

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.321.6 + 551.2

ТВЕРДОФАЗОВЫЙ РАСПАД ПИРОКСЕН—ХРОМШПИНЕЛЬ В МАНТИЙНЫХ
ЛЕРЦОЛИТАХ ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА СЫУМКЕУ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Г.Н. Савельева¹, В.Г. Батанова^{2,3}, А.В. Соболев^{2,3}

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

² Université Grenoble Alpes, Institute Science de la Terre (ISTerre), CNRS, F-38041 Grenoble, France

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

Рассмотрен состав и микроструктуры продуктов распада твердого раствора в системе пироксен—хромшпинель из лерцолитов глубинной части мантийного разреза офиолитов Сыумкеу на Полярном Урале. Энстатит и диопсид лерцолитов содержат ламеллы хромшпинели и ее тонкие (микронные) выделения разнообразной формы. Впервые определены состав ламелл хромшпинели и направленность преобразования состава пироксенов, испытывающих твердофазовый распад. Зональная неоднородность состава пироксенов выражена снижением содержания оксидов хрома, алюминия, натрия от центра крупных зерен без структур распада к участкам, содержащим выделения хромшпинели. Величина Cr/(Cr + Al) для ламелл варьирует от 0.23 до 0.33, Mg/(Mg + Fe) — от 0.61 до 0.67; степень окисленности железа в новообразованных хромшпинелях низкая (0.10—0.19) и практически не зависит от хромистости шпинели. Для равновесных пар энстатит—диопсид разных генераций рассчитаны температура и давление начала и завершения твердофазового распада пироксен—хромшпинель и установлено участие водного флюида в процессе твердофазового распада. При снижении температуры от 970 до 650—700 °С в процессе распада повышается давление от 0.9 до 1.3 ГПа. Распад пироксенов и миграция элементов проходили в условиях высокотемпературного твердопластического течения вещества, возможно, там, где в локальных зонах перидотиты испытали сильные сдвиговые деформации, реализованные пластическим высокотемпературным и высокоскоростным течением вещества. Область рассмотренных процессов находилась в литосферной мантии (мантийном клине) над зоной субдукции. Миграция рудных компонентов из силикатов и образование новых зерен хромшпинели вносят вклад в формирование сегрегаций хромитов.

Твердофазовый распад, энстатит, диопсид, хромшпинель, лерцолит, мантия, офиолиты.

PYROXENE—Cr-SPINEL EXSOLUTION IN MANTLE LHERZOLITES
OF THE SYUMKEU OPHIOLITE MASSIF (Arctic Urals)

G.N. Savelieva, V.G. Batanova, and A.V. Sobolev

We consider the composition and microstructures of pyroxene—Cr-spinel exsolution products from lherzolites of the deep mantle section of the Syum-Keu ophiolite massif in the Arctic Urals. Enstatite and diopside from the lherzolites contain lamellae and diverse micron segregations of Cr-spinel. We have first determined the composition of Cr-spinel lamellae and the composition trend of pyroxenes undergoing exsolution. The zonal inhomogeneity of their composition is expressed as a decrease in the contents of Cr₂O₃, Al₂O₃, and NaO from the core of coarse grains free of exsolution structures to the sites with Cr-spinel segregations. The Cr/(Cr + Al) value in the Cr-spinel lamellae varies from 0.23 to 0.33, and the Mg/(Mg + Fe) value, from 0.61 to 0.67. The degree of iron oxidation in the formed Cr-spinel is low (0.10—0.19) and virtually does not depend on the Cr content in this mineral. We calculated the temperature and pressure of the beginning and completion of pyroxene—Cr-spinel exsolution for equilibrium enstatite—diopside (different generations) pairs and established the participation of H₂O fluid in the exsolution. During the exsolution, the temperature decreases from 970 to 650—700 °C and the pressure grows from 0.9 to 1.3 GPa. The exsolution of pyroxene and migration of elements proceeded under high-temperature solid-plastic flow of mantle material, probably in the local zones where peridotites were subjected to strong shearing strains caused by the above high-velocity flow. The zone with these processes was located in the lithospheric mantle (mantle wedge) above the subduction zone. Migration of ore components from silicates and formation of new Cr-spinel grains contributed to the formation of chromite segregations.

Exsolution, enstatite, diopside, Cr-spinel, lherzolite, mantle, ophiolites

ВВЕДЕНИЕ

В мантийных перидотитах офиолитов широко распространены микроструктуры распада твердого раствора энстатит—диопсид. Обычно наблюдаются пластинки клинопироксена в ортопироксене-хозяине, но нередки и обратные соотношения. Распад высококальциевого энстатита с образованием двух фаз происходит, как правило, в плоскости (100), обладающей наименьшей энергией как в энстатите, так и в диопсиде [Hess, 1960]. Структуры твердофазового распада пироксенов с образованием ламелл хромшпинели встречаются чрезвычайно редко. Они описаны в ксенолитах мантийных перидотитов из щелочных базальтов на массиве Централь [Brown et al., 1980]. Иглы, пластинки хромшпинели встречены в диопсиде и энстатите одного образца лерцолита протогранулярной текстуры с высокоглиноземистым аксессуарным хромшпинелидом. Состав ламелл не был измерен, но отмечено, что в образце с ламеллами состав шпинелида варьирует.

Твердофазовый распад ортопироксена с образованием граната и редких тончайших пластинок хромшпинели описан также в высокоглиноземистых пироксенитах перидотитового массива Суджоу, метаморфический пояс Су-Лу [Spengler et al., 2012]. В этом случае продукт распада пироксена представлен гранатом с избыточным содержанием кремнезема (майджоритом) и единичными ламеллами высокохромистого магнезиального хромшпинелида в энстатите. Образование ламелл граната в пироксене авторы связывают с повышением давления в ходе субдукции, а ламелл пироксена в гранате — с декомпрессией; развитие единичных ламелл высокохромистого шпинелида в энстатите соотносено с декомпрессией в присутствии флюида при температуре 950—900 °С.

В мантийных перидотитах известны и структуры распада хромшпинелей: в подиформных хромититах массива Лубуса (Тибет) обнаружены ламеллы, иглообразные и округлые микровключения клинопироксена и коэсита, образованные в результате твердофазового распада шпинели при сверхдавлениях от 12.5 до 3.0 ГПа [Yamamoto et al., 2009].

Все эти случаи показывают, что при перемещении перидотитов из глубинной мантии в кору сложный (многокомпонентный) состав первичных мантийных минералов эволюционирует с образованием новых минеральных фаз более простого состава. Следы этого процесса редко сохраняются в мантийных перидотитах из-за их тектонической дезинтеграции, метаморфизма в различных условиях и серпентинизации.

В нашей статье рассмотрены микроструктуры распада твердого раствора в системе пироксен—хромшпинель из перидотитов офиолитового массива Сыумкеу на Полярном Урале. Распад силикатов (пироксенов) с образованием оксидов (хромшпинели), последующая миграция рудных компонентов с формированием сегрегаций хромита представляет интерес в связи с выявленной ранее эмпирической зависимостью между составом пироксенов перидотитов различных офиолитовых массивов и присутствием в них месторождений хромовых руд [Савельева и др., 2015].

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Массив Сыумкеу расположен на северном окончании пояса офиолитов Полярного Урала, на западном борту Щучьинской структуры, которая занимает центральное место в области сочленения герцинских структур Урала, севера Западной Сибири и киммерид Пай-Хоя (рис. 1). Тектоническое положение и состав офиолитов рассмотрены в ряде работ, где они охарактеризованы как гигантские тектонические аллохтоны коры и литосферы океанического типа, сформированной в окраинных бассейнах над зоной субдукции в ранне- и среднепалеозойское время [Афанасьев, 1986; Савельев, 1997; Тектоническая история..., 2001; Пучков, 2005; Vatanova et al., 2011; и др.]. В конце среднего—в позднем палеозое офиолиты вместе с перекрывающими и интрузирующими их островодужными комплексами пород надвинуты на континентальную окраину Восточно-Европейской плиты. Структурный анализ пород этого массива в комплексе с петрологическими исследованиями впервые проведен В.Р. Шмелевым [1991], который показал, что микроструктуры перидотитов с упорядоченными кристаллооптическими ориентировками оливина и пироксенов образованы в ходе субсолидусных пластических деформаций в широком диапазоне режима скоростей деформаций (величин стресса). Последующие работы уточнили геологическое строение, структурный рисунок субсолидусного течения перидотитов на массиве и показали некоторые отличия его от полярно-уральских массивов Райиз и Войкаро-Сыньинского [Костюхин, Ремизов, 1995; Гурская и др., 2004; Савельева, Суслов, 2014]. Так, только на массиве Сыумкеу развиты интенсивные твердопластические деформации пород в области перехода от мантийных комплексов к коровым, и только здесь в дунит-верлит-пироксенитовом комплексе, сменяющем мантийные перидотиты вверх по разрезу, присутствуют гранатовые пироксениты, верлиты и гранатовые габбронориты.

Массив имеет в плане серповидную форму с выпуклой стороной, обращенной на запад. Западный контакт представляет собой пологий тектонический надвиг, осложненный крутыми сбрососдвигами, по которому апогарцбургитовые серпентиновые сланцы и милониты граничат с амфиболитами, пара- и

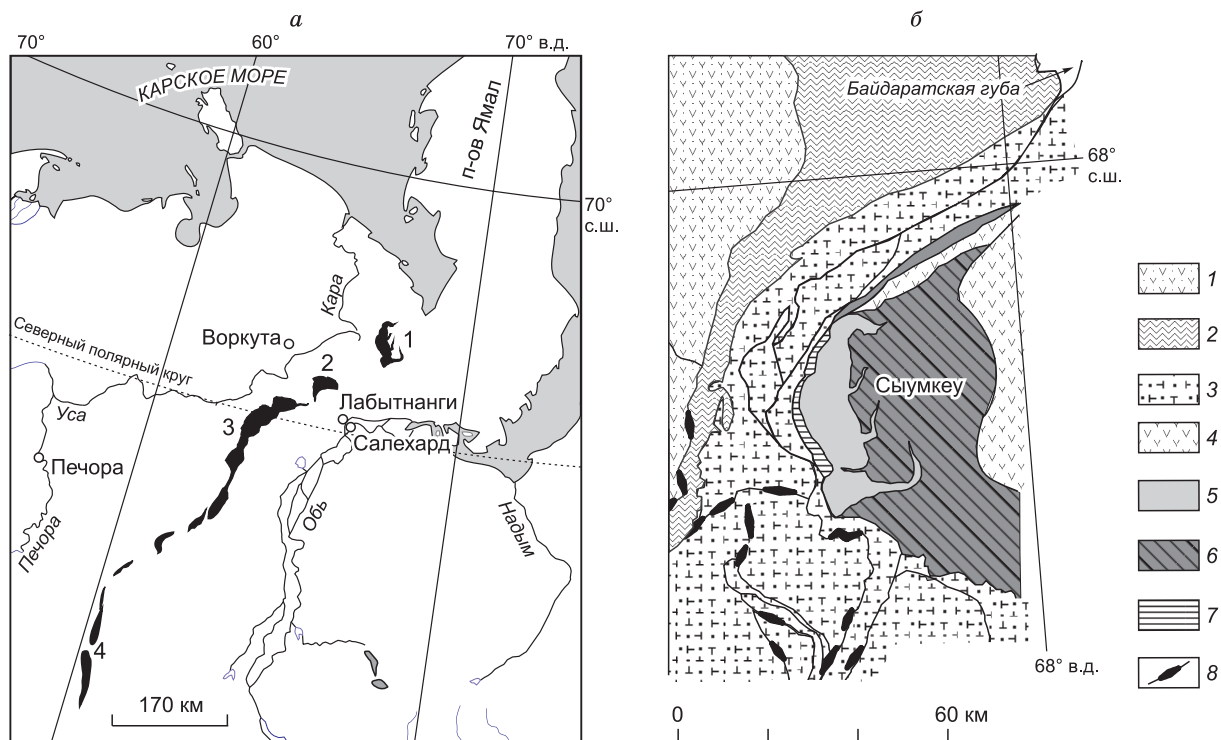


Рис. 1. Схема расположения массива Сьумкеу в офиолитовом поясе Полярного Урала (а); геологическая схема района массива Сьумкеу (б).

