	51.3	15.3	8.18
CaO	11.09	0.10	8.89	0.41	–	–	14.54
Na ₂ O	2.77	0.07	2.23	0.02	–	–	3.65
K ₂ O	0.09	0.03	0.08	0.02	–	–	0.13
Cr ₂ O ₃	2.12	0.07	1.71	0.38	–	35.71	0.43
NiO	0.17	0.31	0.20	0.10	0.38	0.11	0.13
H ₂ O	1.96	–	1.76	–	–	–	2.57
Сумма	100	99.98	100	100	100	100	100

Таблица 6

Баланс вещества для деформационно-индуцированного диффузионного разложения ортопироксена (мас. %)

Table 6

Mass balance for deformation-induced diffusional dissolution of enstatite (wt. %)

Доля минерала	0.75	0.2	0.05	1	1
Фаза	Энстатит (остаточный)	Паргасит*	Оливин	Энстатит исходный (расчётный)	Энстатит исходный (реальный)
SiO ₂	57.02	47.35	41.71	54.32	55.32
TiO ₂	0.02	0.28	0.02	0.07	0.03
Al ₂ O ₃	1.36	12.90	0.00	3.60	3.41
FeO	4.39	2.04	6.46	4.02	5.72
MgO	36.20	20.84	51.25	33.88	33.97
CaO	0.41	11.31	0.01	2.57	0.65
Na ₂ O	0.02	2.84	0.01	0.58	0.30
Cr ₂ O ₃	0.38	2.19	0.05	0.72	0.45
Сумма	100	100	100	100	100

Примечание. * – состав пересчитан на «сухой остаток».

Note. * – data was recalculated to «dry composition».

второго случая нами был рассчитан баланс вещества (табл. 6).

Появление и широкое распространение новообразованных зёрен оливина в зонах рекристаллизации энстатита также требует объяснения. Можно предположить, что рекристаллизация наиболее искажённых участков зерна энстатита происходила в присутствии небольшого количества водного флюида. Эта подтверждается широким распространением на данном участке амфибола. Известно, что в присутствии воды при деформации энстатит может инконгруэнтно продуцировать оливин (Carter, 1976; и др.). Приведённый выше баланс вещества показывает, что в рекристаллизованном энстатите II возрастает количество кремнезёма по отноше-

нию к исходному минералу, а примесные компоненты, такие как CaO, Al₂O₃, Cr₂O₃, могли выноситься с мобилизованным расплавом или кристаллизироваться в виде новообразованных кристаллов хромшпинелида, которые в большом количестве обнаруживаются в зонах рекристаллизации.

Заключение

Приведённые структурно-петрографические и минералого-геохимические данные свидетельствуют о фиксации в изученном образце перидотита момента изгиба крупного кристалла энстатита и связанных с ним вещественных преобразований:

1) зафиксировано образование во внутренних частях кристалла энстатита ламелей паргаситового состава и более интенсивных выделений паргасита на линии изгиба, а также комплементарных включений высокомагнезиального оливина;

2) в наиболее напряжённых участках кристалла сформировались многочисленные необласты обеднённого примесями энстатита-II, а также форстерита, диопсида, паргасита и хромшпинелида; данные участки представляют собой зоны интенсивного проявления синтетектонической рекристаллизации;

3) в зонах рекристаллизации, помимо необласт, сформировались ксеноморфные относительно крупные выделения, сложенные более легкоплавкими минералами – паргаситом, оливином Fe_{25-30} сульфидами и Ni-Fe твёрдыми растворами.

Таким образом, на месте первичного энстатита-I в результате пластической деформации образовались две минеральные ассоциации: 1) высокотемпературная (энстатит-II, форстерит, хромшпинелид) и 2) низкотемпературная (паргасит, Fe-оливин, пентландит, аварунит). Последняя ассоциация может рассматриваться как первичный расплав, который состоит на 61 % из типичного базальта и на 39 % из гарцбургитового рестита. Полученные результаты демонстрируют принципиальную возможность деформационно-индуцированного частичного плавления в мантийных перидотитах без взаимодействия их с расплавами либо флюидами из иных источников.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252–2017–0014. Аналитические исследования проведены на базе ЦКП ИПСМ РАН «Структурные и физико-механические исследования материалов». Авторы благодарят рецензента Е.В. Белогуб за ценные замечания, способствовавшие улучшению текста.

