

УДК 552.321.6+553.46

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ
И ХРОМИТИТОВ МАЛО-БАШАРТОВСКОЙ ХРОМИТОНОСНОЙ ЗОНЫ
(ЮЖНЫЙ КРАКА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Д.Е. Савельев¹, И.А. Блинов², И.И. Мусабилов³

¹*Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, savl71@mail.ru*

²*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

³*Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г.Уфа*

**MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF ULTRAMAFIC ROCKS
AND CHROMITITES OF THE MALY BASHART CHROMITE-BEARING ZONE
OF THE SOUTH KRAKA MASSIF (SOUTH URALS)**

D.E. Saveliev¹, I.A. Blinov², I.I. Musabirov³

¹*Institute of Geology USC RAS, Ufa, savl71@mail.ru*

²*Institute of Mineralogy UB RAS, Miass*

³*Institute for Metals Superplasticity Problems RAS, Ufa*

Приведены результаты структурно-петрологического и минералого-геохимического изучения хромитоносной зоны в шпинелевых перидотитах офиолитового массива Южный Крака. Симметричная петрографическая зональность месторождения (перидотиты – дуниты – хромититы – дуниты – перидотиты) сопровождается минералого-геохимической зональностью, выраженной в закономерном увеличении хромистости шпинелида и магнезиальности оливина от перидотитов к дунитам и хромититам. Геохимический разрыв между составами хромшпинелидов в ряду перидотит – дунит/хромитит, наблюдаемый в масштабе месторождения, сменяется постепенным переходом при детальном изучении приконтактных участков вмещающего перидотита с тонкими прожилками дунита. В контактовых зонах выявлены признаки деформационно-индуцированных процессов: 1) сегрегации примесей в оливине, выделяющихся в виде игольчатых новообразований хромшпинелида; 2) распад крупных кристаллов энстатита-1 с образованием амфибола с повышенными концентрациями натрия и хрома, а также кристаллизации мельчайших зёрен хромшпинелидов; форстерита и геохимически деплетированного энстатита-2 в качестве рестита. Показано, что все породы изученной зоны характеризуются деформационными структурами и текстурами деформации, обусловленными пластическим течением в условиях высоких температур и давлений. Рудовмещающие дуниты, в которых деформация оливина происходила преимущественно по системе скольжения $\{0kl\}[100]$, представляли собой наиболее мобильную зону пластического течения. Приведены аргументы в пользу реоморфического механизма дифференциации вещества в мантийных ультрамафитах, приводящего к образованию тел хромовых руд.

Илл. 13. Табл. 5. Библ. 23.

Ключевые слова: мантийные ультрамафиты, хромовые руды, пластическая деформация, оливин, энстатит, хромшпинелид, Крака, Южный Урал.

Results of structural-petrological and mineralogical-geochemical studies of chromitite-bearing zone within spinel peridotites of the South Kraka ophiolite massif are presented. Symmetric petrographic zonation of the deposit (peridotites – dunitites – chromitites – dunitites – peridotites) is accompanied by mineralogical-geochemical zonation, which is manifested in a regular increase

in the Cr# value of spinel and Mg# value of olivine from peridotites to dunites and chromitites. A chemical gap between the composition of spinel from peridotites and dunites/chromitites is replaced by gradual compositional transition at the contacts between host peridotite and fine dunite veins. The contact zones exhibit the features of deformation-induced processes: 1) segregation of trace elements in olivine in form of newly formed acicular chromite and 2) decomposition of large enstatite-1 crystals leading to the formation of Na-Cr-pargasite and smallest grains of chromites, forsterite, and enstatite-2 depleted in elements as a restite. It is shown that all rocks of the studied area are characterized by deformation textures and structures, which are caused by plastic flow under high-PT conditions. The host dunites, where olivine was deformed predominantly along the {0kl}[100] sliding system, represented the most mobile zone of the plastic flow. Evidences for rheomorphic differentiation of the mantle ultramafic rocks, which results in the formation of chromite ores, are given.

Figures 13. Tables 5. References 23.

Key words: mantle ultramafic rocks, chromite ore, plastic deformation, olivine, enstatite, chromite, Kraka massif, South Urals.

Введение

Исследование минералого-геохимической зональности хромитоносных зон в ультрамафитовых офиолитах является актуальным для лучшего понимания процессов образования концентраций хромита и, в целом, процессов дифференциации вещества верхней мантии.

В пределах офиолитовых массивов Крака имеется несколько протяжённых хромитоносных зон, которые по своим размерам, морфологическим параметрам, концентрации и составу оруденения сопоставимы с типичными месторождениями хрома в офиолитовых комплексах мира. Согласно известным классификациям офиолитовых хромититов (Cassard et al., 1981; Hock et al., 1986), рассматриваемая в настоящей статье Мало-Башартовская зона представляет собой переходный тип между конкордантными табулярными телами и подиформными залежами (string-of-pods). В этой связи весьма перспективным является поиск в пределах данного объекта сохранившихся следов рудообразующих механизмов, вероятность сохранения которых значительно выше в случаях резкого прерывания процесса на начальных или переходных стадиях развития.

В данной работе рассматривается геохимическая и структурная зональность хромитоносной зоны на разных масштабных уровнях – от масштаба геологических тел (10–100 м) до масштаба штурфов (1–10 см) и шлифов (0.п–10 мм).

Объект и методика исследований

Рассматриваемая в статье территория находится в южной части западной половины массива Южный Крака. К дунитам приурочены многочисленные проявления хромититов, открытые в 1930-е годы в результате работ С.Ф. Тиховидова и П.Г. Фарафонтьева. Наиболее крупными из них считаются месторождения Большой Башарт и им. Менжинского.

Мало-Башартовская хромитоносная зона расположена в 1.5 км юго-западнее месторождения им. Менжинского, на левом борту ручья Малый Башарт, и включает в себя несколько участков (III – VI) одноимённого месторождения, приуроченных к единому дунитовому телу протяжённостью не менее 600 м и шириной выхода от 40 до 80 м. На данной площади в начале 2000-х годов при участии одного из авторов (Д. Савельева) проводились тематические работы, в результате которых территория между III и VI участками была опоискована, что позволило объединить участки III, IV, V и VI в единую рудную зону протяжённостью более 500 м (рис. 1).

Исследования включали в себя геолого-структурное картирование территории, сопровождавшееся замером минеральной сланцеватости, полосчатости и линейности, проводился отбор ориентированных образцов из дунитов и перидотитов, а также петрографическое изучение прозрачно-полированных шлифов. На универсальном столике Фёдорова исследовалась ориентировка осей оптической индикатрисы оливина по известной мето-

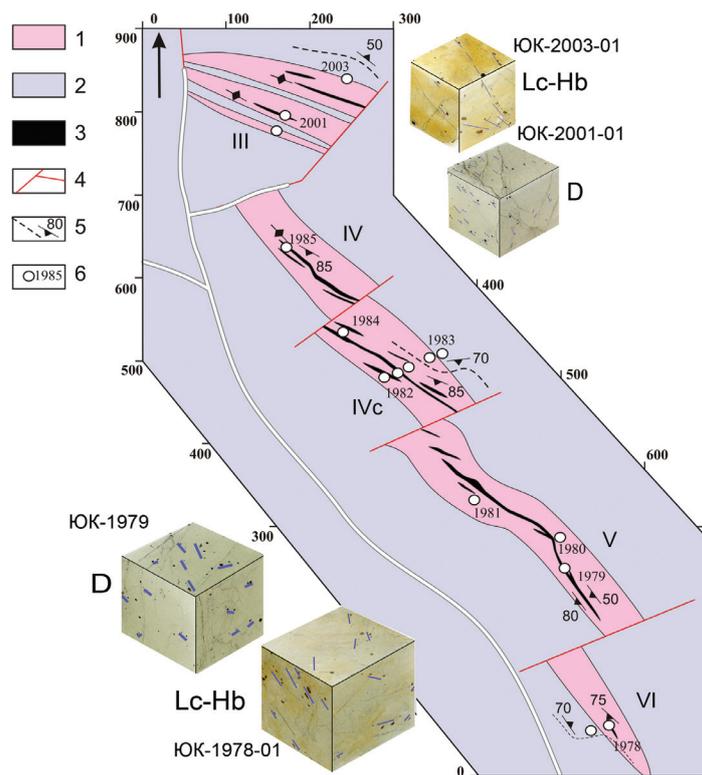


Рис. 1. Геологическое строение Мало-Башартовской хромитоносной зоны.

1 – дуниты, 2 – шпинелевые перидотиты, 3 – рудные тела, 4 – разрывные нарушения, 5 – элементы залегания минеральной уплощённости и полосчатости, 6 – местоположение изученных образцов и их номера; III, VI – номера участков месторождения (по: П.Г. Фарафонт'еву). На врезках приведены блок-диаграммы некоторых образцов дунитов (D) и перидотитов (Lc-Hb) с трассировкой струйчатости хромшпинелидов (синий цвет).

Fig. 1. Schematic geological map of the Maly Bashart chromitite-bearing zone.

1 – dunite, 2 – spinel peridotite, 3 – ore bodies, 4 – faults, 5 – bedding elements of foliation and banding, 6 – location of studied samples and their numbers; III, VI – numbers of deposit areas after P.G. Farafont'ev. Inset, 3D-diagrams for some dunites (D) and peridotites (Lc-Hb) with directions of Cr-spinel streams (blue).

дике (Саранчина, Кожевников, 1985), петроструктурные диаграммы строились на проекции верхней полусферы сетки Вульфа.

При определении состава минералов на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan с энерго-дисперсионным анализатором в ИМин УрО РАН использовались эталоны шашки MINM25-53 (Astimex Scientific Limited): для оливина и серпентина – оливин, для хромшпинелидов – гематит (о. Эльба, Италия), периклаз (синтетический монокристалл), Al_2O_3 (синтетический), металлические Cr, Mn, Ti, Ni (шашка № 1362, Micro-analysis consultants LTD). Часть анализов выполнена на аналогичном приборе (Vega 3 Tescan) в ИПСМ РАН (Уфа) в безэталонном режиме с нормализацией к 100 %. По результатам анализа рассчитывались атомные отношения: хромистость $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ и магнизиальность $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Формулы хромшпинелидов и оливина рассчитывались

на 3 катиона, пироксены – на 4 катиона. В формуле хромшпинелидов количество двух- и трёхвалентного железа определялось по стехиометрии минерала. Формулы амфиболов рассчитывались на 13 катионов в позициях (T+Z), содержание воды рассчитано из кристаллохимической формулы минерала. В некоторых местах текста использованы сокращения для обозначения минералов: ol – оливин, орх – ортопироксен, срх – клинопироксен, Cr-sp – хромшпинелид, Chrt – хромит.

Геолого-структурная характеристика разреза

На изученной территории преимущественно распространены серпентинизированные шпинелевые перидотиты, в которых залегает протяжённое дунитовое тело северо-западного простирания. Оно вмещает серию параллельных прерывистых жил вкрапленных хромититов, образующих руд-

ную зону, в целом залегающую согласно контактам дунитов и пироксеновой полосчатости в окружающих гарцбургитах. В северо-западной части хромитоносной зоны простирание плоскостных структурных элементов широтное, где в дунитах присутствуют многочисленные уплощённые включения гарцбургитов, южнее простирание сменяется на северо-западное. Хромитоносная зона разбита серией сдвигов северо-восточного простирания на 5 блоков протяжённостью 70–150 м. В южной части зоны тело дунитов сужается и выклинивается, причём переход к перидотитам с высоким содержанием пироксенов (25–30 об. %) более резкий, чем на северном окончании.

На месторождении развиты тела хромититов мощностью 0.1–0.4 м. В их строении преобладают густовкрапленные разновидности с содержанием Cr_2O_3 30–40 мас. %. В отдельных случаях встречаются зоны мощностью до 1.5 м с бедной вкрапленностью. Ранее отработаны наиболее богатые части рудных тел (участки IV и V), где мощность густовкрапленных и массивных хромититов достигала 1 м. Хромититовые тела на северо-западном фланге месторождения (участок III) имеют субвертикальное падение, а в центре – простирание $290\text{--}300^\circ$ СЗ и крутое падение на ЮЗ (участки IV и V).

Структурно-петрографические особенности ультрамафитов

Шпинелевые перидотиты и дуниты рассматриваемой территории в значительной степени серпентинизированы, но их изменения ограничены низкотемпературной петельчатой серпентинизацией, не затрагивающей первичную структуру породы и состав реликтовых минералов. В некоторых случаях удаётся найти слабо изменённые участки ультрамафитов, пригодные для проведения петроструктурных исследований и выяснения первичных взаимоотношений между порообразующими минералами и хромшпинелидом.