а — массивы: 1 — Сьумкеу, 2 — Райиз, 3 — Войкаро-Сыньинский, 4 — Хорасюрский; б — отложения фундамента и континентального склона Восточно-Европейской платформы: 1 — ранне- и среднепалеозойские известняки, филлиты, песчаники, конгломераты, базальты, туфы; 2 — раннепалеозойские базальты, дациты, кремнисто-глинистые сланцы; 3 — венд-раннепалеозойские и раннепротерозойские отложения харьбейского комплекса, объединенные; 4 — океанические и островодужные комплексы Щучинской структуры: раннепалеозойские базальты, дациты, риолиты, кремнисто-глинистые сланцы, известняки, андезиты, туфы; 5 — гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и породы полосчатого комплекса массива Сьумкеу; 6 — габброиды и диабазы (дайковый комплекс); 7 — метаморфиты в подошве аллохтона Сьумкеу; 8 — тектонические границы, в том числе надвиги с серпентиновым меланжем.

ортосланцами допалеозойского (?) возраста и с палеозойскими отложениями. Мантийные перидотиты обнажены на западе массива, слагая нижнюю часть разреза аллохтона. Вдоль всей восточной границы гарцбургитов развиты породы полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса, они наращивают офиолитовый разрез и отделяют ультрамафиты от габброидов, расположенных восточнее и выше по разрезу (рис. 2). Обилие выходов метаморфизованных гарцбургитов среди габброидов в 7—10 км восточнее главного тела ультрамафитов позволяет предполагать очень пологую границу тектонического покрова офиолитов, продвинутого далеко на запад.

Структурно-петрографические разновидности ультраосновных пород на массиве распределены следующим образом.

1. Лерцолиты и гарцбургиты массивные, крупнозернистые с протогранулярной структурой, содержащие редкие тела дунитов, распространены в западной части массива (нижняя часть мантийного разреза).

2. Гарцбургиты среднезернистые с порфирокластической, частично протогранулярной структурой, с резко подчиненным количеством лерцолитов и с большим количеством сближенных тел дунитов слагают центральную часть массива.

3. Гарцбургиты средне-, мелкозернистые с порфирокластической и гранулярной структурой и линейно-плоскостной текстурой, с отдельными телами дунитов слагают восточную часть массива (верхнюю часть мантийного разреза). Вдоль границы с коровыми комплексами гарцбургиты имеют тонкополосчатую структуру со следами интенсивных деформаций, выраженных многопорядковыми складками пластического течения и будином тонких пироксеновых полос в гарцбургитах. Дуниты образуют отдельные крупные (до нескольких км) тела на северо-западе массива и серии сильно вытянутых линзо-, пластообразных тел в восточной и южной частях массива (см. рис. 2). В крупных телах гарцбургиты

Рис. 2. Схематическая геологическая карта массива Сыгумкеу (составлена с использованием данных [Шмелев, 1991; Савельева, Суслов, 2014] и материалов поисково-съёмочных работ Полярно-Уральской экспедиции, 2004—2006 гг.)

1 — четвертичные отложения; 2 — раннепротерозойские отложения: гнейсы, амфиболиты с линзами кварцитов и мраморов; 3 — серпентинитовый меланж с будинами амфиболитов и глаукофановых сланцев в подошве массива; 4 — антигоритовые серпентиниты, оливин-тальк-амфибол-антигоритовые сланцы; 5 — габбронориты, гранатые габбронориты (подчиненное количество), амфиболизированное габбро; 6 — оливин-клинопироксеновые породы — чередование дунитов, верлитов, пироксенитов, в том числе гранатowych; 7 — дуниты и гарцбургит-дунитовый комплекс — дуниты с реликтовыми телами гацбургитов до 30—50 %; 8 — гарцбургиты; 9 — лерцолиты; 10 — полосчатость гацбургитов и лерцолитов; 11 — точки отбора образцов.

нередко составляют до 20 % площади дунитов. Ультраосновные метаморфиты преимущественно антигорит-оливинового, тальк-оливинового и амфибол-оливинового состава слагают разрозненные маломощные тектонические пластины.

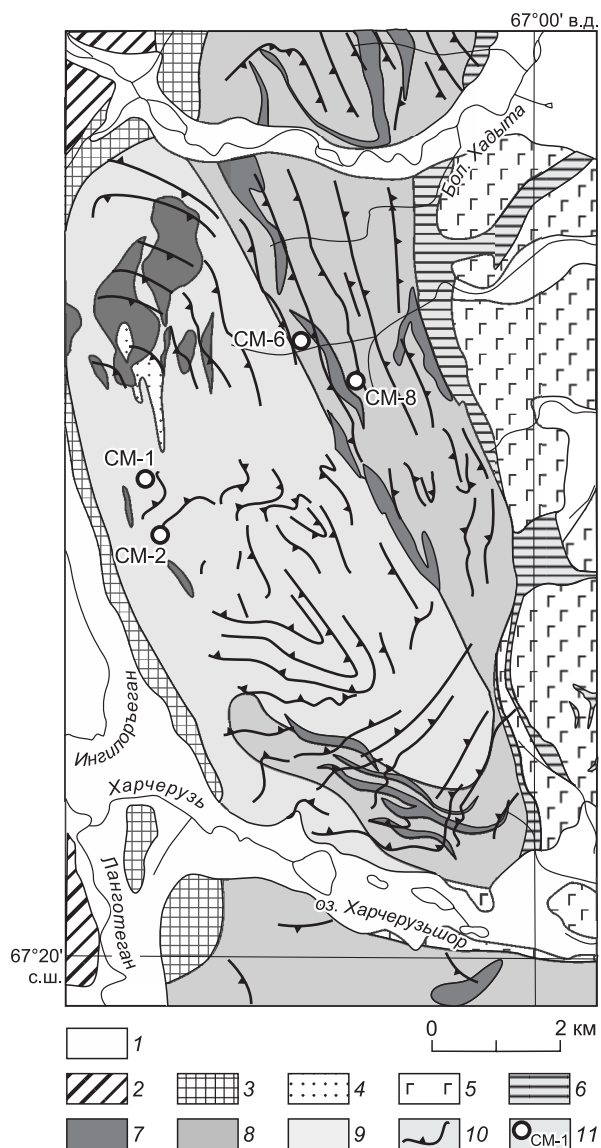
МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав всех минералов мантийных пород, обсуждаемых в этой статье, анализировали на микроанализаторе JEOL JXA-8230 в Институте наук о Земле Университета Гренобль Альпы, г. Гренобль, Франция (ISTerre, Universite Grenoble Alpes, France). Оливины измерялись по специально разработанной высокоточной методике анализа при ускоряющем напряжении 25 кВ и токе зонда 900 нА [Batanova et al., 2015], позволяющей определять концентрации кальция, никеля, марганца и других элементов, примесей с точностью 4—10 г/т (2 стандартных отклонения), при точности определения Fo ($100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ мол.%) в 200—300 г/т. Детали метода, а также описание микрозонда см. в [Batanova et al., 2015].

Состав хромшпинели измеряли при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 50 нА. Стандартизация производилась на синтетических эталонах, представленных оксидами компании P&H Developments Ltd., для всех элементов, кроме Mn, V, Zn и Si. Для этих элементов использовались родонит (MnSiO_3), металлический V, ZnS и волластонит соответственно. Трехвалентное железо было рассчитано из стехиометрической формулы хромшпинели. Через каждые 30—40 зерен хромшпинели измерялся стандарт хромита USNM 117075 [Jarosewich et al., 1980], в котором отношение $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}_{\text{общ}}$ установлено с высокой точностью [Batanova et al., 2011].

Составы клинопироксена, ортопироксена и амфибола измеряли с применением рутинных методик при ускоряющем напряжении 15 и 20 кВ и силе тока 20 нА. В качестве стандартов использовали природные и синтетические минералы и оксиды. Для всех минералов была использована процедура ZAF коррекции матричного состава.

Рентгеноспектральные карты, показывающие распределения элементов по площади образца, выполнялись при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 100 нА. Был применен метод движения образца при неподвижном положении пучка электронов. Шаг перемещения образца составлял 1 мкм, время набора сигнала в каждой точке 500—600 мс. Использовался сфокусированный пучок. Одновременно проводилось измерение на 5 волнодисперсионных спектрометрах (WDS) и энергодисперсионном спектрометре (EDS). Каждый волнодисперсионный спектрометр был настроен на положение пика одной определенной рентгеновской линии. Измерение проводилось на следующих кристаллах: линия AlK_α — TAP; CrK_α — PETL; NaK_α — TAPH; CaK_α — PETH; FeK_α — LIFH; SiK_α и MgK_α (SDD, EDS).



ПЕТРОГРАФИЯ

Нами изучены составы минеральных ассоциаций лерцолитов и гарцбургитов в широтном пересечении массива. Положение образцов показано на рис. 2. В настоящей работе мы рассмотрим состав и структуру лерцолита из нижней части разреза массива, в котором впервые обнаружены пластинки хромшпинели в пироксенах и тонкие зерна, сегрегации хромшпинели, пространственно ассоциирующие с пироксенами, содержащими серии пластинок хромшпинели.

Образец СМ-1 представляет собой массивный крупнозернистый лерцолит, состоящий из оливина (70—75 об. %), энстатита (20—23 об. %), диопсида (5—7 об. %), хромшпинели (1.0—1.5 об. %) и единичных зерен амфибола. Степень петельчатой α -хризотиловой (лизардитовой) серпентинизации без магнетита составляет около 30 %. Макроскопически породы грубополосчатые, со слабопроявленной плоскостной ориентировкой минералов и агрегатной линейностью. Микроструктура породы протогранулярная с участками порфиrokластической и разнoзернистой, с резким преобладанием крупных вытянутых слабоуплощенных оливиновых зерен (средний размер $5.5 \times 1.5 \times 2.5$ мм) и более мелкими зернами пироксенов от (0.2—1.4 мм) (рис. 3, а). Размеры хромшпинели сильно варьируют — от 0.01 до 2.00 мм.

Вдоль границ крупных зерен оливина развит мелкозернистый агрегат (зерна по 0.3—0.7 мм и 0.05 мм) энстатита, диопсида и оливина с примесью амфибола, составляющий примерно 5—7 % породы. Самые мелкие зерна образуют цепочки, поперечные границам полос излома в оливине, иногда удлиненно крупных оливинов, а некоторые агрегаты имеют вид «прожилков», развитых вдоль зон дефор-

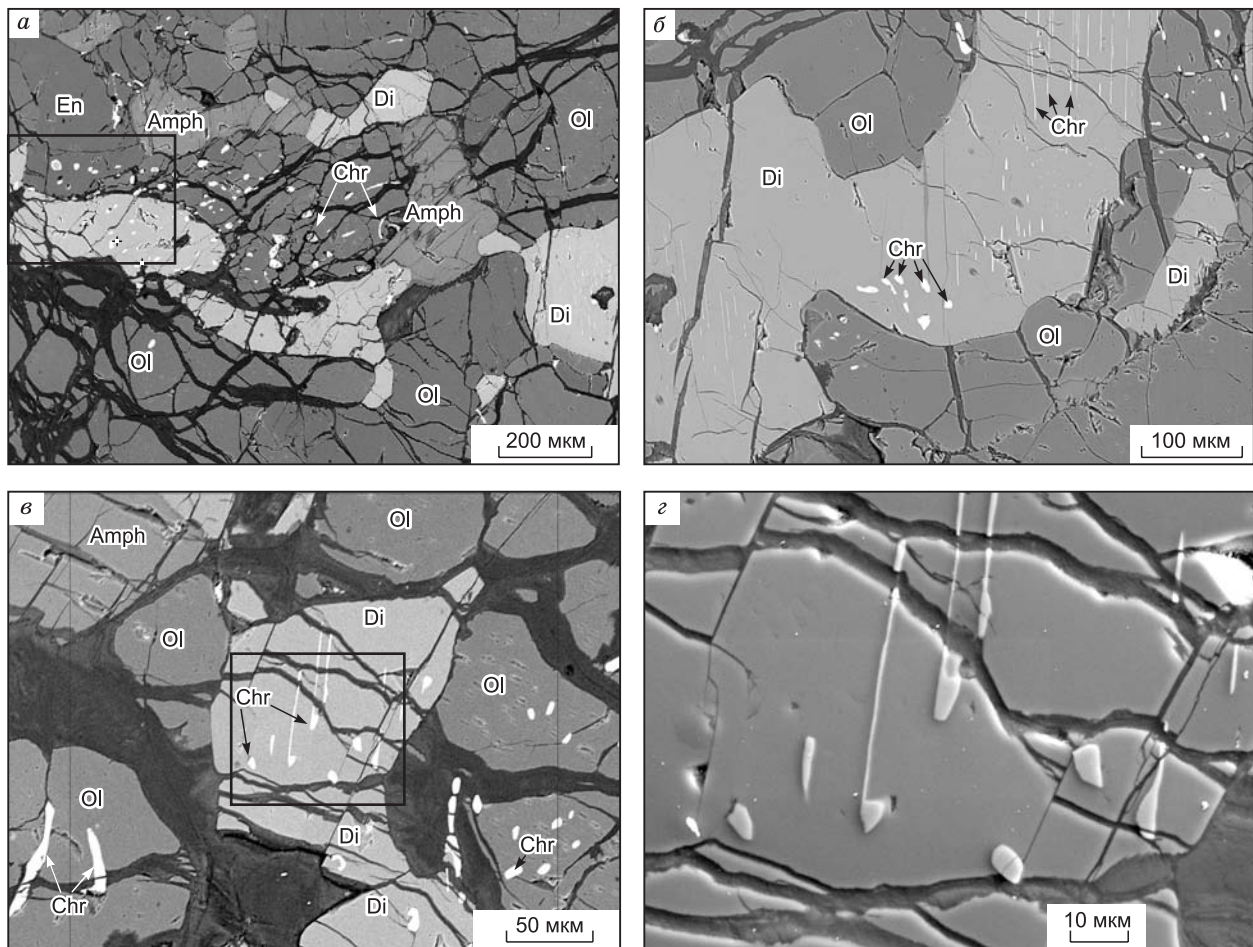


Рис. 3. Микрофотографии лерцолита (обр. СМ-1) в обратноотраженных электронах (BSE).