Литература

- Базылев Б.А.** (2003) Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М., ГЕОХИ, 371 с.
- Кадик А.А.** (2006) Флюиды литосферы как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества / Флюиды и геодинамика. М., Наука, 19–46.
- Литасов К.Д.** (2011) Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии С-О-Н флюида по экспериментальным данным. *Геология и геофизика*, **52**(5), 613–635.
- Максимов А.П.** (2009) Влияние воды на температуру стабильности амфибола в расплавах. *Вулканология и сейсмология*, **(1)**, 1–8.
- Николя А.** (1992) Основы деформации горных пород. М., Мир-Эльф Аkiten. 166 с.
- Савельев Д.Е., Блинов И.А.** (2015) Синдеформационные выделения хромшпинелидов в пластически деформированных агрегатах оливина (офиолиты Крака, Южный Урал). *Вестник Пермского университета. Геология*, **4**, 44–69.
- 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., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.** (2008) Геология, петрогеохимия и хромотоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 320 с.
- Савельева Г.Н.** (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 230 с.
- Саранчина Г.М., Кожевников В.Н.** (1985) Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л., Недра, 208 с.
- Хоникомб Р.** (1972) Пластическая деформация металлов. М., Мир, 408 с.
- Bell D.R., Hinger P.D., Rossman G.R.** (1995) Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. *Am. Mineral.*, **80**, 465–474.
- Bell D.R., Rossman G.R.** (1992) Water in the earth's mantle; the role of nominally anhydrous minerals. *Science*, **255**, 1391–1397.
- Boland J.N.** (1974) Lamellar structures in low calcium orthopyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**, 215–222.
- Buseck P., Nord G.L., Veblen D.R.** (1980) Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: *Ribbe P.H. (ed) Reviews in mineralogy 7: Pyroxenes* Mineral Soc Am, Washington DC, 117–212.
- Carter N.L.** (1976) Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **14** (3), 301–360.
- Champness P. E., Lorimer G. W.** (1973) Precipitation (exsolution) in an orthopyroxene. *J. Mater. Sci.*, **8**, 467–474.
- Coe R.S., Kirby S.H.** (1975) The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: mechanism and potential applications. *Contrib. Miner. Petrol.*, **52**, 20–55.
- Coe R.S., Müller W.F.** (1973) Crystallographic orientation of clinoenstatite produced by deformation of orthoenstatite. *Science*, **80**, 64–66.
- Grant K., Ingrin J., Lorand J.-P., Dumas P.** (2007) Water partitioning between mantle minerals from peridotite xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 15–34.
- Grant K.J., Kohn S.C., Brooker R.A.** (2006) Solubility and partitioning of water in synthetic forsterite and enstatite

in the system $\text{MgOSiO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{Al}_2\text{O}_3$. *Contrib. Mineral. Petrol.* **151**, 651–664.

Green H.W., Radcliffe S.V. (1972) The nature of deformation lamellae in silicates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 847–852.

Keppeler H., Rauch M. (2000) Water solubility in nominally anhydrous minerals measured by FTIR and ^1H MAS NMR: the effect of sample preparation. *Phys. Chem. Miner.*, **27**, 371–376.

Kirby S.H. (1976) The role of crystal defects in the shear-induced transformation of orthoenstatite to clinoenstatite. *Applications of Electron Microscopy in Mineralogy*. Springer, Berlin–Heidelberg–New York, 465–472.

Kirby S.H., Etheridge M.A. (1981) Exsolution of Ca pyroxene from orthopyroxene aided by deformation. *Phys. Chem. Minerals.*, **7**, 105–109.

McLaren A.C., Etheridge M.A. (1976) A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. I. Slip mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **57**, 163–177.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, **12**, 55–86.

Paterson M.S. (1982) The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bull. Mineral.*, **105**, 20–29.

Prechtel F., Stalder R. (2011) The potential use of OH-defects in enstatite as geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **162**, 615–623.

Raleigh C.B. (1967) Plastic deformation of upper-mantle silicate minerals. *Geophys. J. Res. Astron. Soc.*, **14**, 45–56.

Rauch M., Keppeler H. (2002) Water solubility in orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* **14**, 525–536.

Spray J.G. (1988) Generation and crystallization of an amphibolite shear melt: an investigation using radial friction welding apparatus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 464–475.

Spray J.G. (1992) A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*, **204**, 205–221.

Skrotzki W. (1994) Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed augite and enstatite. *Tectonophysics*, **229** (1–2/15), 43–68.

Trommsdorf V., Wenk H.R. (1968) Terrestrial metamorphic clinoenstatite in kinks of bronzite crystals. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**, 158–168.

Turner F.J., Heard H., Griggs D.T. (1960) Experimental deformation of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite. *Int. Geol. Congr. Rep. XXI Session*, Norden, 399–408.

Wells P.R.A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, **62**, 129–139.

Wood B.J., Banno S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.* **42**, 109–124.

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008) In situ strength

measurements on natural upper-mantle minerals. *Phys. Chem. Minerals.*, **35**, 249–257.

Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I., Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2002) Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **198**, 511–519.

References

Bazylev B.A. (2003) [Petrological and chemical evolution of mantle matter in the lithosphere: comparative study of oceanic and alpinotype spinel peridotites]. PhD thesis. Moscow: GEOKHI, 371 p. (in Russian)

Bell D.R., Ihinger P.D., Rossman G.R. (1995) Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. *Am. Mineral.* **80**, 465–474.

Bell D.R., Rossman G.R. (1992) Water in the earth's mantle; the role of nominally anhydrous minerals. *Science*, **255**, 1391–1397.

Boland J.N. (1974) Lamellar structures in low calcium orthopyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**, 215–222.

Buseck P., Nord G.L., Veblen D.R. (1980) Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: *Ribbe P.H. (ed) Reviews in mineralogy 7: Pyroxenes* Mineral Soc Am, Washington DC, 117–212.