Петроструктурные диаграммы для оливина из рудовмещающих дунитов и окружающих шпинелевых перидотитов северной (ЮК-2003), центральной (ЮК-1982-1985) и южной (ЮК-1978-1979) частей хромитоносной зоны (рис. 2) свидетельствуют о наличии сильных предпочтительных ориентировок осей оптической индикатрисы, но характеризуют различные системы трансляционного скольжения в оливине.

Сравнение с элементами макроструктуры образцов показывает, что во всех случаях ось $Ng=[100]$ оливина ориентирована вблизи направления пластического течения, иногда образуя с ним острый угол. В перидотитах северной части площади (обр. ЮК-2003-01) активной системой скольжения являлась $(010)[100]$, а в дунитах (обр. ЮК-2001-01) она сменялась множественным скольжением по системе $\{0kl\}[100]$.

В центральной части хромитоносной зоны в перидотитах вблизи дунитового тела отмечаются флексурные перегибы полосчатости и минеральной уплощённости. В перидотите, характеризующемся ориентировкой полосчатости под большим углом к генеральному направлению (обр. ЮК-1983-01), отмечается преобладание однокомпонентной системы $(010)[100]$, а в перидотите, где фиксируется согласная с простиранием хромитоносных дунитов полосчатость (обр. ЮК-1985-02), отмечается более сложная система скольжения, включающая компоненты $(010)[100]$ и $(001)[100]$. В дунитах диагностирована петроструктура множественного скольжения по системе $\{0kl\}[100]$.

В южной части зоны вблизи выклинивания дунитового тела в перидотитах с высоким содержанием пироксенов (обр. ЮК-1978-02) также обнаруживается флексурный перегиб структурных элементов, а петроструктурный узор характерен для системы скольжения $(010)[100]$. Более сложная система скольжения характерна для обр. ЮК-1978-01: она характеризуется вытягиванием осей Nm в пояс, перпендикулярный полосчатости, как при скольжении по системе $\{0kl\}[100]$, однако оси Np образуют несколько максимумов, как отвечающих данной системе, так и отклоняющихся от неё. При этом в обоих образцах максимумы осей Ng оливина отклоняются от направления линейности на острый угол ($10\text{--}15^\circ$) по часовой стрелке, что характерно для правосдвиговой кинематики пластического течения. В дунитах обр. ЮК-1979-01 фиксируется петроструктурный узор, типичный для множественного скольжения по системе $\{0kl\}[100]$ при осевом характере деформации.

Состав минералов

Оливин является главным минералом перидотитов и дунитов, а в хромититах занимает интерстиции между рудными минералами и встречается в виде изометричных включений внутри зёрен хроми-

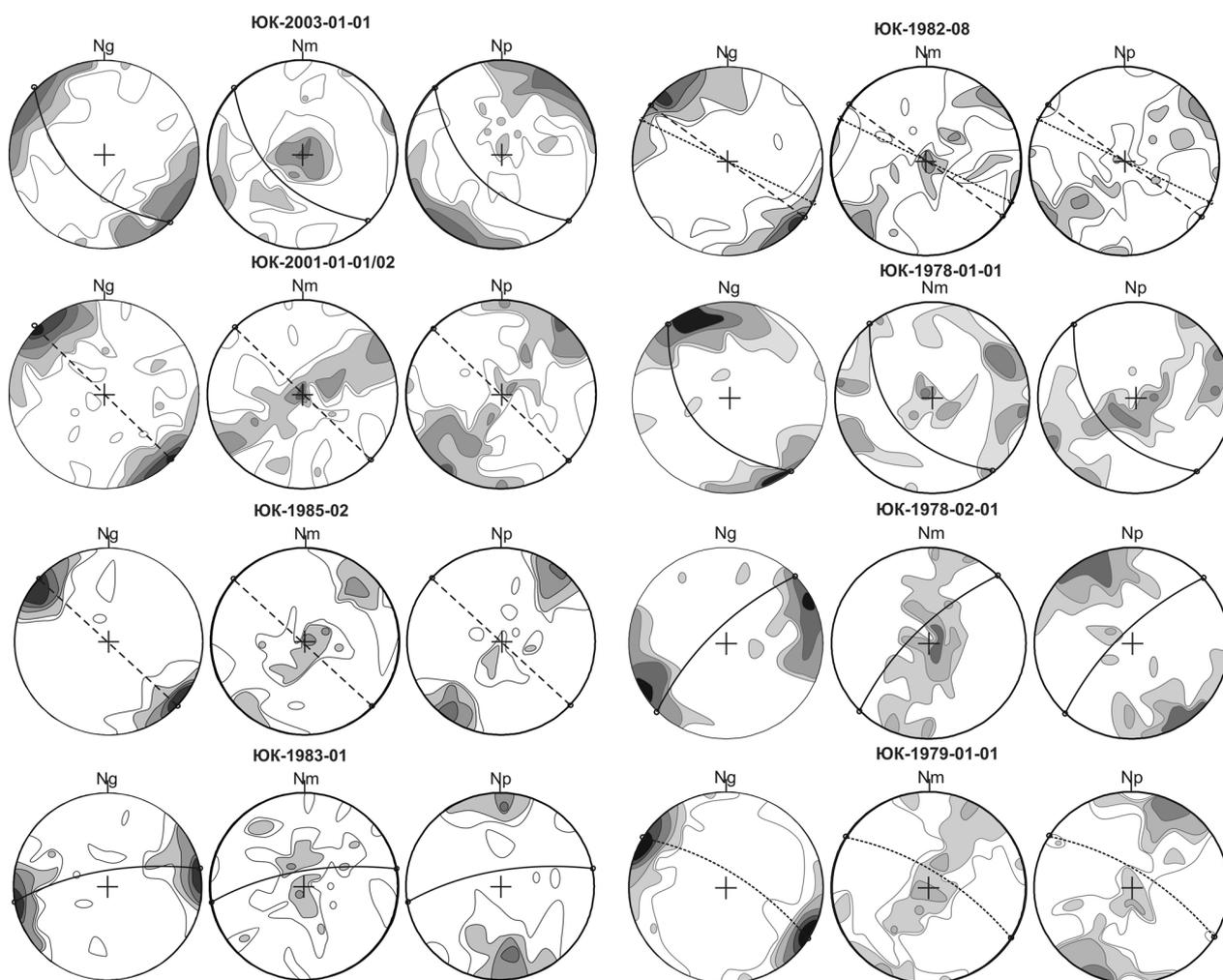


Рис. 2. Петроструктура оливина из перидотитов и дунитов Мало-Башартовской хромитоносной зоны.

Во всех образцах изучено от 100 до 120 зёрен, построена проекция верхней полусферы сетки Вульфа, изолинии проведены через 1–2–4–8–(16) %; сплошной линией на диаграммах показана полосчатость и минеральная уплощённость перидотитов и дунитов, пунктиром – уплощённость рудных тел вкрапленных хромититов, кружочками на линиях – выходы линейности.

Fig. 2. Patterns of olivine fabric of peridotites and dunites from the Maly Bashart chromitite-bearing zone.

100 to 120 grains were studied in each sample; diagrams are based on the upper hemisphere of the Wulff net (1–2–4–8–(16) %; solid line shows banding and foliation of dunites and peridotites; dash line shows flatness of disseminated chromitite; circles on lines mark linearity.

та. Оливин в значительной степени подвержен низкотемпературной петельчатой серпентинизации и обладает высокомагнезиальным составом (табл. 1).

Во всех изученных образцах ультрамафитов отношение $Mg/(Mg+Fe)$ в атомных количествах, характеризующее долю форстеритового минала в кристаллах (Fo), не опускается ниже 0.9 (рис. 3а), при этом отмечается закономерное увеличение магнезиальности от шпинелевых перидотитов (Fo = 0.905–0.93) к дунитам (Fo = 0.92–0.955). Промежуточные значения магнезиальности фиксируются в переходных разновидностях ультрамафитов–дунит-перидотитах (Fo = 0.915–0.93). На гистограм-

ме, характеризующей частоту встречаемости значений Fo в различных типах ультрамафитов (см. рис. 3б), выделяются три чётких максимума, соответствующих оливинам из дунитов (0.94–0.95), шпинелевых перидотитов (0.91–0.92) и дунит-перидотитов (0.92–0.93).

Из элементов-примесей в оливине присутствуют в заметных количествах только никель и марганец. Концентрация NiO на уровне 0.2–0.6 мас. % (наиболее часто 0.3–0.5 мас. %) отмечается практически во всех изученных зёрнах без чёткой зависимости от типа ультрамафитов и величины отношения $Mg/(Mg+Fe)$. Содержание MnO до 0.27 мас. %

Таблица 1
Table 1
Средний химический состав форстерита из ультрамафитов Мало-Башартовской хромитоносной зоны (мас. %)
Average chemical composition of forsterite from ultramafic rocks of the Maly Bashart chromitite-bearing zone (wt. %)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ образца	ЮК-1978-01	ЮК-1978-02	ЮК-1978-03	ЮК-1978-05	ЮК-1979-01	ЮК-1982-01	ЮК-1982-02	ЮК-1982-03	ЮК-1982-04	ЮК-1982-05	ЮК-1983-01	ЮК-1983-02	ЮК-1985-02
n	7	7	3	8	5	9	7	14	25	8	9	3	3
SiO ₂	41.28	41.54	41.60	41.92	41.95	42.05	42.11	41.59	41.46	41.71	40.40	40.34	41.13
FeO	8.65	8.46	5.93	6.84	5.91	5.61	5.61	8.11	8.69	7.88	7.46	7.77	5.10
MnO	0.06	0.06	0.06	—	—	0.02	—	0.04	0.02	0.02	—	—	—
MgO	49.61	49.68	51.88	50.84	51.68	51.88	51.81	49.88	49.41	50.01	51.90	51.63	53.35
NiO	0.39	0.27	0.53	0.40	0.45	0.44	0.46	0.38	0.43	0.37	0.24	0.26	0.42
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 3 катиона)													
Si	1.008	1.014	1.003	1.016	1.012	1.013	1.015	1.014	1.013	1.016	0.976	0.976	0.985
Mg	1.806	1.808	1.866	1.838	1.860	1.865	1.863	1.813	1.801	1.816	1.869	1.862	1.905
Fe	0.176	0.172	0.119	0.138	0.119	0.113	0.113	0.165	0.177	0.160	0.150	0.157	0.102
Mn	0.001	0.001	0.001	—	—	—	—	0.001	—	0.001	—	—	—
Ni	0.008	0.005	0.010	0.008	0.009	0.009	0.009	0.007	0.008	0.007	0.005	0.005	0.008
Минералы													
Fo	0.91	0.91	0.94	0.93	0.94	0.94	0.94	0.92	0.91	0.92	0.93	0.92	0.95
Fa	0.09	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.05
№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
№ образца	ЮК-1985-06	ЮК-2001-01	ЮК-2003-01	ЮК-2003-02(1)	ЮК-2003-02(3)	ЮК-2003-03	ЮК-2003-04-1	ЮК-2003-04-2	ЮК-2003-04-3	ЮК-2003-04-4	ЮК-2003-04-5	ЮК-2003-05	ЮК-2003-06
n	6	3	17	3	10	1	10	6	7	9	3	12	12
SiO ₂	40.68	40.68	40.86	40.76	40.57	40.64	40.41	40.50	40.45	40.40	40.28	40.77	40.65
FeO	8.00	4.81	8.20	7.72	7.68	8.09	7.52	7.68	7.55	7.74	7.89	8.18	8.09
MnO	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	0.02	—	0.02	—
MgO	51.01	54.13	50.61	51.52	51.43	50.95	51.79	51.56	51.70	51.61	51.42	50.87	51.01
NiO	0.31	0.38	0.26	—	0.32	0.33	0.26	0.26	0.28	0.23	0.40	0.15	0.26
Сумма	100.00	100.00	99.96	100.00	100.00	100.00	99.98	100.00	99.98	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 3 катиона)													
Si	0.987	0.971	0.993	0.986	0.982	0.986	0.977	0.980	0.978	0.977	0.976	0.990	0.986
Mg	1.845	1.926	1.834	1.858	1.856	1.844	1.867	1.860	1.864	1.862	1.857	1.841	1.845
Fe	0.162	0.096	0.166	0.156	0.155	0.164	0.152	0.155	0.152	0.156	0.160	0.166	0.164
Mn	—	—	0.001	—	—	—	—	—	—	0.001	—	—	—
Ni	0.006	0.007	0.005	0.000	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.008	0.003	0.005
Минералы													
Fo	0.92	0.95	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92
Fa	0.08	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08

Примечание. Здесь и далее: прочерк – ниже предела обнаружения; n – количество анализов.
Note. Here and hereafter: dash – below detection limit; n – number of analyses.

Рис. 3. Вариации доли форстеритового минерала в разновидностях ультрамафитов Мало-Башартовской зоны.

