

ЭКСТРЕМАЛЬНО МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ОЛИВИН В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

П.Ю. Плечов^{1,2}, В.Д. Щербаков², Н.А. Некрылов^{1,3}

¹ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, 119071, Москва, Ленинский просп., 18, корп. 2, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

³ Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, Черногловка, ул. Академика Осипьяна, 4, Россия

Опубликованные данные относительно экстремально магнезиального оливина (> 96 мол. % форстерита) в магматических породах были обобщены и сравнены с новыми высокопрецизионными электронно-зондовыми анализами оливина из окисленных лав влк. Толбачик (Камчатка), хромититов Рай-Из (Россия), щелочно-ультраосновных лав из Сан-Венанцо (Италия) и скарнов из Кух-и-Лал (Таджикистан). Все описанные находки приурочены к низкотемпературным процессам, таким как приповерхностное окисление, взаимодействие с карбонатами и субсолидусное переуравновешивание. Низкотемпературные процессы образования оливина отражаются в текстуре (ламелли гематита, обилие включений рудных минералов) и аномальном содержании малых компонентов (Mn, Ni, Ca). Увеличение магнезиальности оливина происходит под воздействием постмагматических процессов и может проявляться в самых разных горных породах. Это позволяет пересмотреть происхождение оливина экзотического состава (93—96 мол. % форстерита) в некоторых кимберлитах, коматиитах и перидотитах.

Оливин, форстерит, малые компоненты, окисление, десерпентинизация, переуравновешивание.

EXTREMELY MAGNESIAN OLIVINE IN IGNEOUS ROCKS

P.Yu. Plechov, V.D. Shcherbakov, and N.A. Nekrylov

Published data on extremely magnesian olivine (>96 mol.% forsterite) in igneous rocks were generalized and compared with data of new high-precision electron probe microanalyses of olivine from oxidized lavas of the Volcano Tolbachik (Kamchatka), chromitites from the Ray-Iz deposit (Russia), alkaline ultrabasic lavas from San Venanzo volcanoes (Italy), and skarns from the Kuh-i-Lal deposit (Tajikistan). All the found olivines resulted from low-temperature processes, such as subsurface oxidation, interaction with carbonates, and sub-solidus re-equilibration. Low-temperature formation of olivine is reflected in its structure (hematite lamellae and abundance of inclusions of ore minerals) and abnormal contents of minor components (Mn, Ni, and Ca). The Mg content of olivine increases under the influence of postmagmatic processes and can be manifested in different rocks. This gives grounds to refine the genesis of olivine of exotic composition (93–96 mol.% forsterite) in some kimberlites, komatiites, and peridotites.

Olivine, forsterite, minor components, oxidation, deserpentinization, re-equilibration

ВВЕДЕНИЕ

Оливин является одним из главных породообразующих минералов в магнезиальных основных и ультраосновных магматических породах (магнезиальные базальты, пикробазальты, пикриты, коматииты, кимберлиты, камафугиты и т. д.). Магматический оливин может быть представлен упрощенной формулой $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_4)$, с небольшим количеством других изоморфных примесей (Mn, Ni, Ca, Cr, Al, Ti, V, P и др.). Содержание форстеритового минала ($\text{Fo} = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ni} + \text{Ca} + \text{Cr})$, мол. %) или его магнезиальность ($\text{Mg}\# = 100 \cdot \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$, мол. %) часто используются для описания состава оливина. Более того, магнезиальность магматического оливина рассматривается как индикатор степени дифференциации магмы, так как кристаллизация оливина приводит к уменьшению содержания MgO в расплаве. Наиболее магнезиальный оливин кристаллизуется из примитивных мантийных магм, тогда как продукты фракционировавшей базальтовой магмы содержат более железистый оливин [Sobolev, Danyushevsky, 1994; Herzberg et al., 2013]. В связи с этим состав наиболее магнезиального оливина часто используется для оценки степени деплетированности мантии и состава мантийного рестиита [Arai, 1994; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Danyushevsky et al., 2002]. К тому же состав наиболее магнезиального оливина может быть использован для реконструкций глобальной термической истории Земли [Nisbet et al., 1993; Grove, Parman, 2004; Herzberg et al., 2007; Condie, 2015].