а — линейно ориентированные мелкие зерна пироксенов и амфибола в протогранулярном оливиновом матриксе; облако тонких зерен хромшпинели развито на границе энстатит—диопсид и в соседних зернах оливина; прямоугольником показана площадь рентгеноспектральной карты-1 на рис. 4; б — диопсид с ламеллями и тонкими округлыми зернами хромшпинели, которая также образует облачные скопления тонких зерен в оливине на границе с диопсидом; в — диопсид с четкими ламеллями хромшпинели, на конце ламелли видны каплевидные обособления хромшпинели, переходящие в отдельные округлые зерна в диопсиде и соседнем оливине; г — деталь рис. 3, в. Буквенные обозначения здесь и далее: Ol — оливин, En — энстатит, Di — диопсид, Amph — амфибол, Chr — хромшпинель.

магии. Подобные соотношения крупных зерен оливина и мелкозернистого агрегата характерны для реститовых перидотитов, в которых деформации, осуществляющиеся за счет внутрикристаллического скольжения дислокаций в оливине, начинают сменяться межзерновым течением вещества [Савельева, 1987]. Таблички пироксенов и амфибола вытянуты вдоль «прожилков», причем ось *c* пироксенов и амфибола перпендикулярна их удлинению и ориентировке прожилков (см. рис. 3, *a*). Именно в мелких зернах энстатита и диопсида распространены ламелли хромшпинели.

Оливин располагается в плоскости шлифа, субперпендикулярной уплощенности, отчетливо видна вытянутая форма крупных зерен оливина размером 5—7 мм по длинной оси. Полосы излома (КВВ), ориентированные довольно упорядоченно (под углом 15—20° к удлинению зерен), в основном широкие, типичные для структур трансляционного скольжения дислокаций при низких скоростях деформаций. Редкие зерна содержат очень тонкие четкие полосы излома, характерные для следов деформаций при высоком стрессе (высоких скоростях внутрикристаллического скольжения). Иногда оливин катаклазирован или рекристаллизован вдоль границ КВВ, а также вдоль тонких зон, субперпендикулярных границам полос излома.

Энстатит в таблитчатых зернах размером до 4.5 мм нередко содержит ламелли диопсида; энстатит размером 1—2 мм часто образует группы по 3—5 зерен вместе с диопсидом. Тонкие округлые или пластинчатые включения хромшпинели наблюдались только в мелких (около 1 мм) зернах.

Диопсид в таблитчатых зернах с извилистыми границами занимает интерстиции среди оливина и энстатита и имеет размеры до 1.0×0.3 мм. В некоторых относительно крупных зернах (0.8×0.2 мм и 1.0×0.25 мм) присутствуют ламелли хромшпинели (см. рис. 3, *b*).

Амфибол пространственно ассоциирует с пироксенами. Таблитчато-призматические зерна бесцветного амфибола облекают пироксены в виде кайм или образуют цепочки укороченных табличек (см. рис. 3, *a*).

Хромшпинелид присутствует в нескольких генерациях и образует зерна разных размеров и формы: 1 — ксеноморфные зерна размером 0.3×2.0 мм; 2 — агрегаты, цепочки из 3—4 ксеноморфных зерен размером 0.25×0.7 мм, тяготеющие к пироксенам; 3 — мелкие округлые, удлинённые зерна размером 0.10—0.07 мм на границе оливина и энстатита; 4 — ламелли, каплевидные зерна в энстатите и диопсиде (описание приведено ниже, изображения см. на рис. 3—5). Ксеноморфные зерна 1-го и 2-го типов представляют собой типичные аксессуары реститовых перидотитов.

Ламелли хромшпинели присутствуют в зернах диопсида и энстатита. Размер зерен *диопсида с ламеллями* составляет от 0.8×0.2 мм до 1.00×0.25 мм. Форма выделений хромшпинели пластинчатая, видимая в шлифе как тонкие полоски или каплевидная округлая (см. рис. 3, 4). Ширина длинных ламелл составляет 1—3 мкм, длина от 10—50 до 100 мкм, расстояние между ламеллями 10—15 мкм (при ширине 2—3 мкм). На концах некоторых длинных ламелл присутствуют утолщения (8—10 мкм) каплевидной или треугольной формы — срез эвгдрального зерна октаэдрической формы. Зерна — капли хромшпинелида в диопсиде — имеют размер 8—12 мкм; кайма хромшпинели вокруг круглого включения диопсида (диаметр 15 мкм) в энстатите имеет ширину 3—5 мкм (рис. 3, *a*; 4).

Ламелли хромшпинели в энстатите представлены на рис. 5. Энстатит-хозяин имеет размеры 0.5×0.2 и 0.60×0.25 мм. Хромшпинель в нем образует каплевидные, червеобразные зерна размером (5—10)×(25—40) мкм; в крупном энстатите каплеобразные зерна имеют размер 7—10 мкм (см. рис. 3, *a*; 4, 5).

Относительно кристаллографической структуры пироксенов выделения хромшпинели занимают следующие позиции: тонкие пластинки шпинели типичны для диопсида, где они видны в плоскости (100), червеобразные и каплевидные зерна шпинели, характерные для энстатита, видны в плоскости (010). Практически все наблюдаемые пироксены с выделениями шпинели ориентированы почти ортогонально к полосам излома крупных оливинов, т. е. в направлении твердопластического течения породы.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Оливин (обр. СМ-1) имеет существенно варьирующий состав — содержание форстеритовой молекулы Fo (100·Mg/(Mg + Fe) мол.%) колеблется в пределах 90.04—92.22, в основном около 91, содержание NiO составляет 0.36—0.42 мас. %, преимущественно 0.41 % (табл. 1, рис. 6). Отмечается систематическое различие в составе крупных и мелких зерен: мелкозернистый оливин менее магнезиален.

Энстатит обнаруживает заметные ковариации магнезиальности Mg# = 100·Mg/(Mg + Fe) и содержания оксидов хрома и алюминия (табл. 2, рис. 7). В крупных зернах величина Mg# понижена в сравнении с мелкими зернами и особенно с энстатитами, содержащими ламелли и тонкие обособления хромшпинели: Mg# меняется от 90.5—90.9 до 91.0—91.2. Содержание оксидов алюминия и хрома уменьшается от крупных к мелким зернам более заметно: от 2.73—2.17 мас. % Al₂O₃ в крупных до 1.60—1.42 мас. % в мелких зернах, Cr₂O₃ соответственно от 1.77—1.55 и 0.66—0.50 мас. % до 0.25—

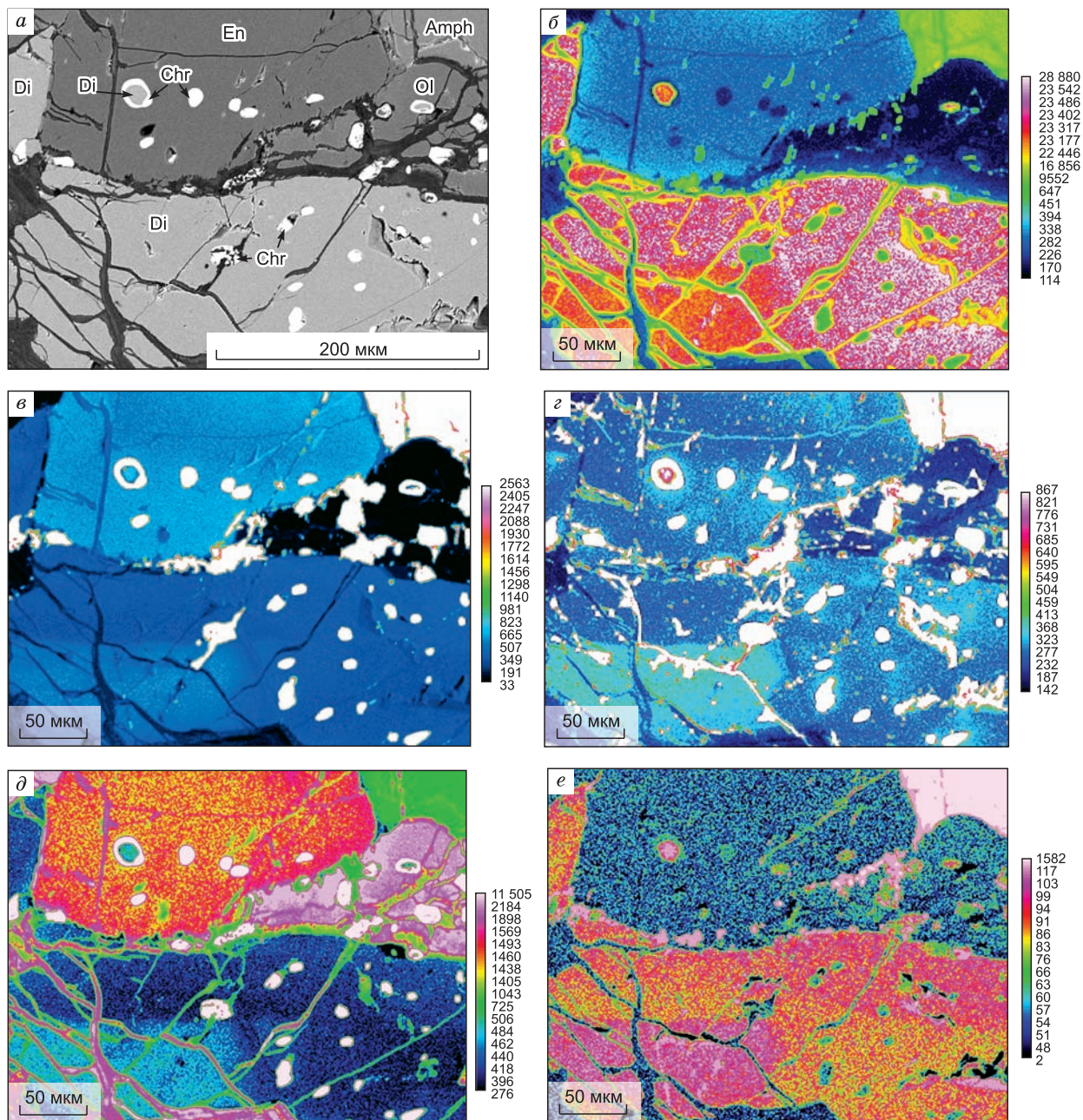


Рис. 4. Рентгеноспектральная карта-1, показывающая распределение элементов по площади в микроналах лерцолита (обр. СМ-1) на участке с ламеллями и тонкими зернами хромшпинели.

a — картированный участок шлифа в отраженных электронах (BSE), *б–е* — распределение Ca, Al, Cr, Fe, Na соответственно. Здесь и на рис. 5 справа показана шкала — относительные количества элемента.

0.22 и 0.17—0.11 мас. %. Резкое снижение концентрации оксидов алюминия и хрома в энстатите на участках с ламеллями или тонкими червеобразными, каплевидными обособлениями хромшпинели особенно четко видно на рентгеновских картах распределения элементов (см. рис. 4, 5). Содержание оксида титана составляет 0.01 мас. %, достигая в единичных зернах 0.02 %.

В диопсиде ковариации магнезиальности и содержания оксидов, рассмотренные выше, проявлены еще ярче, чем в энстатите (табл. 3, рис. 8). Так, величина Mg# возрастает от центра крупных зерен от 92.1—94.6 до 95.6—95.8 в мелких зернах с ламеллями хромшпинели. Содержание (мас. %) Al_2O_3 снижается в том же направлении от 3.82—3.71 до 0.70—0.68, Cr_2O_3 от 1.84—1.76 до 0.19—0.16. На микрофотографиях (см. рис. 3, *a*; 4, *a*) в зерне энстатита видно округлое включение диопсида, окруженное каймой хромшпинели. В этом зерне Mg# составляет 94.3, $Al_2O_3 = 1.68$ мас. %, $Cr_2O_3 = 1.04$ мас. %.