Здесь и далее: D – дуниты, D-Hb – дунит-перидотиты, Hb-Lc – перидотиты.

Fig. 3. Variations of content forsterite portion of olivine grains of various ultramafic rocks of the Maly Bashart zone.

Here and hereafter: D – dunites, D-Hb – dunites-peridotites, Hb-Lc – peridotites.

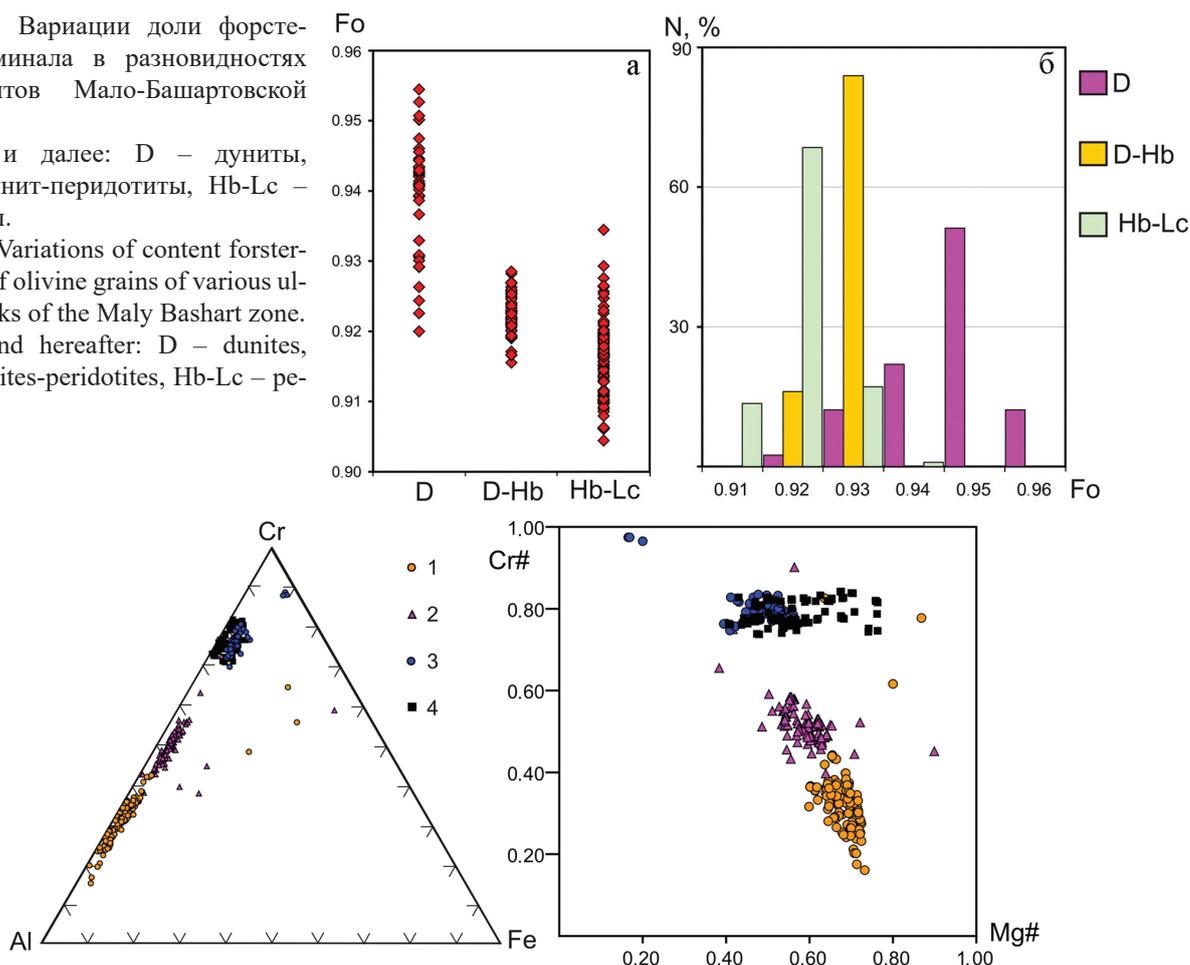


Рис. 4. Треугольная (Al–Cr–Fe⁺³) и бинарная (Mg#–Cr#) диаграммы состава хромшпинелидов в ультрамафитах и хромититах.

Здесь и на рис. 6, 7: 1 – шпинелевые перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), 2 – переходные полосчатые дунит-перидотиты, 3 – дуниты, 4 – хромититы.

Fig. 4. Al–Cr–Fe⁺³ and Mg#–Cr# diagrams for chromite of ultramafic rocks and chromitites.

Here and hereafter in Figs. 6, 7: 1 – spinel peridotite (lherzolites and harzburgites), 2 – transition banded dunites-peridotites, 3 – dunites, 4 – chromitites.

в оливинах отмечается только в 10 % от общего числа анализов.

Хромшпинелиды встречаются во всех типах пород изученного разреза: в перидотитах их содержание 0.5–2 об. % в виде преимущественно ксеноморфных выделений, а в дунитах зёрна хромшпинелидов идиоморфные при повышенном содержании до 2–5 об. %. Дальнейшее увеличение количества зёрен в дунитах ведёт к формированию вкрапленных хромититов, в которых также преобладают идиоморфные кристаллы, часто со сглаженными очертаниями. В густовкрапленных и сплошных рудах хромшпинелиды вновь становятся ксено- и гипидиоморфными.

Хромшпинелиды изученного разреза демонстрируют значительный диапазон вариаций химического состава (табл. 2), полностью охватывая

поле хромшпинелидов офиолитовой ассоциации на треугольной диаграмме в координатах Al–Cr–Fe⁺³ (рис. 4). Почти все фигуративные точки располагаются вдоль стороны Al–Cr, что указывает на практически полное отсутствие трёхвалентных катионов железа. Несколько анализов с заметным количеством Fe⁺³ объясняется, скорее всего, вторичным изменением зёрен при серпентинизации. Составы хромшпинелидов из каждой разновидности ультрамафитов образуют компактные поля на диаграммах (см. рис. 4), где отмечается разрыв составов хромшпинелидов между перидотитами, с одной стороны, и дунитами и хромититами, с другой, что является характерной особенностью месторождений «металлургического типа» в офиолитах (Saveliev, Blinov, 2017).

Средний химический состав хромшпинелидов Мало-Башартовской хромитоносной зоны (мас. %)

Average chemical compositions of chromite from the Maly Bashart chromitite-bearing zone (wt. %)

№ п/п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	ЮК-1978-01	ЮК-1978-02	ЮК-1978-03	ЮК-1978-04	ЮК-1978-05	ЮК-1978-06	ЮК-1979-01	ЮК-1982-01	ЮК-1982-02	ЮК-1982-03	ЮК-1982-04	ЮК-1982-05	ЮК-1982-06	ЮК-1982-07
n	9	11	21	16	9	14	16	10	2	35	20	11	22	13
MgO	17.61	15.69	10.23	12.11	6.65	9.49	9.97	9.64	10.04	16.72	17.06	11.79	11.20	12.00
Al ₂ O ₃	46.74	38.20	10.00	9.12	8.19	10.19	10.10	9.04	8.09	40.73	45.46	23.20	12.02	11.80
TiO ₂	—	—	0.20	0.21	0.28	0.21	0.20	0.15	0.11	0.01	0.02	0.25	0.20	0.25
V ₂ O ₅	0.08	0.15	—	—	—	—	—	0.03	—	0.08	0.03	0.17	—	—
Cr ₂ O ₃	21.47	29.84	58.32	62.27	57.26	58.88	58.21	59.97	60.38	28.61	23.13	44.22	59.13	59.51
MnO	—	—	—	—	0.07	0.17	0.08	0.41	0.22	0.12	0.09	0.27	0.35	0.30
FeO	14.38	15.78	20.83	16.14	27.55	21.06	21.69	20.74	20.43	13.76	13.99	20.05	17.35	16.45
NiO	0.09	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—
Сумма	100.37	99.72	99.57	99.85	100.00	100.00	100.24	99.97	99.27	100.03	99.80	99.95	100.25	100.30
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 3 катиона)														
Al	1.497	1.283	0.391	0.352	0.457	0.398	0.393	0.355	0.320	1.344	1.475	0.845	0.459	0.449
Cr	0.463	0.673	1.529	1.613	1.445	1.544	1.520	1.579	1.602	0.634	0.503	1.082	1.516	1.519
Fe ³⁺	0.034	0.039	0.075	0.030	0.084	0.051	0.083	0.059	0.065	0.017	0.021	0.061	0.016	0.025
Fe ²⁺	0.289	0.333	0.495	0.410	0.594	0.527	0.507	0.513	0.502	0.303	0.297	0.451	0.453	0.417
Mg	0.714	0.667	0.505	0.591	0.413	0.469	0.490	0.478	0.502	0.698	0.700	0.543	0.541	0.576
Ti	—	—	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.003	—	—	0.006	0.005	0.006
Mn	—	—	—	—	0.003	0.005	0.002	0.012	0.006	0.003	0.002	0.007	0.010	0.008
Ni	0.002	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001	—	—	—
V	0.002	0.004	—	—	—	—	—	0.001	—	0.002	0.001	0.004	—	—
#Cr	0.24	0.34	0.80	0.82	0.76	0.79	0.79	0.82	0.83	0.32	0.25	0.56	0.77	0.77
#Mg	0.71	0.67	0.51	0.59	0.41	0.47	0.49	0.48	0.50	0.70	0.70	0.55	0.54	0.58

Продолжение таблицы 2

№ п/п.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
№ обр.	ЮК-1979-Б	ЮК-1980-Б	ЮК-1983-01	ЮК-1983-02	ЮК-1984-Б	ЮК-1985-02	ЮК-1985-06	ЮК-2001-01	ЮК-2001-Б	ЮК-2003-01	ЮК-2003-02(1)
n	3	8	5	2	3	3	10	5	6	21	11
MgO	14.17	12.38	15.04	12.40	16.15	9.43	15.75	11.11	15.08	15.93	12.80
Al ₂ O ₃	8.65	10.13	32.00	29.63	13.17	8.11	37.72	11.13	9.80	38.49	25.56
TiO ₂	0.00	0.12	—	—	0.19	0.10	—	0.12	0.09	—	0.11
V ₂ O ₅	—	—	0.06	0.16	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	63.52	60.75	37.12	38.34	57.99	58.74	30.66	58.23	60.50	30.17	42.74
FeO	13.66	16.55	15.78	19.47	12.50	23.51	15.87	19.41	14.53	15.19	18.79
ZnO	—	—	—	0.25	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	99.93	100.00	100.25	100.00	99.89	100.00	100.00	100.00	99.78	100.00

Продолжение таблицы 2

№ ан.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
№ обр.	ЮК-1979-Б	ЮК-1980-Б	ЮК-1983-01	ЮК-1983-02	ЮК-1984-Б	ЮК-1985-02	ЮК-1985-06	ЮК-2001-01	ЮК-2001-Б	ЮК-2003-01	ЮК-2003-02(1)
n	3	8	5	2	3	3	10	5	6	21	11
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 3 катиона)											
Al	0.329	0.389	1.103	1.046	0.486	0.321	1.267	0.429	0.369	1.289	0.917
Cr	1.623	1.563	0.858	0.908	1.437	1.558	0.691	1.504	1.530	0.678	1.029
Fe ⁺³	0.040	0.038	0.039	0.033	0.083	0.114	0.040	0.059	0.085	0.025	0.064
Fe ⁺²	0.324	0.408	0.342	0.451	0.236	0.533	0.334	0.464	0.294	0.333	0.407
Mg	0.683	0.600	0.656	0.553	0.754	0.472	0.669	0.541	0.719	0.675	0.581
Ti	—	0.003	—	—	0.004	0.002	—	0.003	0.002	—	0.002
V	—	—	0.001	0.004	—	—	—	—	—	—	—
#Cr	0.83	0.80	0.44	0.46	0.75	0.83	0.35	0.78	0.81	0.34	0.53
#Mg	0.68	0.60	0.66	0.55	0.76	0.47	0.67	0.54	0.71	0.67	0.59

Окончание таблицы 2

№ ан.	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
№ обр.	ЮК-2003-02(2)	ЮК-2003-02(3)	ЮК-2003-03	ЮК-2003-04-1	ЮК-2003-04-2	ЮК-2003-04-3	ЮК-2003-04-4	ЮК-2003-04-5	ЮК-2003-05	ЮК-2003-06
n	15	10	9	8	9	5	8	6	7	6
MgO	13.73	12.48	15.03	14.02	13.03	12.60	14.22	13.62	15.13	15.73
Al ₂ O ₃	26.27	24.94	37.59	30.44	27.04	27.53	29.18	28.31	39.75	39.20
TiO ₂	0.03	0.11	—	0.06	0.23	0.10	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0.02	0.06	0.06	0.03	0.04	—	—	—	—	0.15
Cr ₂ O ₃	42.65	43.25	30.91	38.26	40.88	40.07	38.32	40.61	29.13	29.68
FeO	17.30	19.16	16.32	17.18	18.78	19.70	18.28	17.46	15.75	15.17
ZnO	—	—	0.08	0.07	—	—	—	—	0.15	0.30
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.07	100.00	100.00	100.00	100.00	99.90	100.30
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 3 катиона)										
Al	0.934	0.898	1.269	1.062	0.963	0.981	1.023	0.999	1.330	1.307
Cr	1.017	1.045	0.700	0.895	0.977	0.958	0.901	0.961	0.654	0.664
Fe ⁺³	0.052	0.050	0.028	0.049	0.063	0.061	0.073	0.033	0.016	0.025
Fe ⁺²	0.378	0.434	0.359	0.371	0.404	0.430	0.373	0.400	0.356	0.331
Mg	0.617	0.568	0.641	0.619	0.587	0.567	0.630	0.607	0.640	0.663
Ti	0.001	0.002	—	0.001	0.005	0.002	—	—	—	—
V	—	0.002	0.001	0.001	0.001	—	—	—	—	0.003
#Cr	0.52	0.54	0.36	0.46	0.50	0.49	0.47	0.49	0.33	0.34
#Mg	0.62	0.57	0.64	0.62	0.59	0.57	0.63	0.60	0.64	0.67

Примечание. 1, 2, 10, 11 – перидотиты; 3, 5, 7–9 – дуниты; 12 – дунит-гардбургит; 4, 6, 13, 14 – хромититы. #Cr = Cr/(Cr+Al), #Mg = Mg/(Mg+Fe⁺²).