Петрологически значимые разновидности оливина. В современной минералогической классификации (IMA) существует принцип выделения минералов в серии твердых растворов по преобладанию одного из катионов в катионной позиции. В случае твердого раствора фаялит—форстерит к фаялиту относят составы $Fo_{<50}$, а к форстериту $Fo_{>50}$. Такая чисто минералогическая классификационная схема не подходит для детального описания состава оливина магматических горных пород, так как подавляющее большинство их составов по этой схеме попадает в поле форстерита. По предыдущей классификационной схеме [Hughes, 1982] фаялит-форстеритовая серия оливина разделялась по содержанию форстеритового минала на несколько разновидностей: чистый фаялит (0—10 %), феррогортонолит (10—30 %), гортонолит (30—50 %), галосидерит (50—70 %), хризолит (70—90 %) и чистый форстерит (90—100 %). Несколько отдельных наименований было использовано в литературе для оливина с магнезиальностью более 90 мол. % в магматических породах. Ультрамагнезиальный оливин ($Fo_{>91.5}$) был предложен для оливина, который является более магнезиальным, чем наиболее магнезиальный оливин MORB [Keiding et al., 2011]. Термин «почти чистый форстерит» был применен [Del Moro et al., 2013] для Fo_{96-98} . Термины «форстеритовый» или «высоко форстеритовый» оливин ($Mg\# 97.2—99.8$), «богатый форстеритом оливин» ($Fo_{>95}$), «почти форстеритовый оливин» (Fo_{95}) были предложены в работе [Blondes et al., 2012]. Подобная неоднозначность в терминологии заставила нас предложить несколько наименований для разновидностей оливина на основе содержания в них Fo и петрологической значимости в магматических процессах. Мы включили в схему только оливин $Fo_{>70}$, который отвечает основным и ультраосновным магмам.

Мы разделили состав оливина магматических пород на несколько групп по их магнезиальности:

1. Железистый хризолит (магнезиальность 70—80). Подобный оливин встречается в матрице базальтов, крайних зонах фенокристаллов и некоторых дифференцированных магматических породах. Эта группа не рассматривается в нашей работе.

2. Магнезиальный хризолит (магнезиальность 80—88). Большая часть фенокристаллов оливина в эффузивных породах попадает в эту группу (см. рис. 1, 2).

3. Мантийный (или примитивный) оливин (магнезиальность 88—93). Оливин этой группы может быть в равновесии с мантией и представлять магматический оливин ранних стадий кристаллизации первичных выплавов из перидотитового субстрата, а также ксенокристаллы (мегакристаллы) мантийного метаморфического оливина, которые часто встречаются в магматических породах [Boudier, 1991; Erdmann et al., 2014]. Магматический и метаморфический оливин относительно легко различить по структуре (деформационные структуры довольно типичны для метаморфического мантийного оливина) и по содержанию малых компонентов (Ca, Ni и т. д.) [Simkin, Smith, 1970; Foley et al., 2013].