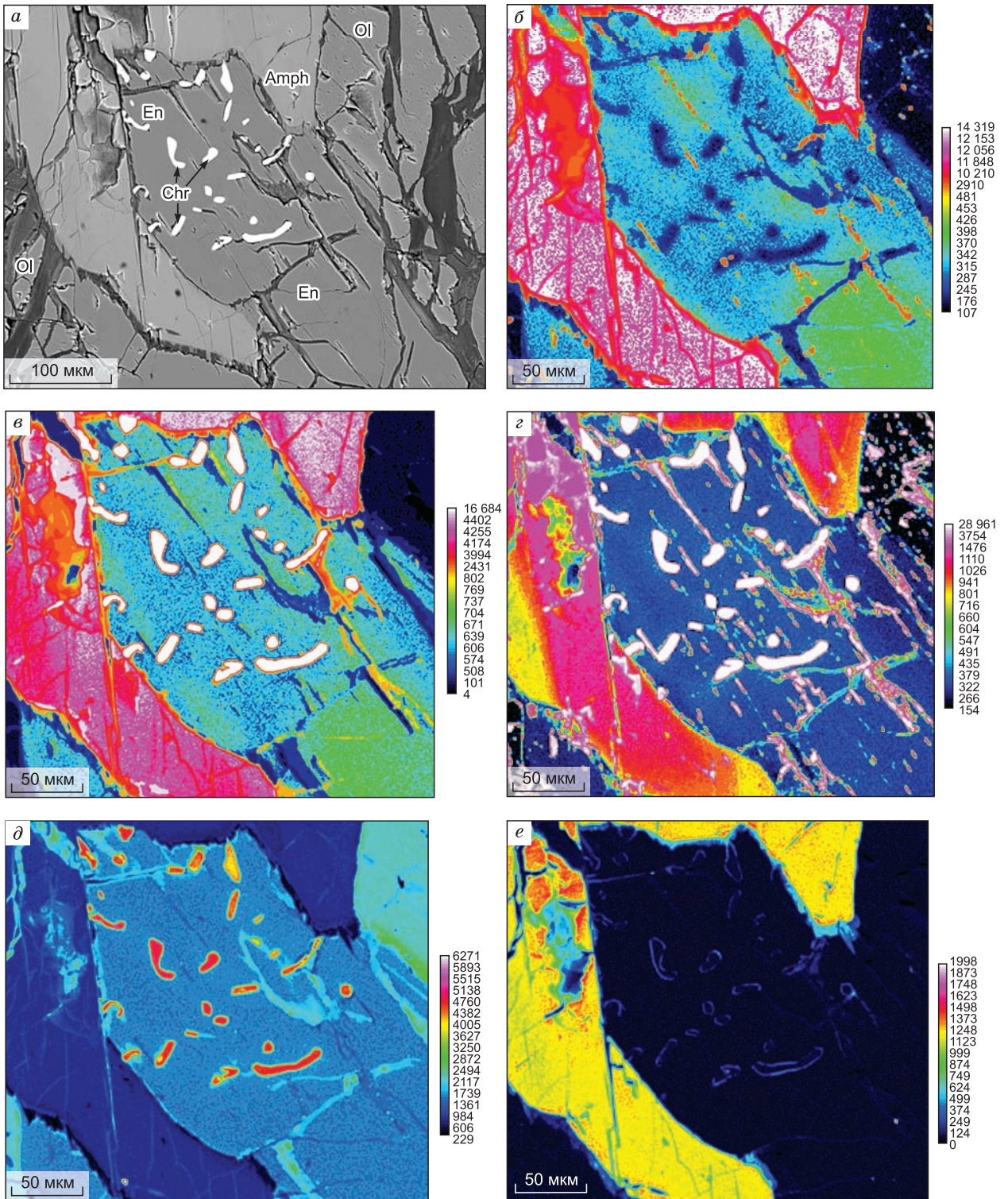


Рис. 5. Рентгеноспектральная карта-2, показывающая распределение элементов по площади в энстатите с тонкими зернами хромшпинели и прилегающих зернах амфибола и оливина из лерцолита (обр. СМ-1).

a — картированный участок шлифа в отраженных электронах (BSE), *б–e* — распределение Ca, Al, Cr, Fe, Na соответственно.

Таблица 1.

Состав оливина, обр. СМ-1

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂ , масс. %	40.64	40.40	39.79	40.11	40.29	40.59	40.37	40.66	40.46	40.07	40.20	41.61	40.48	40.72	40.40	40.27	40.21
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.17	0.05	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.14
FeO	8.37	7.60	7.79	8.89	8.87	8.52	8.60	8.41	8.34	8.64	9.43	8.33	7.78	8.64	8.76	8.76	8.77
MnO	0.12	0.11	0.11	0.13	0.13	0.11	0.12	0.11	0.13	0.12	0.13	0.12	0.11	0.13	0.12	0.13	0.11
MgO	50.41	50.60	49.98	48.96	49.60	50.14	50.03	50.49	50.39	49.93	47.81	48.62	46.50	49.82	50.08	49.86	49.61
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.06	0.01	0.00	0.00
NiO	0.41	0.41	0.40	0.36	0.39	0.42	0.41	0.40	0.42	0.42	0.36	0.40	0.37	0.39	0.40	0.40	0.39
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Сумма	99.96	99.22	98.30	98.57	99.33	99.80	99.54	100.08	99.76	99.19	98.05	99.12	95.29	99.80	99.78	99.44	99.24
Fo, мол. %	91.48	92.22	91.96	90.75	90.88	91.29	91.21	91.46	91.50	91.15	90.04	91.23	91.42	91.13	91.06	91.03	90.97

* Здесь и далее: цифры – номер замера.

Крупные зерна диопсида с каплеобразными включениями хромшпинели обнаруживают резкую зональность в распределении не только хрома и алюминия, но и кальция, железа и натрия (см. рис. 4, б, д, е).

Амфибол представлен магнезиальным паргаситом, который пространственно ассоциирует с пироксенами. Таблитчато-призматические зерна бесцветного амфибола облекают пироксены в виде кайм, а также образуют цепочки укороченных табличек вместе с мелкозернистым оливином и пироксенами (табл. 4, см. рис. 4, а; 5, а).

Хромшпинелид в пределах рассматриваемого обр. СМ-1 варьирует по составу наиболее сильно в сравнении с другими минералами (табл. 5, рис. 9). Отчетливая прямая корреляция магнезиальности $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ и хромистости $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ сохраняется в интервалах значений $Mg\# = 0.70—0.39$ и $Cr\# = 0.16—0.47$, охватывая преимущественно глиноземистую часть ряда состава аксессуариев мантийных перидотитов офиолитовой ассоциации. В этом ряду наименьшая хромистость и самая высокая магнезиальность устанавливаются для тонких и каплевидных включений (размер 3—7 мкм) хромшпинели в оливине. Практически такая же глиноземистая шпинель (крупные ангдральные зерна) представлена в лерцолите обр. СМ-2. На диаграмме рис. 9, а видно, что для ламелл хромшпинели в энстатите типична несколько повышенная в сравнении с зернами в оливине хромистость и слабопони-

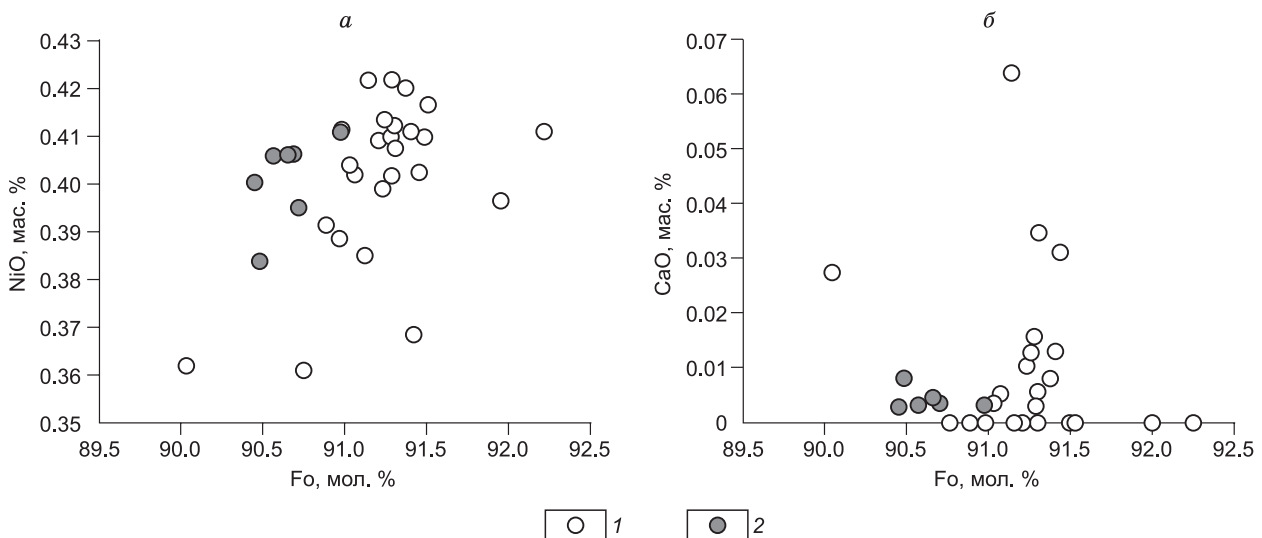


Рис. 6. Диаграммы состава оливина в координатах:

а — Fo—NiO, б — Fo—CaO. 1 — обр. СМ-1, 2 — обр. СМ-2.

Таблица 2.

Состав энстатита, обр. СМ-1

Компонент	Профиль													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂ , мас. %	56.85	56.18	56.21	56.49	55.94	56.21	57.26	55.22	55.17	55.69	53.44	55.80	54.13	56.94
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	1.38	1.64	1.76	1.81	2.04	1.82	1.99	2.15	2.43	2.51	2.33	2.31	2.44	2.22
Cr ₂ O ₃	0.16	0.29	0.31	0.34	0.36	0.36	0.60	0.73	0.50	0.50	1.55	1.18	0.47	0.39
FeO	6.15	5.93	5.83	5.85	5.94	5.92	5.91	5.94	5.91	5.99	5.95	5.97	5.95	5.99
MnO	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.16
MgO	34.66	34.52	34.65	34.72	34.75	34.61	34.17	33.84	34.16	34.57	32.83	33.50	34.19	34.66
CaO	0.12	0.15	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.19	0.20	0.19	0.25	0.53	0.27
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.56	98.96	99.16	99.61	99.41	99.29	100.32	98.25	98.63	99.68	96.51	99.21	97.90	100.71
Mg#	90.94	91.21	91.37	91.36	91.24	91.25	91.15	91.03	91.16	91.14	90.77	90.91	91.11	91.16
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.088	0.085	0.083	0.083	0.084	0.084	0.085	0.086	0.084	0.084	0.088	0.086	0.084	0.084
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.882	0.880	0.879	0.879	0.873	0.877	0.873	0.869	0.865	0.864	0.862	0.864	0.865	0.870
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca ₂ Si ₂ O ₆	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaAl ₂ SiO ₆	0.028	0.033	0.035	0.036	0.040	0.036	0.040	0.044	0.048	0.050	0.048	0.047	0.049	0.044
NaAlSi ₂ O ₆	—	0.000	0.000	—	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	—	0.001	0.000	—	—

Компонент	Карта-1 Еп с каплями Chr			Профиль 3 через Еп с ламеллями Chr					Карта-2	
	1	2	3	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂ , мас. %	56.59	56.96	56.57	56.21	54.55	56.65	56.51	56.37	56.99	56.91
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.43	1.45	1.42	1.55	1.93	1.57	1.50	1.41	1.58	1.57
Cr ₂ O ₃	0.18	0.19	0.17	0.23	0.22	0.15	0.13	0.11	0.25	0.23
FeO	5.91	5.83	5.87	5.89	5.97	6.07	6.01	5.96	5.95	5.91
MnO	0.15	0.13	0.14	0.17	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15
MgO	34.89	34.77	35.20	34.66	34.77	35.29	35.04	34.93	35.06	35.13
CaO	0.14	0.15	0.16	0.18	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.17
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Сумма	99.37	99.58	99.61	98.96	97.80	100.09	99.55	99.19	100.22	100.16
Mg#	91.32	91.41	91.45	91.29	91.21	91.20	91.23	91.27	91.31	91.37
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.084	0.083	0.083	0.084	0.084	0.085	0.085	0.085	0.084	0.083
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.885	0.885	0.887	0.882	0.875	0.882	0.883	0.884	0.882	0.883
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca ₂ Si ₂ O ₆	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaAl ₂ SiO ₆	0.029	0.029	0.028	0.031	0.038	0.031	0.030	0.028	0.031	0.031
NaAlSi ₂ O ₆	—	0.001	—	0.000	—	—	—	0.001	0.000	0.001