Note. 1, 2, 10, 11 – peridotites; 3, 5, 7–9 – dunites; 12 – dunite-harzburgite; 4, 6, 13, 14 – chromites.

Наиболее глинозёмистыми ($Cr\# = 0.1-0.4$) и магнезиальными ($Mg\# = 0.6-0.75$) составами обладают акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов и гарцбургитов, содержащих 15–25 об. % пироксенов. Рост относительной хромистости минералов сопровождается снижением магнезиальности. Хромистость шпинелидов постепенно возрастает до $Cr\# = 0.4-0.6$ в переходных дунит-перидотитах с 5–10 об. % пироксенов, при этом соотношение Mg/Fe^{+2} приближается к единице ($Mg\# = 0.5-0.7$). Из примесей в шпинелидах перидотитов очень редко отмечается до 0.9 мас. % V_2O_5 , ещё реже – до 0.4 мас. % TiO_2 , в некоторых анализах отмечено до 0.77 мас. % ZnO .

В дунитах происходит довольно резкое увеличение показателя $Cr\#$ (0.7–0.8), а в отдельных анализах и выше. Отношение $Mg\#Mg/(Mg+Fe^{+2})$ стабилизируется на значениях 0.4–0.6. В рудообразующих хромшпинелидах отношение $Cr/(Cr+Al)$ остаётся таким же, как и в акцессориях из дунитов, однако по соотношению двухвалентных катионов отмечается вытягивание фигуративных точек в протяжённое поле вдоль стороны $Mg\#$, что связано с более значительными вариациями отношения $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ по сравнению с акцессориями ($Mg\# = 0.4-0.8$). В анализах рудообразующих хромитов и акцессорных хромшпинелидов дунитов наиболее типична примесь TiO_2 до 0.54 мас. %, а в редких анализах до 0.33 мас. % V_2O_5 .

Пироксены в количестве до 10–30 об. % содержатся во вмещающих шпинелевых перидотитах и, в небольших количествах – в ультрамафитах, переходных от перидотитов к дунитам (в «дунит-перидотитах»). Соотношения между ромбическим и моноклинным пироксенами значительно варьируют в разных участках образца. В целом породы представляют собой промежуточные разновидности между лерцолитами и гарцбургитами: содержание ортопироксена составляет 5–30 об. %, клинопироксена – от 2 до 10 об. %.

Ромбический пироксен по составу соответствует энстатиту, а моноклинный – диопсиду (табл. 3, 4). В обоих пироксенах отмечается низкое содержание ферросилитового минала (7–9 % в ортопироксене и 3–5 % в клинопироксене), а содержание Al_2O_3 варьирует от 1 до 6 мас. %.

На гистограммах, характеризующих статистическую распространённость зёрен пироксенов с тем или иным содержанием оксида алюминия, отмечается бимодальность составов как для диопсида, так и для энстатита. При этом для обоих

минералов отмечены максимумы в одних и тех же диапазонах составов: 1.5–2 мас. % и 3–3.5 мас. % (рис. 5). Из элементов-примесей наиболее типичным является хром, концентрация которого обнаруживает чёткую положительную корреляцию с содержанием алюминия. В диопсиде содержание Cr_2O_3 изменяется от 0.3 до 1.5 мас. % с примерно одинаковой значимостью величин 0.5–1.3 мас. % в общей выборке анализов. В энстатите фиксируется несколько меньшее количество Cr_2O_3 при преобладании содержаний 0.45–0.75 мас. %; в меньшей степени распространены низкие концентрации (<0.5 мас. % Cr_2O_3). На бинарной диаграмме в координатах $Al_2O_3-Cr_2O_3$ для обоих пироксенов выделяются сгущения фигуративных точек в области относительно высоких и низких содержаний данных компонентов (см. рис. 5).

Амфиболы. При электронно-микроскопическом изучении пластически деформированных кристаллов ортопироксенов из перидотитов Мало-Башартовской зоны в них были обнаружены выделения амфиболов как в виде ламелей, образующихся в наиболее напряжённых участках энстатита и обычно ориентированных в плоскости (100) минерала-хозяина, так и в виде необласт в зонах рекристаллизации. Аналогичные выделения нами были описаны ранее в перидотитах участка «месторождения № 33» массива Средний Крак (Савельев и др., 2014; 2016; Савельев, Блинов, 2015). Состав амфиболов достаточно выдержан и соответствует паргаситу с повышенными содержаниями Na_2O 1.0–3.03 мас. % и Cr_2O_3 0.8–2.42 мас. % (табл. 5).

Разномасштабная минералого-геохимическая зональность хромитоносной зоны

Для изучения минералого-геохимической зональности нами определены составы хромшпинелидов и оливина поперёк хромитоносной зоны в трёх пересечениях – северном (ЮК-2001-2003), центральном (ЮК-1982-1983) и южном (ЮК-1978-1979). В хромитоносной зоне выявляется зональность, выраженная в закономерном изменении составов оливина и хромшпинелидов от шпинелевых перидотитов к дунитам и хромититам. На всех трёх разрезах прослеживаются специфические минералого-геохимические особенности четырёх типов пород: 1) перидотитов с высоким содержанием пироксенов, 2) переходных полосчатых пород с низким содержанием пироксенов (дунит-перидотитов), 3) дунитов и 4) хромититов (рис. 6, 7).

Таблица 3
Химический состав клинопироксенов из перидотитов Мало-Башартовской хромитоносной зоны (мас. %)

Table 3

Chemical composition of clinopyroxene from peridotites of the Maly Bashart chromitite-bearing zone (wt. %)

№ обр.	ЮК- 1978-01	ЮК- 1982-03	ЮК- 1982-04	ЮК- 1983-02	ЮК- 1985-06	ЮК- 2003-01	ЮК- 2003-03	ЮК- 2003-06
n	14	18	12	5	12	13	8	6
SiO ₂	53.35	52.99	52.25	54.34	54.13	53.44	53.86	53.50
TiO ₂	0.01	0.21	0.12	—	—	—	0.03	—
Al ₂ O ₃	2.88	3.04	4.38	1.41	1.40	2.90	1.66	2.63
FeO	2.04	1.84	2.15	1.78	1.80	1.97	1.94	1.90
MgO	16.79	16.65	15.81	18.89	18.40	17.82	18.40	18.20
CaO	23.88	24.21	23.59	23.13	23.66	22.97	23.40	22.62
Na ₂ O	0.17	0.11	0.44	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.88	0.95	1.25	0.45	0.61	0.90	0.71	1.17
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 4 катиона)								
Si	1.977	1.967	1.962	1.979	1.977	1.972	1.971	1.972
Ti	—	0.006	0.003	—	—	—	0.001	—
Al IV	0.023	0.033	0.038	0.021	0.023	0.028	0.029	0.028
Al VI	0.040	0.033	0.059	0.009	0.007	0.035	0.007	0.027
Fe	0.063	0.057	0.067	0.054	0.055	0.061	0.059	0.058
Mg	0.928	0.922	0.885	1.026	1.002	0.981	1.004	1.000
Ca	0.950	0.964	0.951	0.904	0.927	0.910	0.919	0.895
Cr	0.013	0.014	0.019	0.007	0.009	0.013	0.010	0.017
Na	0.006	0.004	0.016	—	—	—	—	—
Миалы								
<i>En</i>	0.48	0.47	0.47	0.52	0.50	0.50	0.51	0.51
<i>Fs</i>	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
<i>Wo</i>	0.49	0.50	0.50	0.46	0.47	0.47	0.46	0.46

Таблица 4
Химический состав ортопироксенов из перидотитов Мало-Башартовской хромитоносной зоны (мас. %)

Table 4

Chemical composition of orthopyroxene from peridotites of the Maly Bashart chromitite-bearing zone (wt. %)

№ обр.	ЮК- 1978-01	ЮК- 1978-02	ЮК- 1982-03	ЮК- 1982-04	ЮК- 1985-06	ЮК- 2003-01	ЮК- 2003-04-1	ЮК- 2003-04-4	ЮК- 2003-05	ЮК- 2003-06
n	4	11	2	12	14	34	3	3	8	16
SiO ₂	56.44	56.60	57.64	56.38	56.46	55.85	56.45	55.72	56.73	56.55
Al ₂ O ₃	3.01	2.95	1.78	3.21	1.57	2.92	0.85	2.21	1.23	1.50
FeO	5.68	5.72	5.67	5.87	5.48	5.28	5.30	5.22	5.49	5.49
MnO	—	—	—	0.06	0.02	0.01	—	0.08	—	0.02
CaO	0.76	0.62	0.36	0.84	0.46	0.72	0.42	0.58	0.43	0.37
MgO	33.52	33.57	34.30	33.12	35.69	34.69	36.69	35.55	35.82	35.73
Cr ₂ O ₃	0.60	0.54	0.25	0.52	0.32	0.50	0.30	0.64	0.30	0.35
Сумма	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Коэффициенты катионов в формулах (расчёт на 4 катиона)										
Si	1.981	1.985	2.004	1.983	1.950	1.948	1.936	1.932	1.956	1.953
Al IV	0.019	0.015	—	0.017	0.032	0.052	0.017	0.045	0.025	0.030
Al VI	0.043	0.046	0.036	0.050	—	0.008	—	—	—	—
Fe	0.166	0.168	0.165	0.172	0.158	0.154	0.152	0.151	0.158	0.158
Mn	—	—	—	0.002	0.001	—	—	0.003	—	0.001
Mg	1.754	1.756	1.778	1.737	1.838	1.804	1.876	1.838	1.841	1.839
Ca	0.029	0.023	0.014	0.032	0.017	0.027	0.015	0.022	0.016	0.014
Cr	0.008	0.007	0.003	0.007	0.004	0.007	0.004	0.009	0.004	0.005
Миалы										
<i>En</i>	0.90	0.90	0.91	0.89	0.91	0.91	0.92	0.91	0.91	0.91
<i>Fs</i>	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08
<i>Wo</i>	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