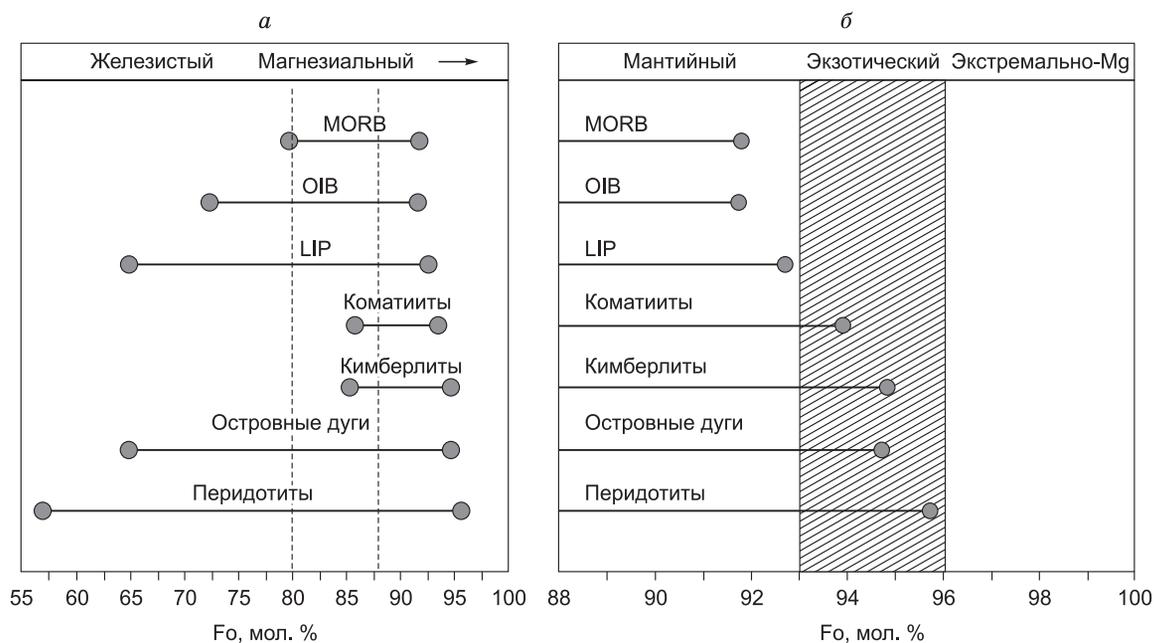


Рис. 1. Вариации содержания Fo в оливине различных вещественных типов магматических пород.

a — весь спектр состава оливина, *б* — детализированный график для наиболее магнезиального оливина. MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, LIP — крупные магматические провинции. Оливин MORB, OIB, LIP и коматиитов из [Sobolev et al., 2007a], кимберлитов из [Sobolev et al., 2009], островных дуг (Камчатка) из [Плечов, 2008], перидотитов из базы данных GEOROC (использовался 99 %-й доверительный интервал для исключения случайных выбросов). Обоснование диапазонов состава оливина приведено в тексте.

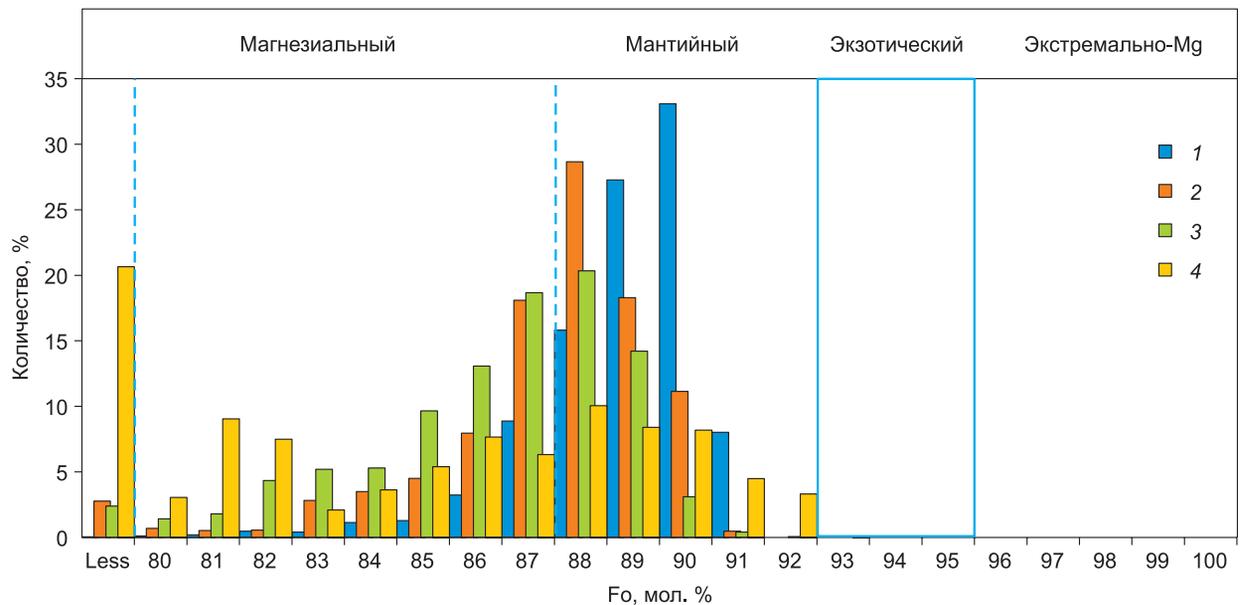


Рис. 2. Гистограмма состава фенокристаллов оливина из пикритов, пикробазальтов и высокомагнезиальных базальтов различных вещественных типов магматических пород:

1 — базальты срединно-океанических хребтов, 2 — базальты океанических островов, 3 — крупные магматические провинции, 4 — островные дуги. Для островных дуг мы использовали базу данных оливина лав Камчатки [Плечов, 2008], остальные данные из [Sobolev et al., 2007a].