Carter N.L. (1976) Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **14** (3), 301–360.

Champness P. E., Lorimer G. W. (1973) Precipitation (exsolution) in an orthopyroxene. *J. Mater. Sci.*, **8**, 467–474.

Coe R.S., Kirby S.H. (1975) The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: mechanism and potential applications. *Contrib. Miner. Petrol.*, **52**, 20–55.

Coe R.S., Müller W.F. (1973) Crystallographic orientation of clinoenstatite produced by deformation of orthoenstatite. *Science*, **80**, 64–66.

Grant K., Ingrin J., Lorand J.-P., Dumas P. (2007) Water partitioning between mantle minerals from peridotite xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 15–34.

Grant K.J., Kohn S.C., Brooker R.A. (2006) Solubility and partitioning of water in synthetic forsterite and enstatite in the system $\text{MgOSiO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{Al}_2\text{O}_3$. *Contrib. Mineral. Petrol.* **151**, 651–664.

Green H.W., Radcliffe S.V. (1972) The nature of deformation lamellae in silicates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 847–852.

Honeycombe R.W.K. (1968) The plastic deformation of metals. London, *Edward Arnold Publishers Ltd.*, 408 p.

Kadik A.A. (2006) [Fluids as a reflection of mantle redox regime: consequences for geophysical properties of the interior matter]. *Flyuidy i geodinamika [Fluids and geodynamics]*. Moscow, Nauka, 19–46 (in Russian)

Keppeler H., Rauch M. (2000) Water solubility in nominally anhydrous minerals measured by FTIR and ^1H

MAS NMR: the effect of sample preparation. *Phys. Chem. Miner.*, **27**, 371–376.

Kirby S.H. (1976) The role of crystal defects in the shear-induced transformation of orthoenstatite to clinoenstatite. *Applications of Electron Microscopy in Mineralogy*. Springer, Berlin–Heidelberg–New York, 465–472.

Kirby S.H., Etheridge M.A. (1981) Exsolution of Ca pyroxene from orthopyroxene aided by deformation. *Phys. Chem. Minerals.*, **7**, 105–109.

Litasov K.D. (2011) [Physicochemical conditions for melting in the Earth's mantle containing a C–O–H fluid (from experimental data)]. *Russian Geology and Geophysics*, **52**(5), 475–492.

Maximov A.P. (2009) [The influence of water on the temperature of amphibole stability in melts]. *Journal of Volcanology and Seismology*, **3**(1), 27–33.

McLaren A.C., Etheridge M.A. (1976) A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. I. Slip mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **57**, 163–177.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, **12**, 55–86.

Paterson M.S. (1982) The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bull. Mineral.*, **105**, 20–29.

Prechtel F., Stalder R. (2011) The potential use of OH-defects in enstatite as geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **162**, 615–623.

Raleigh C.B. (1967) Plastic deformation of upper-mantle silicate minerals. *Geophys. J. Res. Astron. Soc.*, **14**, 45–56.

Rauch M., Keppler H. (2002) Water solubility in orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* **14**, 525–536.

Saranchina G.M., Kozhevnikov V.N. (1985) [Fedorov's method (mineral definition, microstructural analysis)]. Leningrad, Nedra, 208 p. (in Russian)

Saveliev D.E., Blinov I.A. (2015) [Syn-deformation chrome spinel exsolutions in the plastic deformed olivine aggregates (Kraka ophiolite, the Southern Urals)]. *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya, [Bulletin of Perm University. Geology]* **4**(29), 45–69 (in Russian).

Saveliev D.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Kozhevnikov D.A., Kotlyarov V.A. (2016) [Petrological evidences of syn-deformation matter segregation during dunite formation (example of Kraka ophiolite, the Southern Urals)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **2**(4), 56–77. (in Russian)

Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A. (2008) [Geology, petrogeochemistry, and chromite content of gabbro-ultramafic massifs of the South Urals]. Ufa, DizaynPoligrafServis. 320 p. (in Russian)

Savelieva G.N. (1987) [Gabbro-ultramafic complexes of the Urals ophiolites and their analogs of the oceanic crust]. Moscow, Nauka, 230 p. (in Russian)

Skrotzki W. (1994) Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed augite and enstatite. *Tectonophysics*, **229** (1–2/15), 43–68.

Spray J.G. (1988) Generation and crystallization of an amphibolite shear melt: an investigation using radial friction welding apparatus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 464–475.

Spray J.G. (1992) A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*, **204**, 205–221.

Trommsdorf V., Wenk H.R. (1968) Terrestrial metamorphic clinoenstatite in kinks of bronzite crystals. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**, 158–168.

Turner F.J., Heard H., Griggs D.T. (1960) Experimental deformation of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite. *Int. Geol. Congr. Rep. XXI Session*, Norden, 399–408.

Wells P.R.A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129–139.

Wood B.J., Banno S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **42**, 109–124.

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008) In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals. *Phys. Chem. Minerals.*, **35**, 249–257.

Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I., Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2002) Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **198**, 511–519.

Поступила в редакцию 3 февраля 2018 г..