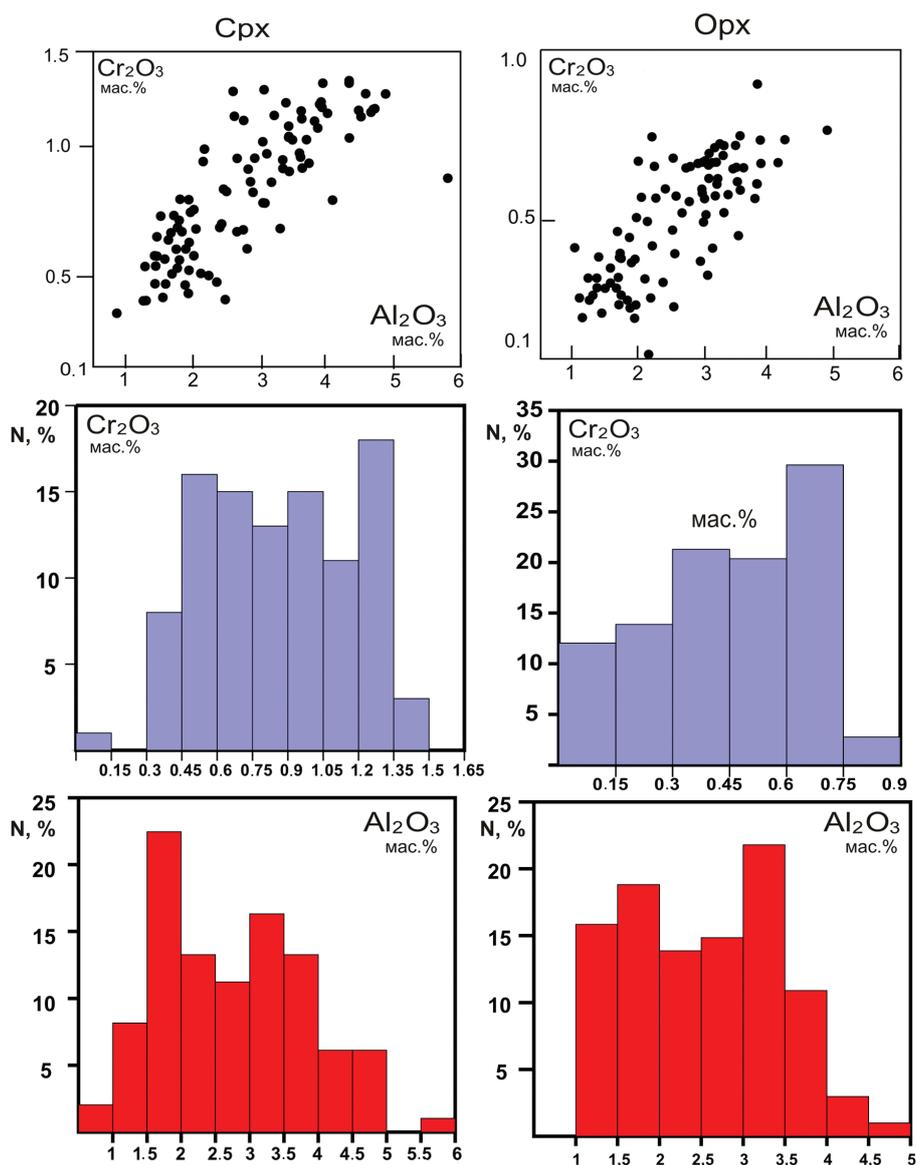


Рис. 5. Содержание Al_2O_3 и Cr_2O_3 в ромбических и моноклинных пироксенах Мало-Башартовской зоны.
 Fig. 5. Al_2O_3 and Cr_2O_3 contents of ortho- and clinopyroxenes of the Maly Bashart zone.

В хромшпинелидах отмечается обратная зависимость между хромистостью ($\text{Cr}\#$) и магниальностью ($\text{Mg}\#$), особенно резко выраженная в западных частях южного и центрального разрезов при переходе от перидотитов к дунитам. Менее отчетливой данная связь становится внутри рудоносных дунитов. С хромистостью шпинелидов положительно коррелирует доля форстеритового минала в оливине, а концентрация никеля практически не обнаруживает связи с магниальностью оливина даже в масштабе хромитоносной зоны.

Геохимические тенденции, проявленные в хромитоносной зоне в целом, сохраняются и при более детальном рассмотрении полосчатых пород с переменным содержанием пироксенов (рис. 8, см.

рис. 7). Полосчатость обусловлена частым чередованием зон с различным содержанием пироксенов от 20–25 об. % до полного отсутствия. В последнем случае порода представляет собой дунит; мощность таких зон без пироксенов варьирует от первых миллиметров до 10–15 см.

Изучение состава минералов на пересечении длиной 2.7 м выявило те же закономерности, что и в масштабе хромитоносной зоны: положительную корреляцию между хромистостью шпинелидов и долей форстеритового минала в оливине, незначительную обратную зависимость между указанными величинами и магниальностью хромшпинелидов, появление примеси титана в хромшпинелидах из дунитовых прожилков. Значения

Таблица 5
Table 5

Химический состав амфиболов из перидотитов Мало-Башартовской хромитоносной зоны (мас. %) /
Chemical composition of amphibole from peridotites of the Maly Bashart chromitite-bearing zone (wt. %)

№ обр.	№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	Σ	Расчётные формулы на 13 катионов (T+Z)
ЮК-1983-01	4/091	45.29	0.84	12.69	2.61	19.37	12.24	2.89	1.90	2.16	100	Na _{0,598} (Ca _{1,822} Na _{0,178}) _{2,00} (Mg _{4,035} Al _{0,366} Fe _{0,302} Ti _{0,209} Cr _{0,087} Si _{6,291} Al _{1,709} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1983-02	4/101	46.66	0.67	11.30	2.55	20.10	12.19	2.47	1.88	2.17	100	Na _{0,461} (Ca _{1,802} Na _{0,198}) _{2,00} (Mg _{4,161} Fe _{0,293} Al _{0,272} Cr _{0,205} Ti _{0,069} Si _{6,438} Al _{1,562} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1983-02	4/103	46.80	0.70	11.02	2.60	19.89	12.12	2.56	2.15	2.17	100	Na _{0,481} (Ca _{1,796} Na _{0,204}) _{2,00} (Mg _{4,127} Fe _{0,299} Al _{0,267} Cr _{0,234} Ti _{0,072} Si _{6,474} Al _{1,526} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1983-02	4/104	47.54	0.69	10.84	2.56	20.27	11.94	2.39	1.59	2.18	100	Na _{0,394} (Ca _{1,758} Na _{0,242}) _{2,00} (Mg _{4,179} Fe _{0,293} Al _{0,285} Cr _{0,172} Ti _{0,071} Si _{6,533} Al _{1,467} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1983-02	4/112	47.06	0.80	11.05	2.63	20.19	11.90	2.40	1.78	2.18	100	Na _{0,392} (Ca _{1,753} Na _{0,247}) _{2,00} (Mg _{4,164} Fe _{0,301} Al _{0,259} Cr _{0,193} Ti _{0,083} Si _{6,471} Al _{1,529} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1983-02	4/113	46.85	0.63	11.32	2.41	19.94	11.96	2.64	2.07	2.17	100	Na _{0,474} (Ca _{1,769} Na _{0,231}) _{2,00} (Mg _{4,127} Fe _{0,305} Al _{0,277} Cr _{0,225} Ti _{0,065} Si _{6,467} Al _{1,533} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1985-06	5/023	48.88	0.26	10.65	2.20	20.93	11.76	1.57	1.54	2.22	100	Na _{0,118} (Ca _{1,705} Na _{0,295}) _{2,00} (Mg _{4,249} Al _{0,312} Fe _{0,248} Cr _{0,164} Ti _{0,026} Si _{6,616} Al _{1,384} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1985-06	5/026	47.66	—	11.59	3.07	19.70	12.49	1.66	1.64	2.19	100	Na _{0,280} (Ca _{1,838} Na _{0,162}) _{2,00} (Mg _{4,057} Al _{0,414} Fe _{0,351} Cr _{0,178} Si _{6,543} Al _{1,457} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-02(2)	5/208	45.99	0.97	11.62	2.65	19.68	11.94	2.76	2.23	2.17	100	Na _{0,311} (Ca _{1,771} Na _{0,229}) _{2,00} (Mg _{4,088} Fe _{0,305} Al _{0,262} Cr _{0,244} Ti _{0,101} Si _{6,368} Al _{1,632} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-02(2)	5/209	45.67	0.88	11.78	2.72	19.80	11.75	2.84	2.37	2.17	100	Na _{0,502} (Ca _{1,741} Na _{0,259}) _{2,00} (Mg _{4,107} Fe _{0,314} Al _{0,229} Cr _{0,258} Ti _{0,092} Si _{6,314} Al _{1,686} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-02(2)	5/210	45.67	0.86	11.75	2.67	19.49	12.12	2.92	2.37	2.16	100	Na _{0,592} (Ca _{1,807} Na _{0,193}) _{2,00} (Mg _{4,066} Fe _{0,309} Al _{0,276} Cr _{0,260} Ti _{0,089} Si _{6,352} Al _{1,648} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-02(2)	5/212	45.25	0.93	12.15	2.44	19.87	12.00	2.97	2.24	2.17	100	Na _{0,577} (Ca _{1,781} Na _{0,219}) _{2,00} (Mg _{4,128} Fe _{0,282} Al _{0,249} Cr _{0,245} Ti _{0,097} Si _{6,269} Al _{1,731} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-03	5/158	45.43	0.72	12.82	2.75	19.12	12.16	2.76	2.07	2.16	100	Na _{0,551} (Ca _{1,808} Na _{0,192}) _{2,00} (Mg _{4,082} Al _{0,398} Fe _{0,318} Cr _{0,227} Ti _{0,075} Si _{6,305} Al _{1,695} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-03	5/163	46.59	0.57	10.99	2.21	19.97	12.95	2.54	2.03	2.15	100	Na _{0,615} (Ca _{1,932} Na _{0,068}) _{2,00} (Mg _{4,175} Al _{0,288} Fe _{0,257} Cr _{0,223} Ti _{0,060} Si _{6,488} Al _{1,512} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-06	5/116	45.33	0.64	12.80	2.68	19.30	12.24	2.38	2.46	2.17	100	Na _{0,450} (Ca _{1,814} Na _{0,186}) _{2,00} (Mg _{4,004} Fe _{0,309} Cr _{0,268} Ti _{0,066} Si _{6,269} Al _{1,731} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-06	5/126	44.61	0.70	12.96	2.67	18.85	12.62	2.70	2.74	2.15	100	Na _{0,621} (Ca _{1,890} Na _{0,110}) _{2,00} (Mg _{4,063} Al _{0,363} Fe _{0,311} Cr _{0,302} Ti _{0,074} Si _{6,233} Al _{1,767} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-2003-06	5/127	45.27	0.59	12.53	2.48	19.66	12.39	2.74	2.18	2.16	100	Na _{0,578} (Ca _{1,841} Na _{0,159}) _{2,00} (Mg _{4,090} Al _{0,324} Fe _{0,286} Cr _{0,239} Ti _{0,061} Si _{6,279} Al _{1,721} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1982-04	16195e	45.52	0.77	13.72	3.04	18.23	12.41	2.72	1.43	2.15	100	Na _{0,387} (Ca _{1,853} Na _{0,147}) _{2,00} (Mg _{4,081} Al _{0,596} Fe _{0,354} Cr _{0,158} Ti _{0,081} Si _{6,345} Al _{1,655} O ₂₂ (OH) ₂)
ЮК-1982-04	16195g	47.46	0.71	10.91	3.28	21.45	10.38	2.23	1.33	2.23	100	Na _{0,074} (Ca _{1,494} Na _{0,506}) _{2,00} (Mg _{4,321} Fe _{0,367} Al _{0,098} Cr _{0,142} Ti _{0,072} Si _{6,374} Al _{1,626} O ₂₂ (OH) ₂)

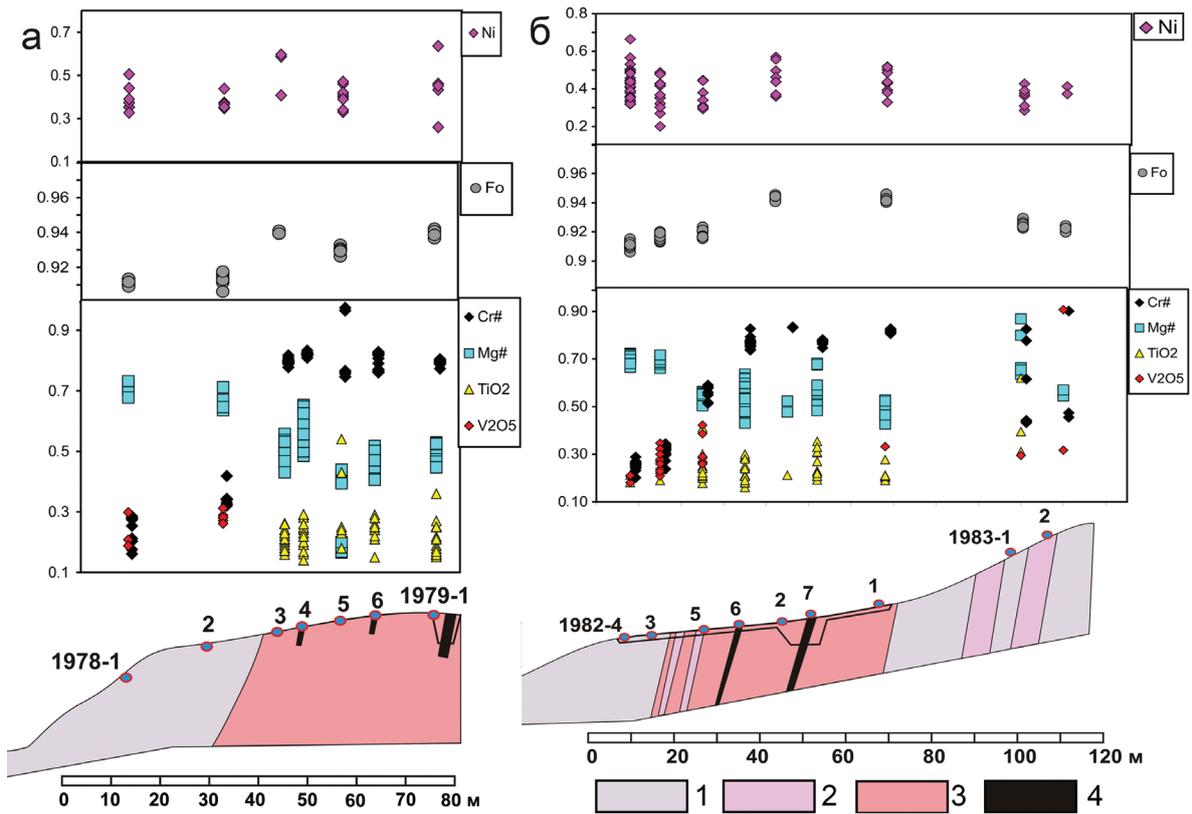


Рис. 6. Вариации состава хромшпинелидов и оливина поперёк хромитонесущей зоны в южной (ЮК-1978/1979) и центральной (ЮК-1982/1983) частях.