4. Экзотический оливин (магнезиальность 93—96). Он присутствует в магматических породах в виде редких кристаллов и зон в кристаллах оливина некоторых магматических пород (коматииты, кимберлиты, некоторые редкие щелочные породы, метаморфизованные перидотиты).

5. Экстремально магнезиальный оливин (магнезиальность > 96). Существует только несколько описаний подобного форстеритового оливина в магматических породах по всему миру. Экстремально магнезиальный оливин встречается в обычных магматических и мантийных породах.

Выделение этих разновидностей оливина полезно для многих петрологических интерпретаций и совмещенное с данными по содержанию малых компонентов [Sobolev et al., 2007a; Foley et al., 2013] может представлять важную петрологическую информацию. Диапазоны составов оливина в породах различных геодинамических обстановок показаны на рис. 1.

Для выделения петрологически значимых разновидностей оливина магматических пород мы использовали базу данных, включающую более 15 000 анализов из работы [Sobolev et al., 2007a], около 900 анализов оливина кимберлитов и родственных им пород [Sobolev et al., 2009], 1850 анализов оливина на вулканитах Камчатки [Плечов, 2008] и около 6000 анализов из базы данных GEOROC. Мы использовали только анализы хорошего качества, проверив стехиометричность состава для каждого из них. Полный набор данных из нашей работы доступен по запросу у авторов. Каждый тип высокомагнезиальных пород содержит кристаллы оливина с $Fo_{>88}$, которые отражают гипотетическое равновесие наиболее магнезиальных магм с мантией. Наиболее магнезиальный оливин MORB, OIB, LIP и даже недосыщенных по кремнезему (мелилититовых) магм имеет магнезиальность существенно ниже 93 мол. %. Высокомагнезиальный оливин с Fo_{80-93} был найден в породах всех геодинамических обстановок, в то время как $Fo_{>93}$ — только для коматиитов и кимберлитов. Отметим, что $Fo_{>96}$ не типичен для магматических пород в целом (см. рис. 1).

Статистическое распределение магнезиальности оливина для главных современных геодинамических обстановок демонстрирует рис. 2, диапазоны состава суммированы в табл. 1. Мы можем наблюдать отсутствие экзотического и экстремально магнезиального оливина среди обычных высокомагнезиальных лав современных геодинамических обстановок. Только несколько мантийных ксенокристаллов оливина в базальтовых шлаках влк. Шивелуч (Камчатка) имеют магнезиальность, близкую к 93, и два анализа кристаллов оливина [Ishimaru, Arai, 2011] из метасоматизированных мантийных перидотитовых ксенолитов (Авачинский вулкан, Камчатка) попадают в область экстремально магнезиального оливина. Таким образом, находки экзотического или экстремально магнезиального оливина могут отражать некие специфические процессы, которые не имеют отношения к обычной магматической кристаллизации.

Таблица 1. Статистическое распределение состава фенокристаллов оливина разных типов пород

Тип породы	Сумма	<80	80—87	88—93	>93	>96	Литературный источник
MORB	2478	1	390	2087	0	0	[Sobolev et al., 2007]
OIB	2487	69	961	1457	0	0	[Sobolev et al., 2007]
Континентальные внутриплитные базальты	10825	259	6437	4129	0	0	[Sobolev et al., 2007]
Островные дуги	1869	386	835	644	4	0	[Плечов, 2008]
Перидотиты	5602	63	494	4778	330	2	GEOROC

Экстремально магнезиальный оливин с содержанием Fo минала >96 мол. % был описан более чем в 10 регионах. В данной работе мы обобщили большую часть аналитических данных экстремально магнезиального оливина в магматических породах и рассмотрели процессы, которые могут привести к его образованию. Все описанные находки могут быть разделены на несколько типов:

1. Черный оливин в вулканических шлаках или в окисленных породах вулканических построек (до $Fo_{99,8}$) [Sigurdsson, Brown, 1970; Carmichael et al., 1996; Garcia et al., 2000; Blondes et al., 2012; Del Moro et al., 2013].