Компонент	Профиль к карте-2								Крупное зерно		
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3
SiO ₂ , мас. %	56.83	56.88	56.48	56.81	56.41	56.75	56.31	56.34	55.47	55.54	55.51
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	1.55	1.51	1.52	1.54	1.61	1.58	1.59	1.60	2.66	2.62	2.58
Cr ₂ O ₃	0.24	0.26	0.26	0.26	0.27	0.27	0.27	0.23	0.54	0.53	0.52
FeO	5.92	5.96	6.04	5.95	5.98	5.93	6.05	6.02	5.91	5.92	6.01
MnO	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.13	0.17	0.14	0.13	0.15	0.16
MgO	35.02	34.99	34.96	34.96	35.31	34.94	34.95	34.88	34.23	34.07	34.18
CaO	0.18	0.18	0.16	0.18	0.17	0.19	0.15	0.17	0.23	0.33	0.30

Компонент	Профиль к карте-2								Крупное зерно		
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Сумма	99.96	100.02	99.65	99.96	100.01	99.88	99.56	99.46	99.29	99.23	99.38
Mg#	91.34	91.28	91.16	91.29	91.32	91.30	91.15	91.17	91.17	91.11	91.02
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.084	0.084	0.086	0.084	0.084	0.084	0.085	0.085	0.084	0.084	0.085
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.883	0.883	0.882	0.882	0.882	0.882	0.880	0.881	0.862	0.861	0.861
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca ₂ Si ₂ O ₆	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaAl ₂ SiO ₆	0.031	0.030	0.030	0.030	0.032	0.031	0.031	0.032	0.053	0.052	0.051
NaAlSi ₂ O ₆	0.000	—	—	0.001	—	0.001	0.001	—	—	0.000	0.001

Компонент	Карта-2, энстатит с выделениями хромшпиннели						Крупные зерна энстатита			Ен, крупное зерно			
	Поле между Chr зернами			Область с Chr зернами			Область без Chr		Ен	Ен	Ен	Центр	Центр
	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2	3		
SiO ₂ , мас. %	57.26	56.93	57.12	57.37	57.11	57.27	57.57	57.40	55.77	55.81	56.22	55.61	55.38
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	1.77	1.71	1.74	1.53	1.52	1.51	1.64	1.65	2.41	2.50	2.10	3.13	2.51
Cr ₂ O ₃	0.21	0.22	0.24	0.25	0.24	0.23	0.23	0.23	0.45	0.47	0.33	0.66	0.66
FeO	5.96	5.95	5.96	5.97	5.90	5.98	5.97	6.00	5.85	6.04	5.96	5.88	5.87
MnO	0.13	0.15	0.15	0.17	0.15	0.15	0.16	0.12	0.15	0.15	0.13	0.13	0.14
MgO	35.05	35.06	35.00	35.13	35.02	35.01	34.81	34.81	33.54	33.96	34.40	34.03	33.64
CaO	0.26	0.25	0.24	0.19	0.20	0.17	0.18	0.18	0.82	0.26	0.36	0.24	0.30
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.76	100.34	100.56	100.70	100.26	100.39	100.70	100.55	98.99	99.20	99.51	99.69	98.51
Mg#	91.29	91.31	91.28	91.30	91.36	91.25	91.22	91.18	91.09	90.93	91.13	91.15	91.07
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.084	0.084	0.084	0.084	0.085	0.085	0.085	0.085	0.085	0.086	0.085	0.083	0.085
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.880	0.879	0.883	0.884	0.883	0.880	0.880	0.886	0.864	0.861	0.871	0.853	0.863
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca ₂ Si ₂ O ₆	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaAl ₂ SiO ₆	0.034	0.035	0.030	0.030	0.030	0.032	0.033	0.027	0.049	0.050	0.042	0.062	0.051
NaAlSi ₂ O ₆	0.000	—	—	—	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	—	0.000

Компонент	Крупные зерна энстатита			Крупное зерно		Ен с ламеллями Chr	
	1	2	3	Центр	Край	1	2
SiO ₂ , мас. %	55.62	55.59	55.45	55.68	56.49	57.48	57.66
TiO ₂	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	2.50	2.80	2.83	2.78	2.03	1.18	0.98
Cr ₂ O ₃	0.46	0.59	0.58	0.57	0.42	0.25	0.19
FeO	5.97	5.88	5.98	5.94	5.99	5.95	5.79
MnO	0.15	0.14	0.14	0.14	0.15	0.16	0.16
MgO	33.86	33.50	33.65	33.64	34.14	34.84	34.98
CaO	0.18	0.32	0.51	0.24	0.16	0.13	0.16
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.75	98.83	99.16	99.01	99.39	99.99	99.95
Mg#	91.00	91.03	90.94	90.98	91.04	91.25	91.50
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.085	0.084	0.085	0.085	0.086	0.085	0.083
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.862	0.857	0.856	0.857	0.871	0.889	0.895
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca ₂ Si ₂ O ₆	—	—	—	—	—	—	—
CaAl ₂ SiO ₆	0.050	0.057	0.057	0.056	0.041	0.024	0.020
NaAlSi ₂ O ₆	—	—	—	0.000	—	0.000	—

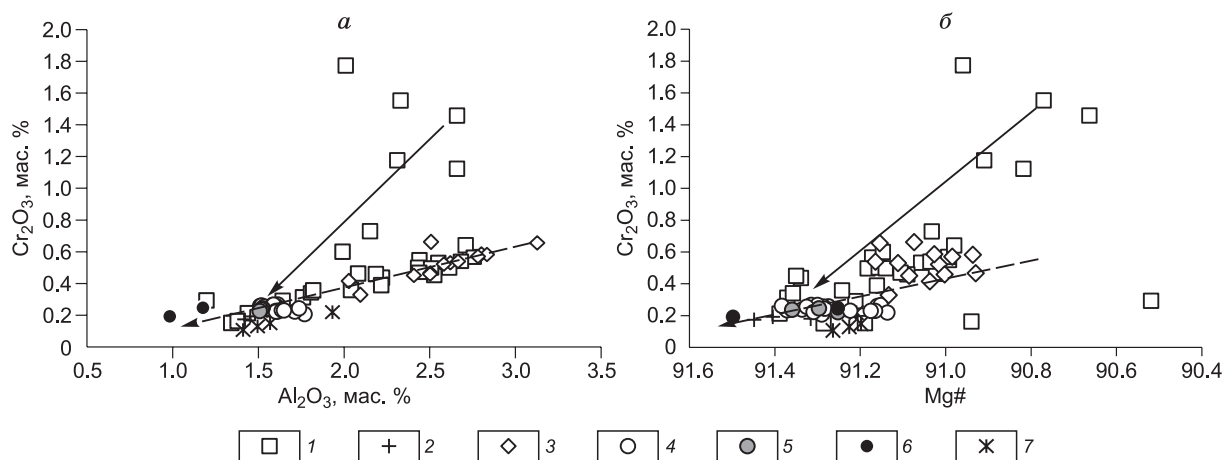


Рис. 7. Диаграммы состава энстатита в координатах Al_2O_3 — Cr_2O_3 (а) и $\text{Mg}\#$ — Cr_2O_3 (б).

Изображение анализированных зерен 4—6 показано на рис. 3, 5. 1 — крупные зерна без хромшпиннели, включая зерна на профиле, пересекающем среднезернистый агрегат зерен; 2 — край крупного зерна; 3 — мелкие зерна с редкими обособлениями (выделениями) хромшпиннели размером 2—5 мкм; 4 — участок (200×100 мкм) зерна без включений (обособлений) хромшпиннели; 5 — область 40×50 мкм, свободная от хромшпиннели; 6 — участок зерна между червеобразными выделениями хромшпиннели; 7 — участки между ламеллями хромшпиннели.

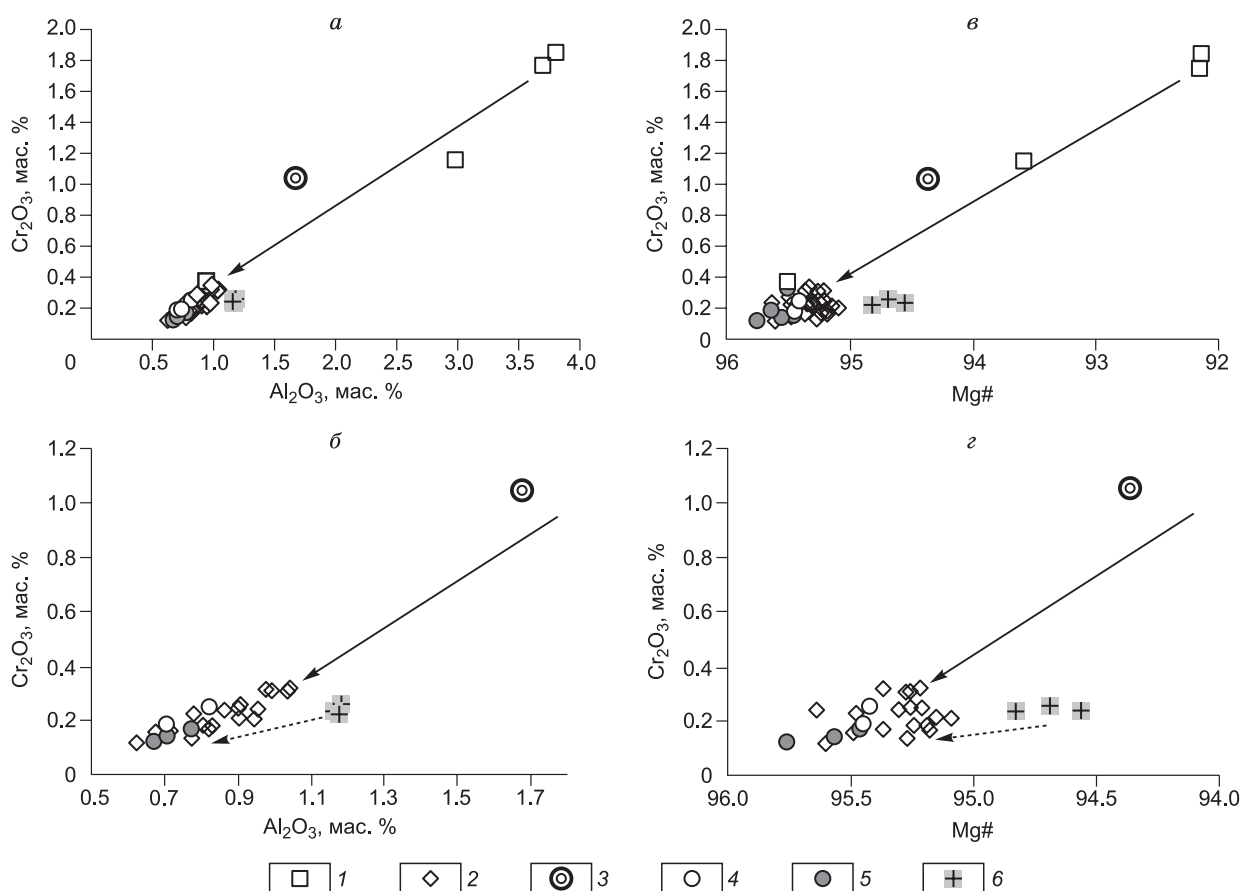


Рис. 8. Диаграммы состава диопсида в координатах Al_2O_3 — Cr_2O_3 (а), $\text{Mg}\#$ — Cr_2O_3 (б); б — деталь рис. 8, а; г — деталь рис. 8, в.

1 — центр крупного зерна; 2 — мелкосреднезернистый агрегат (профиль); 3 — круглое включение в энстатите; 4 — край зерна с тонкими округлыми зернами хромшпиннели; 5 — участки между ламеллями хромшпиннели; 6 — центр зерна, в котором анализированы участки, показанные знаками 4 и 5. Изображение зерен 3—6 показано на рис. 3, 4. Тонкая сплошная стрелка — направленность изменения состава от центра крупных зерен к их краю; пунктирная — направленность изменения состава энстатита при выделении ламеллей хромшпиннели.

Таблица 3.