Fig. 6. Compositional variations of chromites and olivine across the chromitite-bearing zone in the southern (ЮК-1978/1979) and central (ЮК-1982/1983) parts.

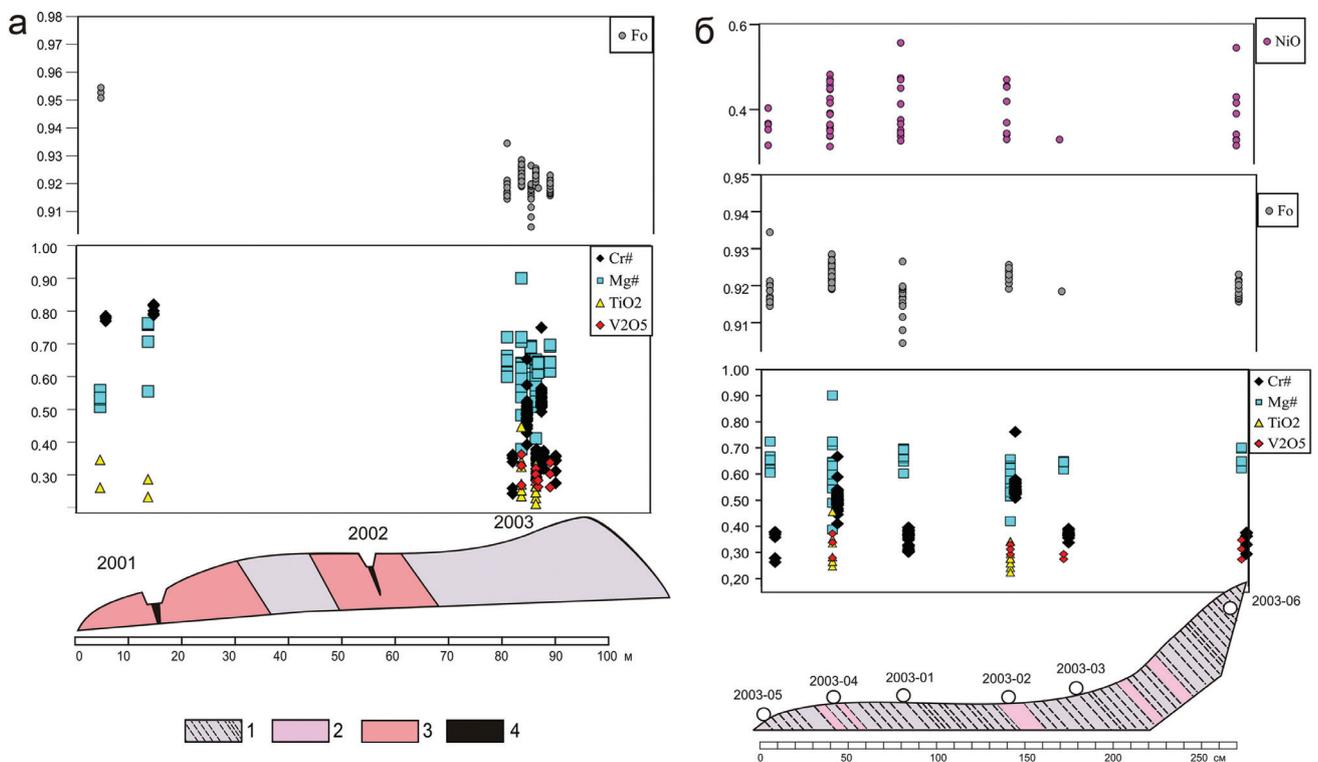


Рис. 7. Разномасштабные вариации состава хромшпинелидов и оливина в северной части разреза хромитонесущей зоны.

Fig. 7. Multiscale compositional variations of chromite and olivine of the northern part of chromitite-bearing zone.

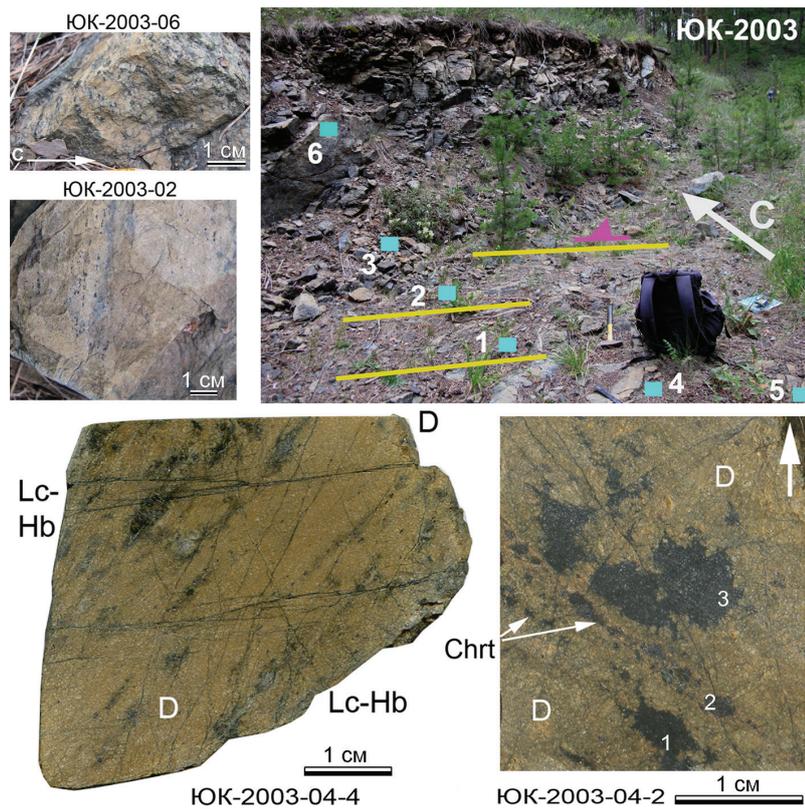


Рис. 8. Структура полосчатых дунит-перидотитов в северной части Мало-Башартовской зоны (обн. ЮК-2003).
 Fig. 8. Structure of banded dunites-peridotites in the northern part of the Maly Bashart zone (sample ЮК-2003).

$Cr\# = 0.45-0.65$ в хромшпинелидах тонких дунитовых обособлений в полосчатых ультрамафитах существенно уступают таковым в хромшпинелидах из рудомещающего дунитового тела (0.7–0.8).

Результаты более детального исследования минералого-геохимических особенностей двух образцов из рассматриваемого фрагмента разреза приведены на рисунке 9. Образец ЮК-2003-02 представлен дунитом со струйчатым сгущением хромшпинелидов в его центральной части (ЮК-2003-02-2). Составы оливина и хромшпинелидов из различных точек образца практически идентичны, и лишь для центрального участка характерна несколько более высокая магнезиальность хромшпинелида. Во всех участках образца в хромшпинелидах диагностирована примесь титана. Образец ЮК-2003-04 представляет собой перидотит с небольшим количеством пироксенов (участки 1, 4); в центральной части перидотита начинает формироваться дунитовое обособление (участки 2, 3, 5). Вариации хромистости шпинелидов согласуются с указанной выше закономерностью: $Cr\#$ возрастает в дунитовой части и понижается в перидотитовой (см. рис. 9). В целом, отмечается положительная корреляция хромистости с долей форстеритового

минала в оливине и обратная – с магнезиальностью хромшпинелида.

Взаимосвязь структурных и вещественных изменений ультрамафитов

Рассмотренные выше геохимические и структурные особенности ультрамафитов хромитонесной зоны позволяют предположить, что их формирование не могло происходить независимо друг от друга и, возможно, обусловлено единым процессом преобразования исходного мантийного субстрата. При микроскопическом изучении главных породообразующих минералов ультрамафитов – оливина и ортопироксена – нами были обнаружены интересные факты, указывающие на кооперативное изменение их структурных и минералого-геохимических характеристик.

В частности, во многих образцах из различных частей изученного разреза (ЮК-1978-01, ЮК-1982-02 и ЮК-2003-04) внутри зёрен пластически деформированного оливина были обнаружены игольчатые выделения хромшпинелида (рис. 10), сходные с таковыми, описанными ранее на месторождении № 33 массива Средний Крака (Савельев, Блинов, 2015).

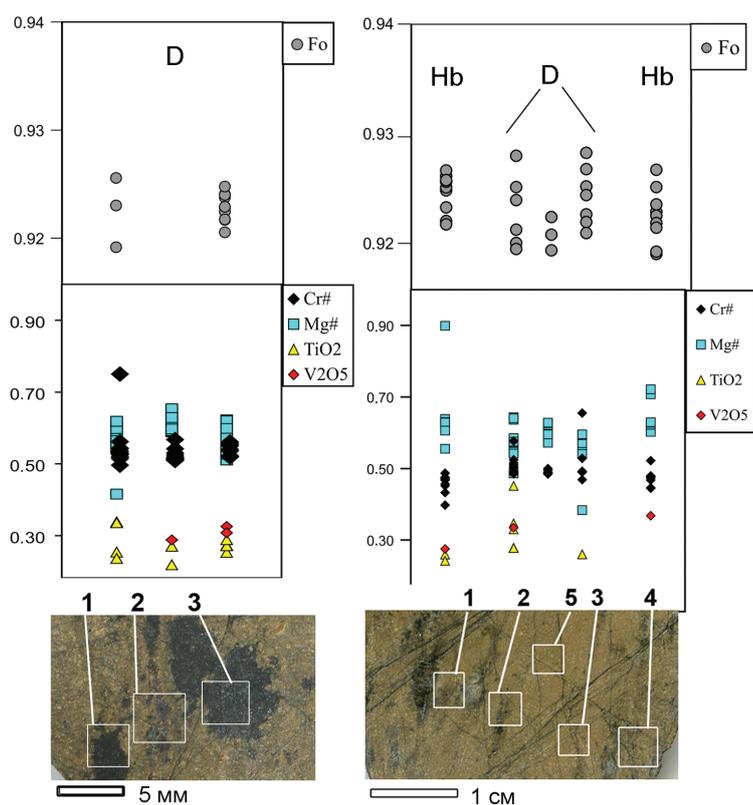


Рис. 9. Вариации состава оливина и хромшпинелидов в полосчатых дунит-перидотитах ЮК-2003-04 и ЮК-2003-02.

Fig. 9. Compositional variations of olivine and chromite from banded dunites-peridotites ЮК-2003-04 and ЮК-2003-02.

Определить точный количественный состав выделений хромшпинелидов не представляется возможным из-за их малого размера (0.1 мкм), но, судя по качественным спектрам (см. рис. 10), их состав варьирует от высокоглинозёмистого до высокохромистого. Хромшпинелидовые выделения из перидотитов ЮК-2003-04 и ЮК-1978-01 характеризуются низким и умеренным значением отношения $Cr/(Cr+Al)$, а мелкие игольчатые кристаллы из оливина обр. ЮК-1982-02 практически не содержат Al и представлены хромитом.

Структурно-геохимические изменения ортопироксена рассмотрим на примере образца ЮК-2003-01 шпинелевого перидотита из «полосчатого» разреза. Перидотит располагается между образцами ЮК-2003-02 и ЮК-2003-04, в которых фиксируются начальные стадии образования дунитовых прожилков. В рассматриваемом образце содержится около 20 об. % ортопироксена, до 5 об. % клинопироксена и 1–3 об. % хромшпинелидов.