2. Оливин в карбонатах или карбонатно-силикатных вулканических породах (до $Fo_{99,5}$) [Treiman, Essene, 1984; Rosatelli et al., 2000; Fulignati et al., 2000; Панина и др., 2003; Guzmics et al., 2011; Плечов и др., 2017].

3. Оливин в хромититах и богатых хромитом горных породах (до $Fo_{96,3}$) [Митрофанов, Смолькин, 2004; Xiong et al., 2015; Yang et al., 2015].

4. Оливин в редких метасоматизированных мантийных ксенолитах (до $Fo_{97,0}$) [Ishimaru, Arai, 2011].

5. Оливин в ксенолитах скарнов (до $Fo_{98,8}$) [Wenzel et al., 2002; Di Rocco et al., 2012].

Все породы с экстремально магнезиальным оливином содержат также и менее магнезиальный оливин. Это позволяет распознать процессы, приводящие к возрастанию магнезиальности. В данной работе мы описали образование «черного оливина» в фумаролах Толбачика и сравнили его с другими находками «черного оливина». Включения экстремально магнезиального оливина в хромите из подформных хромититов сравниваются с оливином из окружающих перидотитов. Также мы изучили зональность экстремально магнезиального оливина из ультракалиевых лав камафугит-карбонатитовой ассоциации Сан-Венанцо и описали его вместе с другими находками в карбонатно-силикатных породах. Описание других типов экстремально магнезиального оливина помещено в раздел «Дискуссия». Все находки экстремально магнезиального оливина описаны в соответствии с типами, упомянутыми выше, вместе с несколькими примерами менее магнезиального оливина, который мог иметь схожее происхождение. Цель данного исследования — показать, что некоторые находки магнезиального оливина не отражают высокотемпературные магматические или мантийные процессы, а являются следствием локальных процессов окисления [Carmichael et al., 1996; Garcia et al., 2000; Blondes et al., 2012; Del Moro et al., 2013], субсолидусного переуравновешивания [Xiong et al., 2015; Yang et al., 2015] или взаимодействия с карбонатным материалом. Мы показываем, что такие процессы в некоторых случаях могут быть распознаны с помощью изучения изоморфных примесей в оливине.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Состав оливина был получен методом микрозондового анализа с помощью прибора JEOL JXA-8230 (геологический факультет, МГУ). Мы использовали ускоряющее напряжение 20 кВ и сфокусированный пучок с силой тока 100 нА. В качестве первичных стандартов использованы оливин Сан-Карлос USNM-111312/444 (Si, Mg, Fe), оксиды металлов (Ti, Mn, Cr, Al, Ni), волластонит (Ca) и апатит (P). Накопление сигнала на пиках аналитических линий составляло 120 с для Cr, Ti, P, Mn и Ni, 180 с для Al, 40 с для Ca, интенсивность фона измерялась с двух сторон от характеристической линии с временем накопления, составляющим половину времени измерения пика. Увеличенные ток зонда и время накопления сигнала позволяют достигать малых порогов обнаружения элементов-примесей [Sobolev et al., 2007a]. Случайная ошибка анализа, определенная по стандартному отклонению серии измерений оливина USNM-111312/444, составляет (2σ) для (г/т): Ni — 41, Mn — 33, Ca — 9, P — 11, Al — 12, Cr — 19, Ti — 8.