Состав диопсида, обр. СМ-1

Компонент	Карта-1	Карта-1, край крупного зерна			Карта-1, крупное зерно с вкл. Chr							
	Вкл. в Еп	Точки по краю зерна			Центр зерна без вкл. Chr			Поле между вкл. Chr			Край зерна	
SiO ₂ , мас. %	53.33	54.28	53.75	54.27	54.43	54.63	54.52	54.79	54.70	54.59	54.61	54.46
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	1.68	0.68	0.81	0.63	1.16	1.18	1.17	0.78	0.67	0.15	0.70	0.82
Cr ₂ O ₃	1.04	0.16	0.18	0.12	0.24	0.26	0.24	0.17	0.12	0.71	0.19	0.25
FeO	1.81	1.48	1.54	1.44	1.79	1.75	1.70	1.51	1.41	1.48	1.54	1.53
MnO	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.07
MgO	16.97	17.50	17.34	17.59	17.44	17.54	17.52	17.87	17.89	17.91	18.08	17.88
CaO	24.02	24.32	24.35	24.54	24.25	24.12	24.29	24.49	24.48	24.53	24.41	24.33
NiO	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08	0.07	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.06
Na ₂ O	0.18	0.09	0.09	0.09	0.11	0.12	0.12	0.10	0.11	0.09	0.12	0.09
Сумма	99.14	98.61	98.18	98.75	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Mg#	94.36	95.48	95.24	95.61	94.56	94.69	94.83	95.47	95.76	95.56	95.45	95.42
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.028	0.023	0.024	0.022	0.028	0.027	0.026	0.023	0.022	0.023	0.023	0.024
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.475	0.485	0.482	0.485	0.482	0.484	0.483	0.488	0.489	0.489	0.491	0.490
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ca ₂ Si ₂ O ₆	0.452	0.473	0.472	0.476	0.460	0.457	0.460	0.468	0.470	0.469	0.466	0.465
CaAl ₂ SiO ₆	0.030	0.012	0.014	0.010	0.022	0.021	0.021	0.013	0.011	0.012	0.011	0.015
NaAlSi ₂ O ₆	0.013	0.006	0.007	0.006	0.008	0.009	0.008	0.007	0.008	0.006	0.009	0.006

Компонент	Диопсид с ламеллями хромшпинели						Диопсид, мелкие зерна			Мелкие зерна на профиле 2		
	Край зерна		Центр зерна				1	2	3	1	2	3
SiO ₂ , мас. %	54.12	54.12	48.89	53.81	50.26	50.84	54.06	54.24	53.92	54.15	54.18	54.06
TiO ₂	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.95	0.74	2.99	0.94	3.82	3.71	0.98	0.99	0.87	0.71	0.91	0.96
Cr ₂ O ₃	0.34	0.19	1.15	0.37	1.84	1.76	0.23	0.35	0.29	0.17	0.25	0.25
FeO	1.46	1.41	2.11	1.45	2.58	2.59	1.52	1.51	1.47	1.58	1.55	1.56
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06
MgO	17.40	17.39	17.27	17.33	16.98	17.08	17.50	17.31	17.46	17.56	17.51	17.42
CaO	24.88	25.06	23.76	25.05	23.22	23.26	24.77	24.77	24.83	24.51	24.40	24.44
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	0.05	0.03
Na ₂ O	0.12	0.10	0.11	0.11	0.09	0.12	0.13	0.13	0.11	0.11	0.10	0.12
Сумма	99.34	99.09	96.36	99.15	98.88	99.45	99.26	99.39	99.04	98.92	99.01	98.91
Mg#	95.51	95.65	93.60	95.50	92.13	92.15	95.35	95.33	95.50	95.18	95.26	95.21
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.024	0.024	0.024
Mg ₂ Si ₂ O ₆	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.483	0.483	0.481
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.001
Ca ₂ Si ₂ O ₆	0.47	0.48	0.41	0.48	0.39	0.39	0.47	0.47	0.47	0.473	0.468	0.469
CaAl ₂ SiO ₆	0.02	0.01	0.06	0.02	0.08	0.08	0.02	0.02	0.01	0.012	0.016	0.017
NaAlSi ₂ O ₆	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.008	0.007	0.008

женная магниальность. Близкий состав имеют также мелкие (доли мм) зерна — капли шпинели в диопсиде и более крупные ангдральные зерна рядом с диопсидом. Крупным ангдральным зернам, расположенным в интерстициях среди оливина и энстатита, свойственна пониженная магниальность (0.39) при повышенном отношении $Cr/(Cr + Al) = 0.45—0.47$.

Ламелли в диопсиде и тонкая кайма хромшпинели вокруг округлого включения диопсида в энстатите (см. рис. 3, 4) имеют высокую магниальность и низкую хромистость — $Mg\# = 0.67—0.61$, $Cr\# = 0.23—0.30$ (см. табл. 5, рис. 9, а).

Таблица 4.

Состав амфибола, обр. СМ-1

Компонент	Профиль 2 (пересекает группу амфиболов)					Профиль 3, карта-2					Карта-2, кайма вокруг Еп		
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3
SiO ₂ , мас. %	44.81	44.86	45.21	46.22	46.46	46.85	46.66	46.38	46.97	46.19	47.78	47.41	46.71
TiO ₂	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	12.22	11.71	11.90	11.28	11.99	11.32	11.30	11.13	11.13	11.48	11.13	11.00	11.76
Cr ₂ O ₃	1.66	1.61	1.53	1.13	1.10	1.38	1.41	1.43	1.08	1.40	1.29	1.30	1.51
FeO	3.11	3.17	2.99	3.10	3.00	2.99	3.06	3.14	2.81	3.02	3.02	3.43	3.07
MnO	0.05	0.06	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06
MgO	18.72	19.77	18.91	19.21	20.39	19.20	19.18	19.86	19.43	19.01	19.45	19.72	19.32
NiO	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.11	0.11	0.12	0.09	0.11
CaO	12.26	11.72	12.30	12.24	12.36	12.24	12.19	11.87	12.26	12.20	12.27	12.04	12.41
Na ₂ O	3.09	3.12	2.94	2.84	2.99	2.98	3.02	2.94	3.01	3.01	2.95	2.88	2.98
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	96.11	96.21	96.00	96.27	98.54	97.21	97.05	96.99	96.95	96.55	100.00	100.00	100.00
Mg#	91.46	91.76	91.85	91.69	92.37	91.98	91.78	91.84	92.51	91.81	91.98	91.11	91.81
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.020	0.016	0.032
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.024	0.000	0.023
ОН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.780	1.959	1.943
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.037	0.047	0.004

Показатель окислительной обстановки формирования хромшпинелей (величина $Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$) меняется слабо: от самой низкой (0.08—0.10) в крупных зернах, ассоциирующих с диопсидом, до 0.12—0.19 в остальных случаях. Наибольшее из приведенных значений (0.19) также установлено в хромшпинелях, образующих тонкие зерна в диопсиде (см. рис. 9, б). Содержания оксидов титана, ванадия и цинка в хромшпинелях стабильные и низкие во всех группах рассмотренных хромшпинелей (см. рис. 9, в, г), что сильно отличает их от акцессориев лерцолитов и гарцбургитов верхних частей мантийного разреза, содержащих в 2—4 раза больше оксида ванадия и титана и в 2—4 раза большую степень окисленности железа [Савельева, Сулов, 2014]. В сравнении с акцессориями перидотитов Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов все хромшпинелиды лерцолитов из нижней части мантийного разреза представлены наиболее глиноземистыми магниальными разновидностями (рис. 10). В то же время в верхней и средней части мантийного разреза массива Сыумкеу хромистость акцессориев перидотитов (обр. СМ-6 и СМ-8) заметно возрастает и становится вполне сопоставимой со шпинелидами этих массивов (см. рис. 10, положение обр. СМ-6 и СМ-8 см. на рис. 2).

Условия твердофазового распада пироксен—хромшпинель. Тренд изменения температур и давления в процессе формирования лерцолитов оценен с использованием геотермометров и геобарометров, представленных в работах [Wells, 1977; Mercier, 1980; Brey, Kohler, 1990; Kohler, Brey, 1990] (табл. 6, рис. 11).

Температуры равновесия для пары энстатит—диопсид в центральной части двух разных крупных зерен составляют 968 и 970 °С по геотермометру [Wells, 1977] и 973—978 °С по [Mercier, 1980], по геотермометру [Brey, Kohler, 1990] температуры для этих пар на 100 °С ниже; давление оценивается как 0.85—0.95 ГПа.

Для пары округлое включение диопсида с каймой хромшпинели в энстатите (см. рис. 3) — центр крупного зерна энстатита — температура равновесия по двум первым термометрам составляет 827—858 °С, по третьему — 723 °С, давление — 0.85—0.95 ГПа (см. табл. 6). Для участков зерен диопсида и энстатита с ламеллями рассчитанные температуры изменяются от 653 до 765 °С, давление 1.23—1.30 ГПа (см. табл. 6), т. е. процесс распада твердого раствора пироксен—хромшпинель, вероятно, сопровождается падением температуры и увеличением давления. В одном случае для пограничных участков зерен диопсид—энстатит с каплями хромшпинели получено очень высокое значение давления (2.46 ГПа) при температуре 763 (738)—824 °С. Рост давления при образовании относительно поздних минеральных пар, возможно, отражает условия деформации — локальный стресс и/или рост давления флюида/газа в кристалле, сопровождающий твердофазовый распад пироксенов и рекристаллизацию в ходе пластического течения породы.

Таблица 5.

Состав хромшпиннели, обр. СМ-1

Компонент	Мелкие округлые зерна, капли в оливине										Капли в оливине		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	0.05	0.12	0.28	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.09	0.04	0.03
TiO ₂	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	46.69	46.72	44.88	50.74	48.09	45.90	44.93	45.91	46.51	49.09	43.06	47.49	46.54
Cr ₂ O ₃	18.98	19.02	19.72	14.50	17.55	20.35	20.75	19.79	19.19	16.68	21.39	16.27	19.14
V ₂ O ₃	0.13	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.15	0.14	0.14	0.13	0.15	0.13	0.14
FeO	17.29	17.32	18.27	15.94	16.65	17.25	17.76	18.19	17.75	16.87	19.39	18.65	17.28
MnO	0.14	0.14	0.16	0.12	0.13	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.17	0.14	0.15
MgO	15.77	15.83	15.37	16.95	16.23	15.64	15.17	15.14	15.64	16.12	14.41	15.74	15.72
NiO	0.19	0.18	0.18	0.27	0.21	0.19	0.18	0.19	0.20	0.22	0.17	0.25	0.20
ZnO	0.39	0.41	0.33	0.38	0.34	0.43	0.44	0.44	0.42	0.46	0.35	0.37	0.45
Сумма	99.66	99.89	99.34	99.07	99.38	100.09	99.61	100.00	100.05	99.76	99.18	99.09	99.66
FeO	14.63	14.72	15.20	13.22	14.09	14.78	15.19	15.48	14.84	14.38	16.08	14.60	14.60
Fe ₂ O ₃	2.95	2.89	3.40	3.02	2.84	2.75	2.86	3.02	3.24	2.77	3.67	4.49	2.98
Новая сумма	99.96	100.18	99.68	99.37	99.66	100.36	99.89	100.30	100.38	100.03	99.55	99.54	99.96
Mg#	0.66	0.66	0.64	0.70	0.67	0.65	0.64	0.64	0.65	0.67	0.61	0.66	0.66
Cr#	0.21	0.21	0.22	0.16	0.19	0.22	0.23	0.22	0.21	0.18	0.24	0.18	0.21
Al#	0.76	0.76	0.74	0.81	0.78	0.75	0.74	0.75	0.76	0.79	0.72	0.77	0.76
Cr/(Cr+Al)	0.21	0.21	0.23	0.16	0.20	0.23	0.24	0.22	0.22	0.19	0.25	0.19	0.22
Fe ²⁺	0.20	0.20	0.21	0.18	0.20	0.21	0.21	0.22	0.21	0.20	0.22	0.20	0.20
Fe ³⁺	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04
Fe ³⁺ /Fe _{общ.}	0.15	0.15	0.17	0.17	0.15	0.14	0.14	0.15	0.16	0.15	0.17	0.22	0.16