В обнажении перидотитов фиксируется уплощённость таблитчатых зёрен пироксенов и полосчатость; в штупе наблюдается струйчатое расположение зёрен хромшпинелидов (рис. 11а), при исследовании в оптическом микроскопе выявляется интенсивно проявленная уплощённость и линейность кристаллов оливина (см. рис. 11б–в).

Более детально изучен один из участков шлифа (см. рис. 11б), проведена его «ручная трассировка» (manual tracing), реконструирующая границы первичных зёрен мантийных минералов (см. рис. 11в). Подобные методики широко применяются при структурном изучении природных ультрамафитов, которые всегда в той или иной степени подвержены низкотемпературным изменениям (Achenbach et al., 2011). На микрофотографии и схеме хорошо видны структурно-морфологические различия между главными породообразующими минералами перидотита – оливином и ромбическим пироксеном. Оливин образует два типа зёрен: 1) на верхнем мономинеральном участке мощностью 3–5 мм преобладают сильно удлинённые кристаллы (до 5–7 мм), разделённые внутри на блоки малоугловыми границами, которые представляют собой полосы сброса; 2) на нижнем полиминеральном участке, в ассоциации с таблитчатыми кристаллами ортопироксена, оливин представлен мозаичным агрегатом мелких зёрен. Ортопироксен представлен отдельными сравнительно крупными (0.8–1.5 мм) таблитчатыми кристаллами с признаками пластической деформации (изгибом трещин спайности, неоднородным погасанием). В краевых частях таких кристаллов, как правило, отмечаются многочисленные мелкие изометричные зёрна ортопироксена в

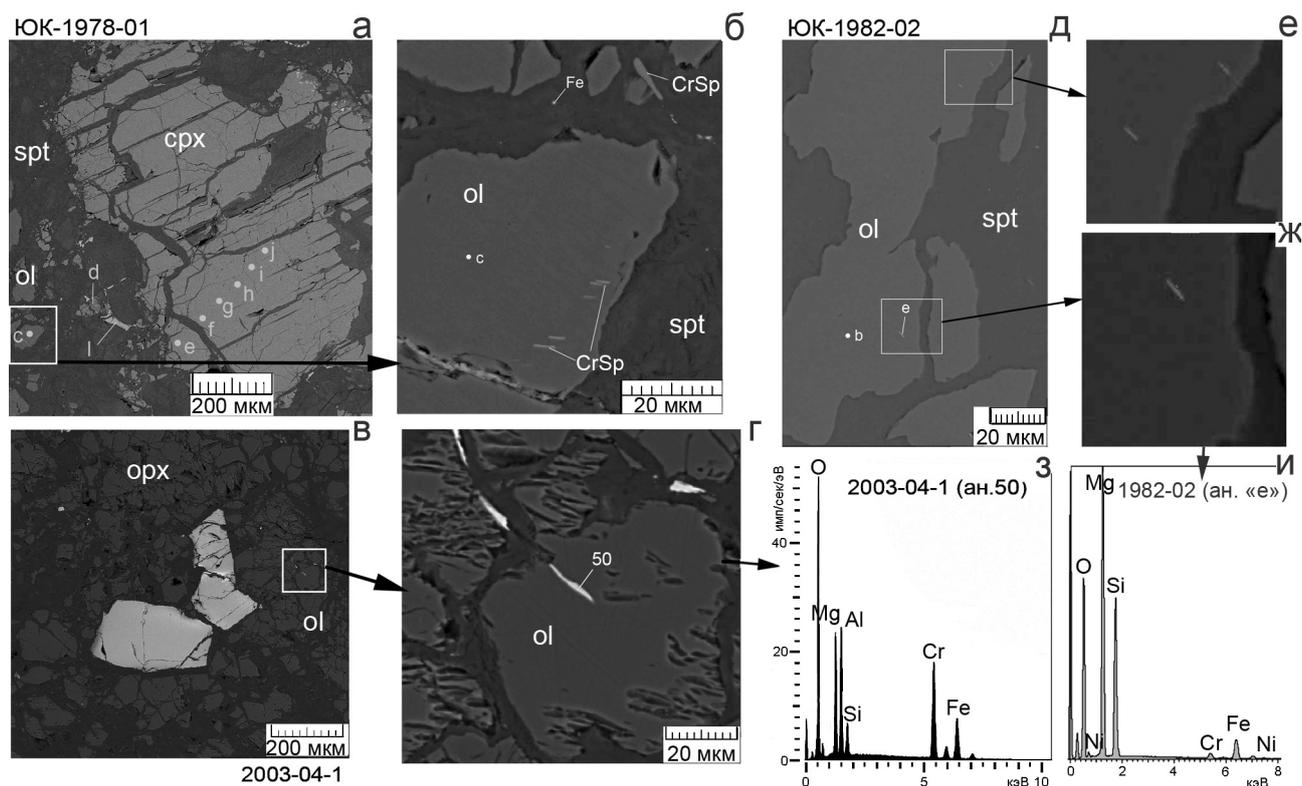


Рис. 10. Игольчатые выделения хромшпинелидов внутри зёрен пластически деформированного оливина.

а, в, д – обзорные снимки с игольчатыми выделениями хромшпинелидов в оливине; б, г, е, ж – детализированные изображения отмеченных участков; з, и – качественные спектры хромшпинелидов в образцах ЮК-2003-04-1 (з) и ЮК-1982-02 (и). BSE-фото. Здесь и на рис. 12: ol – оливин, срх – клинопироксен, орх – ортопироксен, CrSp – хромшпинелид; spt – серпентин.

Fig. 10. Acicular chromite inside of plastically deformed olivine grains.

а, в, д – schematic images of olivine grains with acicular chromite; б, г, е, ж – details of the marked areas; з, и – quantitative spectra of grains of the YUK-2003-04-1 (з) and YUK-1982-02 (и) samples. BSE-images.

Here and in Fig. 12: ol – olivine, срх – clinopyroxene, орх – orthopyroxene, CrSp – chromite, spt – serpentine.

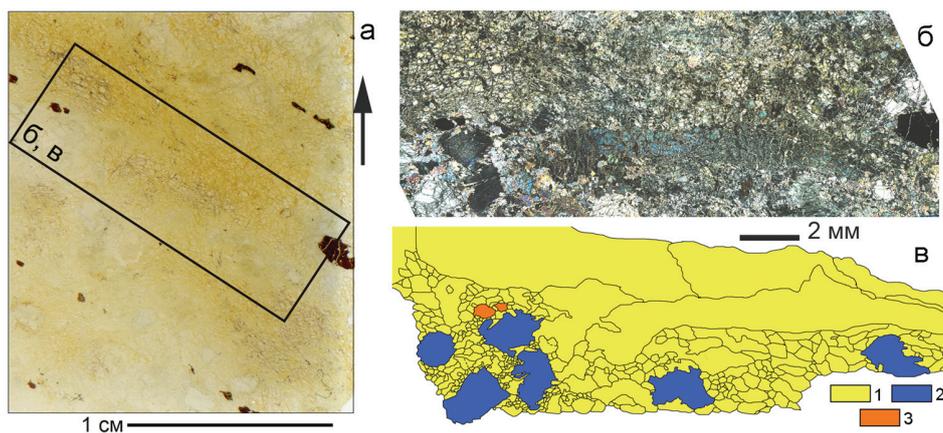


Рис. 11. Структура образца перидотита ЮК-2003-01 в масштабе шлифа.

а – сканированное изображение ориентированного шлифа, плоскость шлифа параллельна горизонту, стрелка указывает северное направление; б – микрофотография участка шлифа в плоско-поляризованном проходящем свете (с анализатором); в – трассированная схема участка (б). 1 – оливин, 2 – пироксены, 3 – хромшпинелид.

Fig. 11. Structure of peridotite sample YUK-2003-01 (thin section).

а – scan of the oriented thin section, the plane of which is parallel to horizon, arrow points to the north; б – photomicrograph of an area of the thin section in transmitted cross-polarized light; в – sketch of thin section (б). 1 – olivine, 2 – pyroxenes, 3 – chromite.

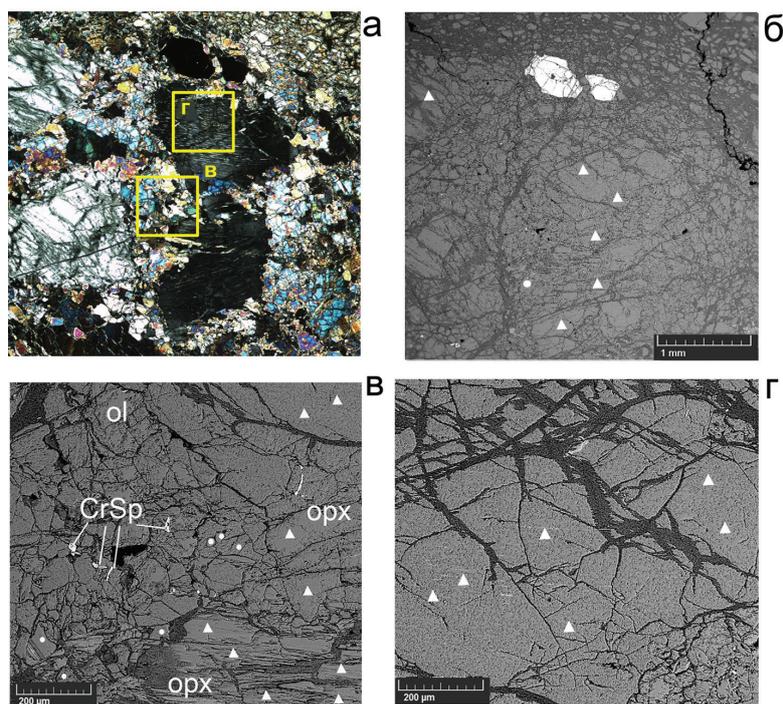


Рис. 12. Деформированные зёрна ортопироксена с местоположением точек анализа в крупных зёрнах и необластах (обр. ЮК-2003-01).

а – шлиф, с анализатором; б–г – BSE-изображение того же участка; треугольники – порфиробласты, кружочки – необласты.

Fig. 12. Deformed orthopyroxene grains and points of analyses of large crystals and neoblasts (sample ЮК-2003-01). а – thin section, with analyzer; б, г – BSE-images of the same area; triangles – porphyroblasts, circles – neoblasts.

ассоциации с аналогичными по форме и размерам зёрнами оливина, клинопироксена и амфибола, а также с тончайшими выделениями хромшпинелидов (1–10 мкм).

Для изучения взаимосвязи структурных вариаций с химическим составом ортопироксена, было рассмотрено поведение Cr и Al в различных типах кристаллов: 1) крупных деформированных и 2) мелких новообразованных (необластах) (рис.12). Из итоговой диаграммы в координатах $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ (рис. 13) следует, что во всех изученных образцах первичные крупные кристаллы ортопироксена (энстатита-I) характеризуются более высокими концентрациями алюминия и хрома по сравнению с мелкими новообразованными зёрнами энстатита-II. Таким образом, наличие отмеченных ранее сгущений фигуративных точек на общей для пироксенов диаграмме $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ (см. рис. 5) объясняется тем, что в области низких содержаний примесей группируются анализы необласт, а в области высоких значений – первичных крупных кристаллов.

Обсуждение результатов

Основными особенностями строения Мало-Башартовской хромитоносной зоны являются симметричные структурная и минералого-геохимическая зональности, выраженные в кооперативном изменении от периферических шпинелевых перидотитов к центральному дунитовому телу и хромититам нескольких параметров. В их числе: 1) минеральные ассоциации (ol+орх+срх+Cr-sp – ol+орх+Cr-sp – ol+Chrt – Chrt – ol+Chrt – ol+орх+Cr-sp – ol+орх+срх+Cr-sp); 2) петроструктура оливина, обусловленная сменой системы скольжения от однокомпонентной (010)[100] в перидотитах к сложной системе {0kl}[100] в дунитах; 3) увеличение от перидотитов к дунитам и хромититам хромистости шпинелида и магнезиальности оливина. Выявленные геохимические закономерности сохраняются и при более детальном масштабе рассмотрения, но изменяется их амплитуда в сторону уменьшения. При этом скачкообразные изменения некоторых геохимических параметров, таких как Cr#, при уменьшении шага опробования постепенно

сглаживаются, и в отдельных образцах переходных дунит-перидотитов может быть прослежено их непрерывное изменение. В этих же образцах были выявлены наиболее интересные с точки зрения понимания процессов хромитообразования факты, в частности, выделение новых хромшпинелидовых фаз внутри деформированных зёрен оливина и образование мельчайших выделений этих же минералов при пластической деформации.