Рамановские спектры были получены с помощью конфокального рамановского спектрометра JY Horiba XPlora Jobin, совмещенного с поляризационным микроскопом Olympus BX41 и оснащенного двумя лазерами с длиной волны 532 и 785 нм. Операционная температура детектора CCD (IVAC Andor CCD) составляет -51 °C, его охлаждение производится по методу Пельтье. Накопление спектров вы-

полнялось при возбуждении лазером с длиной волны 532 нм при мощности 25 мВт, увел. 100 (пространственное разрешение < 1 мкм), щели спектрометра шириной 100 мкм и конфокальном отверстии диаметром 300 мкм. Спектры были получены в диапазоне от 100 до 1200 см⁻¹ с использованием спектральной решетки 2400Т. Накопление сигнала для каждого спектрального окна занимало 120 с (3 × 40 с). Первичная обработка данных проводилась с помощью программного обеспечения LabSpec, версия 5.78.24.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Черный оливин. Мы выбрали несколько частиц шлака извержения влк. Толбачик 1975—1976 гг. в пределах знаменитого Толбачинского fumarольного поля (около северного прорыва). Около 40 лет назад (во время извержения) эти частицы были абсолютно свежими, стекловатыми и неизменными. Температура fumarол Толбачика составляет 500 °С и менее. В данный момент почти во всех кристаллах оливина проявлены ламеллы гематита (см. рис. 3), а сам оливин стал более магниезильным по сравнению с исходным (см. рис. 4). Ламеллы гематита слишком малы для электронно-зондового анализа (< 1 мкм), поэтому диагностика проводилась с помощью рамановской спектроскопии. Были сняты спектры для области оливина, богатой ламеллами (см. рис. 3, в). На этих спектрах выделяются четкие полосы гематита в диапазоне 170—500 см⁻¹ и сдвоенный пик оливина между 800 и 900 см⁻¹. Метод рамановской спектроскопии не обнаруживает никаких значимых содержаний полиморфных модификаций кремнезема или других минералов в разложившемся оливине. Это позволяет сделать вывод, что ламеллы гематита образуются путем выделения из окисленного оливина напрямую, без переходных реакций.

Состав окисленного оливина в сравнении с неизменным оливинном из лав влк. Толбачик показан на рис. 4 и приведен в табл. 2. Содержание СаО остается на том же уровне, что и в неизменном оли-