Компонент	Ламелли в энстатите				Мелкие зерна в диопсиде			Ламелли в диопсиде				Кайма у Di в En	
								1		2			
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	1	2		
SiO ₂ , мас. %	0.08	0.07	0.08	0.10	0.08	0.11	0.11	0.29	0.24	1.91	0.49	0.15	0.35
TiO ₂	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	46.42	39.86	39.97	42.81	42.38	42.23	40.91	39.66	39.22	45.07	44.02	41.70	42.16
Cr ₂ O ₃	20.85	25.95	26.11	23.20	21.44	23.27	23.55	25.06	25.28	19.93	20.66	23.74	23.56
V ₂ O ₃	0.15	0.16	0.16	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.14	0.15	0.15
FeO	15.77	19.07	18.97	18.15	17.06	18.13	18.09	18.11	18.13	17.28	18.28	17.53	17.42
MnO	0.14	0.18	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	16.16	14.22	14.23	14.94	14.20	14.22	14.68	14.47	14.27	15.94	15.07	15.39	15.81
NiO	0.17	0.18	0.16	0.19	0.13	0.10	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.22	0.22
ZnO	0.40	0.32	0.31	0.34	0.47	0.53	0.28	0.25	0.25	0.39	0.36	0.25	0.25
Сумма	100.16	100.02	100.19	100.07	96.07	98.92	98.13	98.37	97.92	101.02	99.37	99.29	100.10
FeO	14.17	16.13	16.21	15.50	15.20	16.06	15.07	15.52	15.55	16.93	15.79	14.52	14.47
Fe ₂ O ₃	1.78	3.27	3.06	2.95	2.07	2.29	3.36	2.88	2.86	0.39	2.76	3.34	3.28
Новая сумма	100.34	100.34	100.50	100.37	96.28	99.15	98.47	98.65	98.21	101.06	99.65	99.62	100.42
Mg#	0.67	0.61	0.61	0.63	0.62	0.61	0.63	0.62	0.62	0.63	0.63	0.65	0.66
Cr#	0.23	0.29	0.29	0.26	0.25	0.26	0.27	0.29	0.29	0.23	0.23	0.27	0.26
Al#	0.75	0.67	0.67	0.71	0.73	0.71	0.70	0.68	0.68	0.77	0.74	0.70	0.70
Cr/(Cr+Al)	0.23	0.30	0.30	0.27	0.25	0.27	0.28	0.30	0.30	0.23	0.24	0.28	0.27
Fe ²⁺	0.20	0.22	0.23	0.22	0.21	0.22	0.21	0.22	0.22	0.24	0.22	0.20	0.20
Fe ³⁺	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04
Fe ³⁺ /F _{общ.}	0.10	0.15	0.15	0.15	0.11	0.11	0.17	0.14	0.14	0.02	0.14	0.17	0.17

Компонент	Капли в диопсиде				Крупные зерна					СМ-1, крупные зерна Сгг с Дг (2013 г.)			
	30	31	32	33	34	35	36	37	38	1	2	3	4
SiO ₂ , мас. %	0.08	0.92	0.08	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.34	0.07	0.06	0.07
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	38.48	39.80	43.60	45.51	37.92	39.37	37.82	37.97	38.60	41.43	42.74	43.57	46.77
Cr ₂ O ₃	26.12	22.02	21.48	20.08	28.28	26.67	27.96	28.25	27.84	21.38	22.86	21.82	19.65
V ₂ O ₃	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.13
FeO	18.23	19.57	18.12	16.40	19.38	18.52	19.75	19.07	19.04	20.99	17.35	17.46	16.83
MnO	0.17	0.18	0.15	0.15	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.22	0.15	0.17	0.15
MgO	14.70	13.33	14.85	16.07	14.44	14.98	14.18	14.57	14.69	12.06	14.58	14.50	15.15
NiO	0.18	0.15	0.17	0.22	0.18	0.19	0.16	0.18	0.17	0.12	0.19	0.18	0.16
ZnO	0.26	0.53	0.39	0.30	0.24	0.25	0.24	0.24	0.24	0.54	0.30	0.36	0.44
Сумма	98.39	96.66	98.99	98.97	100.81	100.33	100.51	100.64	100.93	97.25	98.40	98.27	99.37
FeO	14.73	17.31	15.39	13.86	15.72	14.97	16.03	15.49	15.51	18.92	15.53	15.66	15.48
Fe ₂ O ₃	3.89	2.50	3.02	2.82	4.07	3.95	4.14	3.97	3.92	2.30	2.02	2.01	1.49
Новая сумма	98.78	96.91	99.29	99.26	101.22	100.73	100.92	101.04	101.32	97.48	98.61	98.47	99.52
Mg#	0.64	0.58	0.63	0.67	0.62	0.64	0.61	0.63	0.63	0.53	0.63	0.62	0.64
Cr#	0.30	0.26	0.24	0.22	0.32	0.30	0.32	0.32	0.31	0.25	0.26	0.25	0.22
Al#	0.66	0.71	0.73	0.75	0.64	0.66	0.64	0.64	0.65	0.72	0.72	0.73	0.77
Cr/(Cr+Al)	0.31	0.27	0.25	0.23	0.33	0.31	0.33	0.33	0.33	0.26	0.26	0.25	0.22
Fe ²⁺	0.21	0.24	0.21	0.19	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.26	0.22	0.22	0.22
Fe ³⁺	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02
Fe ³⁺ /F _{общ.}	0.19	0.12	0.15	0.15	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.10	0.10	0.10	0.08

Компонент	СМ-1, край зерна с Ог-Ег		СМ-2 крупные зерна							
	1	2	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ , мас. %	0.09	0.08	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.06	0.04	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	27.94	26.80	53.32	53.06	53.41	49.75	53.11	53.39	52.90	52.85
Cr ₂ O ₃	33.95	35.51	11.93	11.90	12.10	14.82	11.80	11.86	12.11	12.05
V ₂ O ₃	0.18	0.18	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10
FeO	27.04	26.94	16.45	16.45	15.66	17.76	16.29	16.19	16.51	15.91
MnO	0.35	0.35	0.13	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.13	0.14
MgO	8.25	8.28	16.98	16.91	16.85	15.78	16.90	16.99	16.81	17.09
NiO	0.08	0.08	0.37	0.35	0.35	0.31	0.34	0.34	0.33	0.34
ZnO	0.44	0.39	0.29	0.31	0.35	0.35	0.26	0.25	0.26	0.27
Сумма	98.35	98.64	99.61	99.26	98.99	99.07	99.01	99.30	99.20	98.82
FeO	22.72	22.62	13.70	13.68	13.69	14.80	13.70	13.66	13.86	13.27
Fe ₂ O ₃	4.80	4.80	3.05	3.08	2.20	3.29	2.89	2.81	2.94	2.94
Новая сумма	98.83	99.12	99.92	99.57	99.21	99.40	99.30	99.58	99.49	99.12
Mg#	0.39	0.39	0.69	0.69	0.69	0.66	0.69	0.69	0.68	0.70
Cr#	0.42	0.44	0.13	0.13	0.13	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13
Al#	0.52	0.50	0.84	0.84	0.85	0.81	0.84	0.85	0.84	0.84
Cr/(Cr+Al)	0.45	0.47	0.13	0.13	0.13	0.17	0.13	0.13	0.13	0.13
Fe ²⁺	0.32	0.31	0.19	0.19	0.19	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Fe ³⁺ /F _{общ.}	0.16	0.16	0.17	0.17	0.13	0.17	0.16	0.16	0.16	0.17

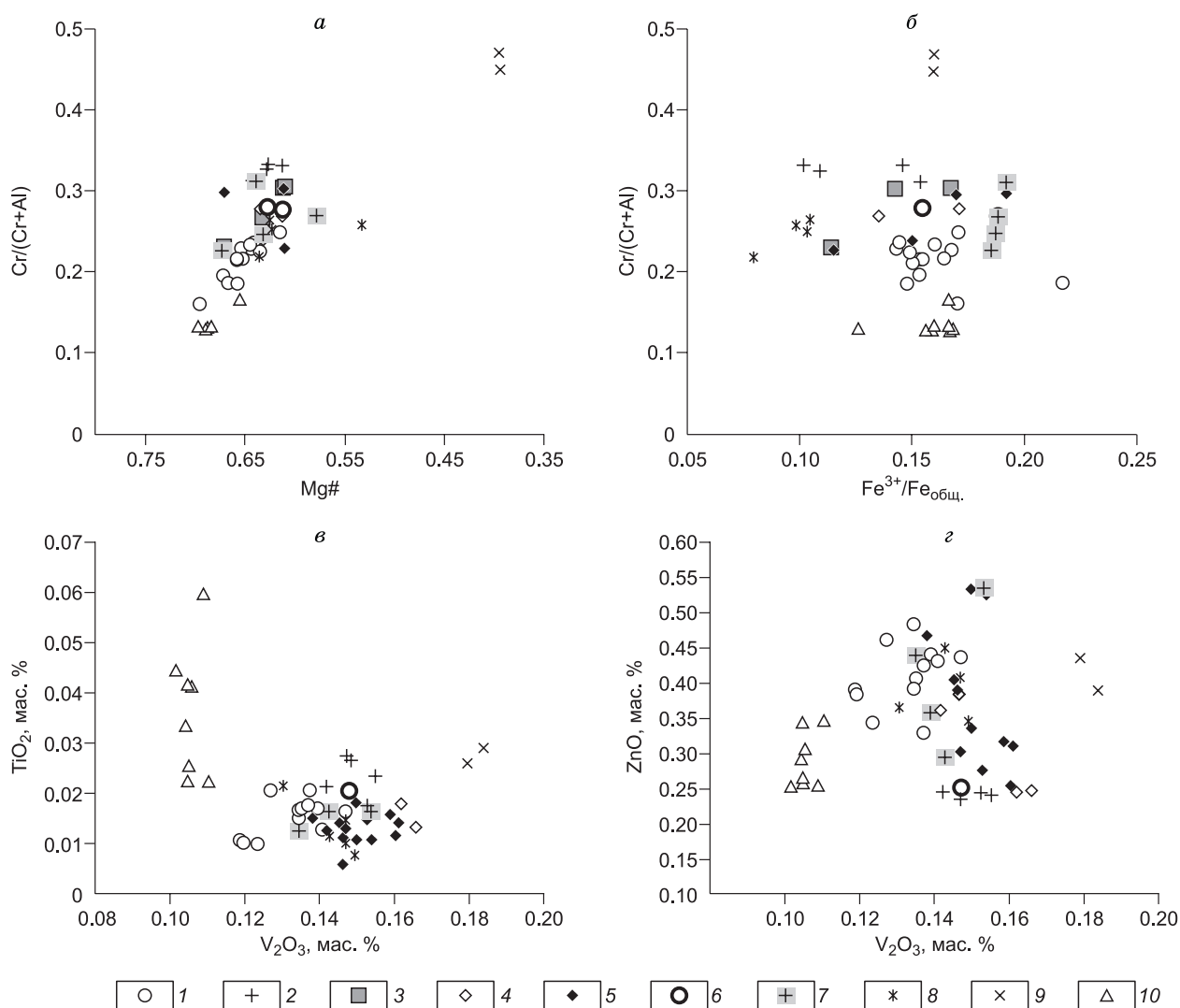


Рис. 9. Диаграммы состава хромшпинели в обр. СМ-1:

a — в координатах Mg#—Cr/(Cr + Al); *б* — Cr/(Cr + Al)—Fe³⁺/Fe_{общ.}; *в* — V₂O₅—TiO₂; *г* — V₂O₅—ZnO. 1 — тонкие округлые и каплевидные зерна (мкм) в оливине; 2 — крупные ангрэдальные зерна рядом с энстатитом; 3 — ламелли и тонкие червеобразные, каплевидные зерна в энстатите; 4 — мелкие зерна в диопсиде; 5 — ламелли в диопсиде; 6 — кайма вокруг округлого включения диопсида в энстатите (см. рис. 3, *a*; 4); 7 — тонкие каплевидные зерна (мкм) в диопсиде; 8 — крупные—средние ангрэдальные зерна рядом с диопсидом; 9 — крупные ангрэдальные зерна в интерстициях оливина и пироксенов; 10 — крупные ангрэдальные зерна в лерцолите, обр. СМ-2.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из рассмотренного материала следует ряд выводов.

1. В глубинной части мантийного разреза офиолитового массива Сьумкеу присутствуют лерцолиты, пироксены которых содержат ламелли (тонкие пластинки) хромшпинели, а также ее тонкие (микронные) выделения разнообразной формы.

2. Состав пироксенов — энстатита и диопсида, содержащего ламелли и выделения хромшпинели, заметно обеднен хромом, алюминием, железом и в ряде случаев кальцием и натрием в сравнении с зернами без хромшпинели. Отчетливая зональная неоднородность состава с резкими границами зон наблюдается и в отдельных зернах пироксенов, что, вероятно, отражает прерывистый (пульсационный) характер миграции (диффузии) компонентов. Высокие содержания оксидов хрома и алюминия сохранились в центре зерен некоторых крупных пироксенов.