Выделения хромшпинелида в оливине достаточно хорошо изучены на примере мантийных ксенолитов и ультрамафитового материала метеоритного происхождения (Arai, 1978; Moseley, 1984; Stevens et al., 2010; Franz, Wirth, 2000). Предполагается (Franz, Wirth, 2000), что оливины при мантийных давлениях и температурах могли содержать значимые количества примесных ионов Al и Cr. Количественную оценку растворимости в оливине этих элементов рассмотрел в 1985 г. Т. Колер, показав, что в него может входить до 710 ppm Cr_2O_3 и до 450 ppm Al_2O_3 при 1200 °C и 20 кбар. При подъёме мантийного материала в условиях декомпрессии и остывания, растворимость соединений Al и Cr уменьшается, что может обусловить кристаллизацию игольчатых хромшпинелидов.

Одной из возможных причин возникновения и роста хромшпинелидовых выделений в оливине является сегрегация примесных элементов (Al, Cr), вызванная пластической деформацией решётки минерала-хозяина. Этот процесс может быть сопоставлен с «динамическим старением», которое хорошо изучено в материаловедении. Термодинамическое обоснование данного процесса состоит в том, что выделение растворённых атомов примесей из твёрдого раствора может быть инициировано образованием дефектной структуры в кристаллической решётке минерала-хозяина. Образующиеся в ходе пластической деформации несовершенства в матрице могут служить местами предпочтительного зарождения частиц избыточной фазы вследствие того, что необходимое пересыщение примесями может быть меньше, чем пересыщение, требуемое для образования зародыша в идеальной совершенной гомогенной среде (Чалмерс, 1963). Следовательно, образование новой фазы может понизить свободную энергию минерала-хозяина.

Возникновение большого числа мелких частиц избыточной фазы, в рассматриваемом случае – хромшпинелидов, связано с ростом межзёренной энергии. Поэтому термодинамический потенциал

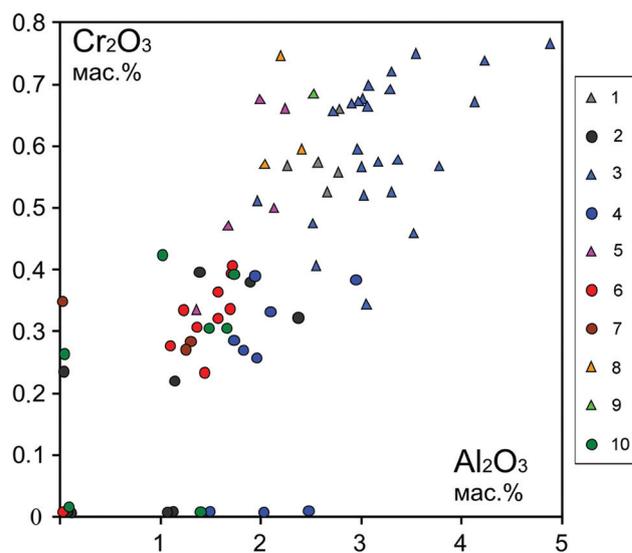


Рис. 13. Диаграмма Al_2O_3 – Cr_2O_3 для различных кристаллов ортопироксена (Орх).

1, 3, 5 – крупные деформированные зёрна; 2, 4, 6 – мелкие зёрна, образованные в результате рекристаллизации первичных крупных зёрен (необласты); 7 – мелкие зёрна в ассоциации с хромшпинелидом; 8 – крупное зерно Орх; 9 – крупное зерно Орх на удалении от мелких зёрен хромшпинелидов; 10 – мелкие зёрна Орх в ассоциации с мелкими новообразованными зёрнами хромшпинелидов. Образцы: 1, 2 – обр. ЮК-1985-06; 3, 4 – обр. ЮК-2003-01; 5, 6 – обр. ЮК-2003-06; 7 – обр. ЮК-2003-04-1; 8 – обр. ЮК-2003-04-4; 9, 10 – обр. ЮК-2003-05.

Fig. 13. Al_2O_3 – Cr_2O_3 diagram for different orthopyroxene crystals.

1, 3, 5 – large deformed crystals; 2, 4, 6 – fine crystals formed as a result of recrystallization of primary large crystals (neoblasts); 7 – fine Opx crystals in assemblage with chromite; 8 – large Opx crystal; 9 – large Opx crystal far from chromite grains; 10 – fine Opx crystals in assemblage with small newly formed chromite grains. Samples: 1, 2 – ЮК-1985-06; 3, 4 – ЮК-2003-01; 5, 6 – ЮК-2003-06; 7 – ЮК-2003-04-1; 8 – ЮК-2003-04-4; 9, 10 – ЮК-2003-05.

понижается в результате уменьшения числа кристаллов избыточной фазы, то есть при их укрупнении (коалесценции) вследствие растворения других (Бунин, Баранов, 1970). При изучении металлических систем было установлено, что массовое зарождение частиц избыточной фазы в деформируемом матриксе сопровождается сопротивлением деформации («дисперсионное твердение», упрочнение), тогда как коалесценция выделений ведёт к увеличению расстояний между ними и к росту пластичности материала.

Из сопоставления данных фактов с наблюдениями природно-деформированных ультрамафитов можно заключить следующее: 1) пластическая деформация поликристаллического оливина способствует образованию частиц избыточных фаз (хромшпинелидов), вблизи которых скорость течения матрикса понижена; 2) с ростом кристаллов хромшпинелидов неоднородность пластического течения матрикса увеличивается, что связано с уменьшением скорости деформации на участках, обогащённых дисперсной фазой, и увеличением её в мономинеральных оливиновых «слоях». Последнее подтверждается закономерной сменой систем скольжения в оливине: от однокомпонентной («медленной») системы (010)[100] в перидотитах на систему множественного скольжения $\{0kl\}[100]$ в дунитах.

Ортопироксен в условиях пластической деформации проявляет свойства более «сильной» фазы по сравнению с оливином (Nicolas et al., 1971; Щербаков, 1990; Yamamoto et al., 2008; и др.). В структурно-петрографическом отношении это выражается в преобладании рекристаллизации и фазовых переходов мартенситового типа (ортоэнстатит – клиноэнстатит) над трансляционным скольжением (McLaren, Etheridge, 1976; Carter, 1976; Van Duysen et al., 1985; Boland, 1974; Kirby, Etheridge, 1981). В некоторых случаях удаётся непосредственно фиксировать в породах результат деформационно-индуцированного распада первичных крупных кристаллов ортопироксена (энстатита-I) на ассоциацию, включающую паргасит, форстерит, хромшпинелид и энстатит-II (Савельев и др., 2017). Структурные и геохимические данные (см. рис. 11–13) свидетельствуют о том, что синтетоническая рекристаллизация в наиболее искажённых участках первичного энстатита-I ведёт к образованию неомласта данного минерала (энстатита-II), предельно истощённых в отношении Al и Cr, которые входят в решётку новообразованных мельчайших выделений хромшпинелида.

Основываясь на экспериментальных данных (Carter, 1976), можно предположить, что деформация ортопироксена должна сопровождаться прогрессивным измельчением его структуры, тогда как для оливина характерен быстрый рост рекристаллизованных зёрен. В условиях пластического течения перидотита это должно вести к обособлению существенно оливиновых слоёв с изменяющейся структурой агрегата, внутри которых будут накапливаться новообразованные кристаллы хромшпи-

нелида. При этом количество и размер зёрен ортопироксена будет уменьшаться. Амфибол, образующийся при распаде энстатита, может удаляться из системы в качестве частичных расплавов.

Выводы

Проведённые исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Мало-Башартовская хромитоносная зона характеризуется разномасштабной симметричной минералого-геохимической зональностью, выраженной в закономерной смене минеральных ассоциаций, хромистости шпинелида и магнезиальности оливина от вмещающих перидотитов к хромитам.

2. Перидотиты и рудовмещающие дуниты представлены мантийными тектонитами, несущими признаки высокотемпературного пластического течения; симметричная структурная зональность разреза выражается в закономерном изменении петроструктуры оливина – от простой системы трансляционного скольжения (010)[100] в перидотитах к системе множественного скольжения $\{0kl\}[100]$ в дунитах.

3. В деформированных кристаллах оливина зафиксировано образование игольчатых выделений хромшпинелида, вызванных сегрегацией примесей в ходе пластического течения минерала.

4. Установлено, что синтетоническая рекристаллизация первичного ортопироксена (энстатита-I) сопровождалась образованием неомласта энстатита-II, предельно истощённого примесями, а также мелких выделений амфибола, магнезиального оливина и хромшпинелида.

5. Сравнение выявленных фактов с экспериментальными данными и исследованиями процессов деформации в материаловедении позволяет предположить, что ведущая роль при формировании изученной хромитоносной зоны принадлежала неоднородному пластическому течению мантийных ультрамафитов.

Исследования выполнены в рамках тем Государственного задания ФАНО РФ «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых ультрамафитах Южного Урала» № 0252–2014–0014 и «Рудоносность ультрамафитовой и черносланцевой формаций северной части Магнитогорской мегазоны» № 0252–2017–0010).

Литература

- Бунин К.П., Баранов А.А.** (1970) Металлография. М., Metallurgiya, 312 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., Котляров В.А.** (2014) Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов–2014*. Миасс, ИМин УрО РАН, 95–98.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И.** (2017) О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования. *ДАН*, 276(2), 1–5.
- 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.
- Саранчина Г.М., Кожевников В.Н.** (1985) Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л., Недра, 208 с.
- Чалмерс Б.** (1963) Физическое металловедение / Перевод с английского. М., Изд-во лит-ры по чёрной и цветной металлургии, 457 с.
- Щербаков С.А.** (1990) Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М., Наука, 120 с.
- Achenbach K.L., Cheadle M.J., Faul U., Kelemen P., Swapp S.** (2011) Lattice-preferred orientation and microstructure of peridotites from ODP Hole 1274A (15°39'N), Mid-Atlantic Ridge: Testing models of mantle upwelling and tectonic exhumation. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 301, 199–212.
- Arai S.** (1978) Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-Dake peridotite mass, Hokkaido, Japan. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 39, 267–273.
- Boland J.N.** (1974) Lamellar structures in low calcium orthopyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 215–222.
- Carter N.L.** (1976) Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 14(3), 301–360.
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A.** (1981) Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, 805–831.
- Franz L., Wirth R.** (2000) Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 283–295.
- Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A.** (1986) Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 21, 190–199.
- 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.
- Moseley D.** (1984) Symplectitic exsolution in olivine. *Am. Mineral.*, 69, 139–153.
- 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, P. 55–86.
- Saveliev D.E., Blinov I.A.** (2017) Compositional variations of chrome spinels in the ore-bearing zones of the Kraka ophiolite and the chromitite origin. *Вестник Пермского университета. Геология*, 16(2), 130–156.
- Stevens M.R., Bell D.R., Buseck P.R.** (2010) Tubular symplectitic inclusions in olivine from the Fuckang pallasite. *Meteor. Planet. Sci.*, 45(5), 899–910.
- Van Duysen J.C., Doukhan N., Doukhan J.C.** (1985) Transmission electron microscope study of dislocations in orthopyroxene (Mg,Fe)₂Si₂O₆. *Phys. Chem. Minerals*, 12, 39–44.
- 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.

References

- Bunin K.P., Baranov A.A.** (1970) [Metallography] Moscow, Metallurgiya, 312 p. (in Russian)
- Chalmers B.** (1963) [Physical metallurgy] Moscow, GNTI of ferrous and non-ferrous metallurgy, 457 p. (in Russian)
- Chalmers B.** (1959) Physical metallurgy. New York, Wiley, 457 p.
- Saranchina G.M., Kozhevnikov V.N.** (1985) [Fedorov's method (mineral definition, microstructural analysis)]. Leningrad, Nedra, 208 p. (in Russian)
- Saveliev D.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Kozhevnikov D.A., Kotlyarov V.A.** (2016) [Petrological

evidences of syndeformation matter segregation during a dunite formation process (for example Kraka ophiolite, the Southern Urals)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **2**(4), 56–77. (in Russian)

Saveliev D.E., Belogub E.V., Kotlyarov V.A. (2014) [Mineral-geochemical zonation and deformation mechanism of formation of chromitite- dunite bodies in ophiolites (on the example of Kraka massif, South Urals)]. In: *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov [Metallogeny of ancient and modern oceans]* IMin UB RAS, Miass, 95–98 (in Russian)

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

Saveliev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. (2017) Deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotite and its role in partial melting and chromite ore formation. *Doklady Earth Sciences*, **476** (1), 1058–1061.

Shcherbakov S.A. (1990). [Plastic deformations of ultrabasic rock of the Urals ophiolite association]. Moscow, Nauka, 120 p. (in Russian)

Поступила в редакцию 23 декабря 2017 г.