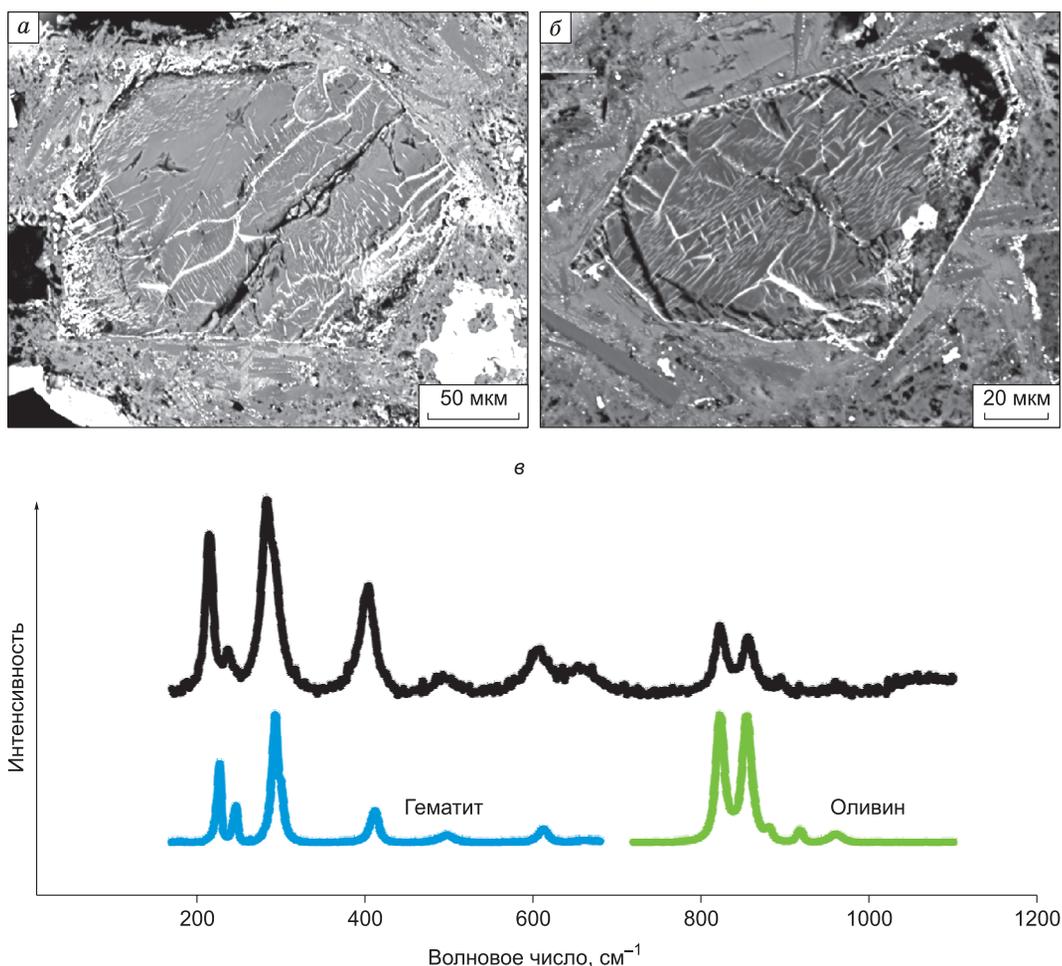


Рис. 3. Оливин с ламеллами гематита из fumarольного поля шлаковых конусов извержения влк. Толбачик 1975—1976 гг.

a, б — изображения оливина в обратнорассеянных электронах; *в* — рамановский спектр ламелл гематита в оливине и эталонные спектры форстерита (X050088) и гематита (R110013) из базы данных RRUFF (USA, <http://ruff.geo.arizona.edu/ruff/>).