3. Состав ламеллей и тонких выделений хромшпинели варьирует довольно слабо: величина Cr/(Cr + Al) меняется соответственно от 0.23 до 0.33; магнезиальность — от 0.61 до 0.67. Степень окисленности железа в новообразованных хромшпинелях низкая и практически не зависит от хромистости; в

Таблица 6. Температура и давление установившегося равновесия для разных участков зерен в паре энстатит–диопсид

Диопсид	Центр зерна		Краевые зоны		Карта-1	
	Ц-1	Ц-2	Край зерна с ламеллями		Округлые вкл. в Еп	Край зерна с каплями Chr
Энстатит	Ц-1	Ц-2	Область между ламеллями хромшпинели, карта-2		Центр крупного зерна	
$T, ^\circ\text{C}$ [Wells, 1977]	970	968	713	653	827	763
$T, ^\circ\text{C}$ [Mercier, 1980]	973	978	765	708	858	824
$P, \text{ГПа}$	0.85	0.95	1.3	1.23	1.01	2.46
$T, ^\circ\text{C}$ [Brey, Kohler, 1990] Орх	741	783	696	724	717	738
$T, ^\circ\text{C}$ [Kohler, Brey, 1990]	854	868	524	404	723	644

ламеллях и тонких зернах шпинели в диопсиде величина $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ несколько выше, чем в крупных зернах (0.19 против 0.10).

4. Вокруг пироксенов со структурами распада наблюдается гало зерен хромшпинели микронного размера, включенных в оливин. Эти зерна имеют самую высокую магнезиальность и самую низкую хромистость. Встречаются тонкие каплевидные зерна хромшпинели, пересекающие границу оливин—энстатит, что вместе с данными по составу хромшпинели указывает на изменение ее состава в процессе миграции оксидов из пироксенов.

5. Присутствие высокомагнезиального амфибола (паргасита) с мелкими зернами пироксенов в цепочечных агрегатах, которые поперечны границам полос излома в оливине (т. е. ориентированы в направлении твердопластического течения), указывает на участие водного флюида в ходе деформаций и образовании структур распада.

6. Таким образом, процесс твердофазового распада пироксен—хромшпинель сопровождается миграцией рудообразующих элементов из минерала-хозяина (пироксенов) и образованием скоплений зерен хромшпинели. Следы остаточных деформаций, особенно ясно проявленные в оливине, указывают

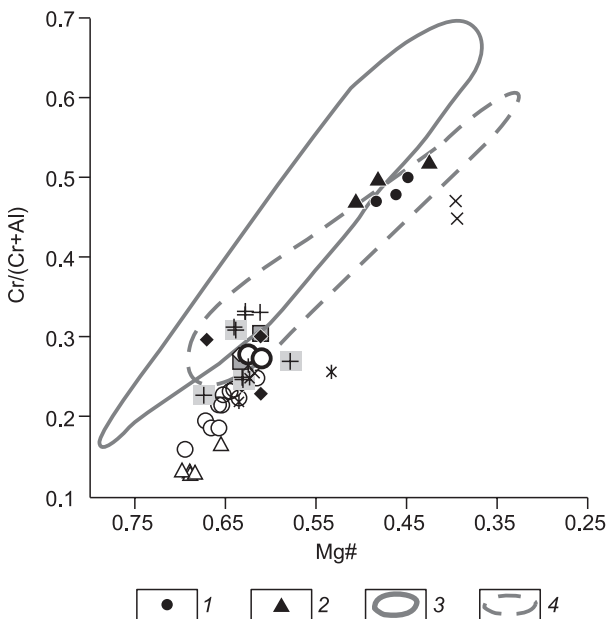


Рис. 10. Состав акцессорных хромшпинелей массивов Сыумкеу, Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского.

1 — обр. СМ-8; 2 — обр. СМ-6; 3 — поле составов акцессорных хромшпинелей в перидотитах Кемпирсайского; 4 — Войкаро-Сыньинского массивов. Остальные усл. обозн. см. на рис. 9.

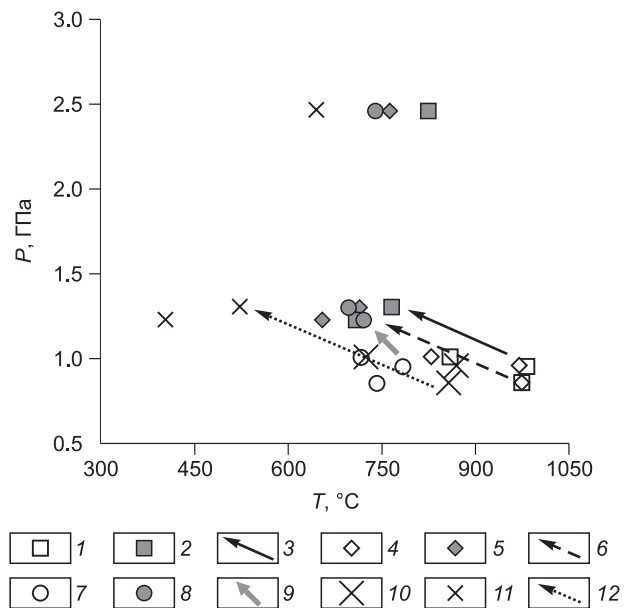


Рис. 11. P - T -условия твердофазового распада пироксен—хромшпинель, оцененные по геотермометрам и геобарометрам.

1–3 — [Wells, 1977]; 4–6 — [Mercier, 1980]; 7–9 — [Brey, Kohler, 1990]; 9–12 — [Kohler, Brey, 1990] (см. табл. 6). Незалитые знаки — центры крупных зерен (ранняя генерация), залитые знаки — края зерен и область между ламеллями хромшпинели (поздняя генерация). Стрелками показан тренд изменения давления и температуры.

на то, что распад и миграция проходили в условиях высокотемпературного твердопластического течения мантийного вещества. Существование ярко выраженной синдеформационной зональности в крупных реликтовых пироксенах с уменьшением Cr_2O_3 и Al_2O_3 в краевых частях зерен было показано ранее для мантийных перидотитов уральских офиолитов [Савельева, 1987; Савельева и др., 2015]. Синдеформационная миграция компонентов (хрома, алюминия, железа) от центра к периферии зерен пироксенов с образованием четкой зональности и формирование неомест, аналогичных составу краевых частей зерен, рассмотрены также в целом ряде работ [Dick, 1977; Kelemen et al., 1997; Kaczmarek et al., 2008]. Мы предполагаем, что в данном случае в нижнем горизонте мантийного разреза в локальных зонах перидотиты испытали сильные сдвиговые деформации, реализованные пластическим высокотемпературным, возможно, высокоскоростным течением вещества. Присутствие водного флюида способствовало частичной рекристаллизации пироксенов и их твердофазовому распаду, выраженному образованием пироксенов с низким содержанием хрома и алюминия, а также хромшпинели (перераспределением хрома и алюминия из силикатов (пироксенов) в рудный минерал).

Высокотемпературные деформации, рекристаллизация пород требуют притока тепла, источником которого могли быть расплавы/флюиды, проходящие сквозь перидотиты. Эти же расплавы были ответственны за образование дунитов (дунитов «замещения») [Батанова, Савельева, 2009].

7. Для равновесных пар энстатит—диопсид различных генераций рассчитаны температура и давление начала и завершения твердофазового распада пироксен—хромшпинель и установлено участие водного флюида в процессе твердофазового распада. При снижении температуры от 970 до 650—700 °С в процессе распада повышается давление — с 0.85—0.95 до 1.3 ГПа.

Температура и давление твердофазового распада пироксен—хромшпинель, а также участие водного флюида в рассматриваемом процессе соответствуют условиям, вероятным в литосферной мантии над зоной субдукции, что не противоречит полученным ранее данным [Batanova et al., 2011]. Представляет интерес повышение давления в процессе распада — с 0.85—0.95 до 1.3 ГПа при ожидаемом снижении температуры от 970 до 650—700 °С. Наиболее вероятно, что рост давления обусловлен не литостатическим давлением (глубиной), или стрессом, а избыточным давлением флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В лерцолитах из глубинной части мантийного разреза офиолитов Сьумкеу на Полярном Урале изучены состав и микроструктуры продуктов распада твердого раствора в системе пироксен—хромшпинель. Энстатит и диопсид лерцолитов с протогранулярной петроструктурой содержат ламелли хромшпинели и ее тонкие (микронные) выделения разнообразной формы. Впервые определены состав ламелл хромшпинели и направленность преобразования состава пироксенов, испытывающих твердофазовый распад. Зональная неоднородность состава пироксенов выражена снижением содержания оксидов хрома, алюминия, натрия от центра крупных зерен без структур распада к участкам, содержащим выделения хромшпинели.

2. Для равновесных пар энстатит—диопсид различных генераций рассчитаны температура и давление начала и завершения твердофазового распада пироксен—хромшпинель. При снижении температуры от 970 до 650—700 °С в процессе распада повышается давление от 0.85—0.95 до 1.30 ГПа.

3. Распад пироксенов и миграция элементов проходили в условиях высокотемпературного твердопластического течения вещества, возможно, там, где в локальных зонах перидотиты испытали сильные сдвиговые деформации, реализованные пластическим высокотемпературным и высокоскоростным течением вещества. Температура и давление твердофазового распада пироксен—хромшпинель, а также участие водосодержащего флюида в рассматриваемом процессе соответствуют условиям, вероятным в литосферной мантии над зоной субдукции, что не противоречит полученным ранее данным.

4. Таким образом, при перемещении перидотитов из глубинной мантии в кору сложный (многокомпонентный) состав первичных мантийных минералов распадается с образованием новых минеральных фаз более простого состава. Миграция рудных компонентов из силикатов и образование хромшпинели вносят вклад в последующее формирование сегрегаций хромитов.

Авторы благодарят Т.Н. Кушнareву за помощь в оформлении рисунков.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 14-17-00582 и РФФИ (гранты 13-05-00136, 13-05-00640).

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев А.К. Офиолитовая ассоциация Щучинского синклиория (Полярный Урал) // Труды Всесоюзного петрографического совещания. Т. II. Новосибирск, Наука, 1986, с. 37—39.

Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 992—1012.

- Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д.** Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 305 с.
- Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н.** Петрология офиолитов Хадатинского массива (Полярный Урал). СПб., Наука, 1995, 118 с.
- Пучков В.Н.** Эволюция литосферы от Печерского океана к Тиманскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 309—342.
- Савельев А.А.** Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 1997, № 1, с. 48—58.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 1987, 243 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 404).
- Савельева Г.Н., Суслов П.В.** Структура и состав пород в области раздела мантийных и коровых комплексов офиолитов (массив Сыумкеу, Полярный Урал) // Геотектоника, 2014, № 5, с. 3—16.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В., Соболев А.В.** Состав минералов мантийных перидотитов как отражение рудообразующих процессов в мантии (на примере офиолитов Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов) // Литология и полезные ископаемые, 2015, № 1, с. 87—98.
- Тектоническая история Полярного Урала** / Ред. Н.В. Короновский. М., Наука, 2001, 190 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 531).
- Шмелев В.Р.** Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991, 78 с. (Препринт / ИГиГ УрО АН СССР).
- Batanova V., Belousov I., Savelieva G., Sobolev A.** Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // J. Petrol., 2011, v. 52, № 12, p. 2483—2521.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V.** Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // Chem. Geol., 2015, v. 419, p. 149—157.
- Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, p. 1353—1378.
- Brown G.M., Pinsent R.H., Coisy P.** The petrology of spinel-peridotite xenoliths from the Massif Central, France // Am. J. Sci., 1980, v. 280-A, p. 471—498.
- Dick H.J.B.** Partial melting in the Josephine Peridotite. I. The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry // Am. J. Sci., 1977, v. 277, p. 801—832.
- Hess H.H.** Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study. Geol. Soc. Am., Mem., 1960, v. 80, 230 p.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A.** Reference samples for electron microprobe analysis // Geostand. Newslett., 1980, v. 4, p. 43—47.
- Kaczmarek M.-A., Muntener O.** Juxtaposition of melt impregnation and high-temperature shear zones in the upper mantle; field and petrological constraints from the Lanzo peridotite (Northern Italy) // J. Petrol., 2008, v. 49, № 12, p. 2187—2220.
- Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B.** A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges // Phil. Trans. Soc. London, 1997, v. 355, p. 283—318.
- Kohler T., Brey G.** Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 2375—2388.
- Mercier J.** Single pyroxene thermobarometry // Tectonophysics, 1980, v. 70, p. 1—37.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science, 2007, v. 316, p. 412—417.
- Spengler D., Obata M., Hirajimai T., Ottoneli L., Ohfuji H., Tamura A., Arai S.** Exsolution of garnet and clinopyroxene from high-Al pyroxenes in Xugou peridotite, Eastern China // J. Petrol., 2012, v. 58, № 7, p. 1477—1504, doi:10.1093/petrology/egs023.
- Wells P.R.A.** Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contr. Miner. Petrol., 1977, v. 62, p. 129—139.
- Yamamoto S., Komiya T., Hirose K., Maruyama Sh.** Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: In-situ ultrahigh-pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet // Lithos, 2009, v. 109, p. 314—322.