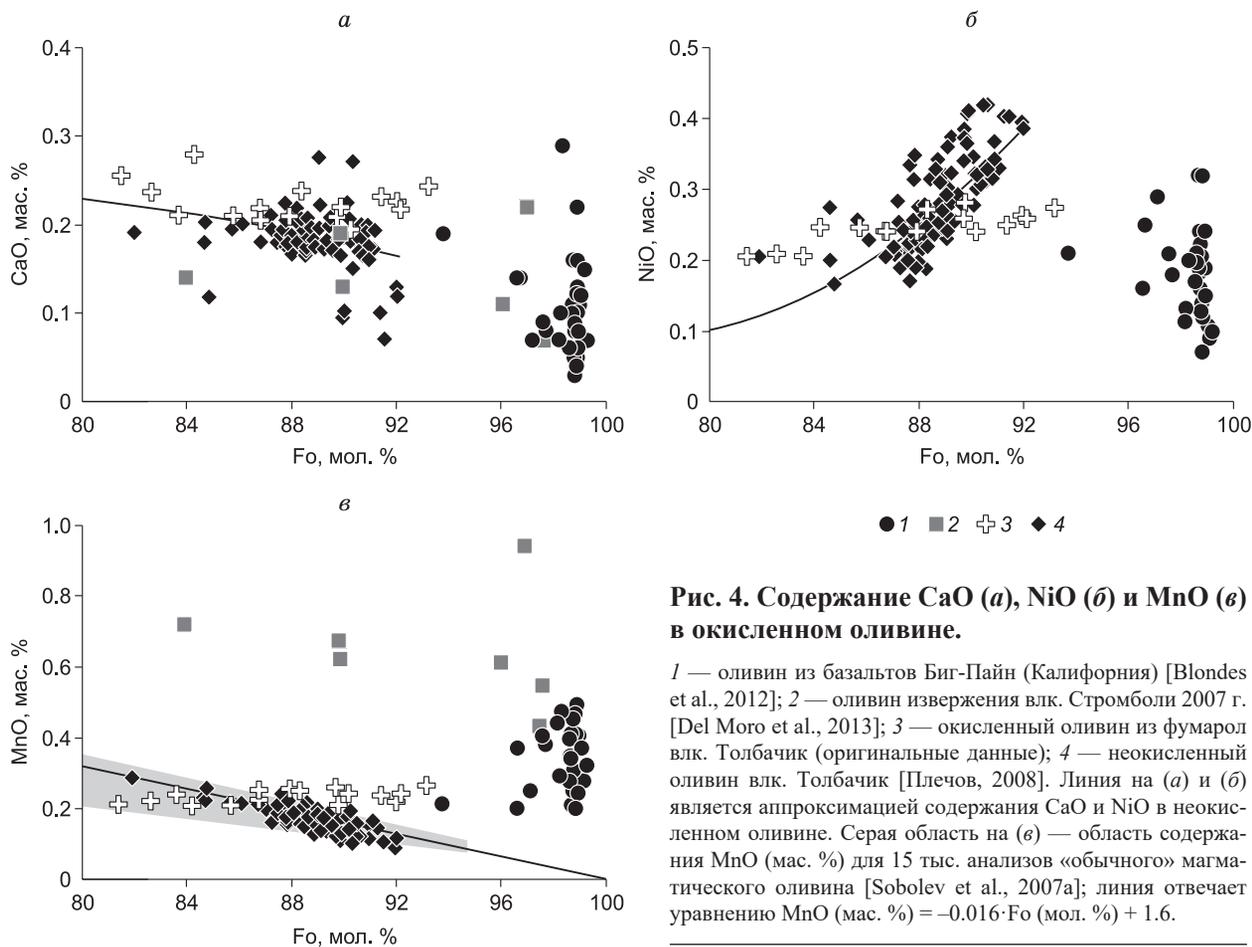


Рис. 4. Содержание CaO (а), NiO (б) и MnO (в) в окисленном оливине.

1 — оливин из базальтов Биг-Пайн (Калифорния) [Blondes et al., 2012]; 2 — оливин извержения влк. Стромболи 2007 г. [Del Moro et al., 2013]; 3 — окисленный оливин из fumarol влк. Толбачик (оригинальные данные); 4 — неокисленный оливин влк. Толбачик [Плечов, 2008]. Линия на (а) и (б) является аппроксимацией содержания CaO и NiO в неокисленном оливине. Серая область на (в) — область содержания MnO (мас. %) для 15 тыс. анализов «обычного» магматического оливина [Sobolev et al., 2007a]; линия отвечает уравнению $MnO \text{ (мас. \%)} = -0.016 \cdot Fo \text{ (мол. \%)} + 1.6$.

вине или становится немного выше, NiO и MnO имеют четкую прямую зависимость от содержания Fo минала. Наблюдается перераспределение NiO и MnO в ходе окисления: более магнезиальный оливин содержит меньше NiO и больше MnO, чем неизмененный оливин с таким же содержанием форстеритового минала (см. рис. 4). В то же время менее магнезиальный окисленный оливин содержит больше NiO и меньше MnO, чем оливин вне полей с fumarolной активностью. Верхний предел MnO в «обычном» магматическом оливине (по выборке >15 000 анализов из [Sobolev et al., 2007a]) может быть описан линейным уравнением (см. рис. 4): $MnO \text{ (мас. \%)} = 1.600 - 0.016 \cdot Fo \text{ (мол. \%)}$. Хорошо видно, что окисление ведет к увеличению содержания MnO в сравнении с «обычным» магматическим оливином.

Подобный экзотический оливин (до $Fo_{93.1}$ или $Mg\#_{94.1}$) на Толбачике встречен только возле fumarol. Мы можем сделать вывод, что низкотемпературный распад оливина при окислительно-восстановительных условиях, близких к атмосферным, приводит к резкому возрастанию магнезиальности и очень высокому содержанию MnO в этом магнезиальном оливине. Такое необычно высокое содержание MnO может быть критерием для распознавания окисления первично-магматического оливина в других обстоятельствах.

Впервые такой оливин был описан на о. Колбейнси (к северу от Исландии) [Sigurdsson, Brown, 1970]. Небольшие фенокристаллы оливина ($Fo_{98.8}$) содержат множество включений оксидов Fe и находятся в ассоциации с плагиоклазом (An_{80-85}), авгитом (до $Mg\# = 89$) и ортопироксеном в основной массе. С момента описания Х. Сигурдссоном экстремально магнезиальный оливин был найден во множестве вулканических центров [Carmichael et al., 1996; Garcia et al., 2000; Blondes et al., 2012; Del Moro et al., 2013]. Кристаллы экстремально магнезиального оливина обычно ассоциируют с ламеллярами и сростаниями оксидов Fe. Термин «черный оливин», по всей видимости, ввели авторы работы [Garcia et al., 2000], которые описали два типа кристаллов оливина в свежих продуктах извержения влк. Килауэа: 1) прозрачный оливин Fo_{78-85} ; 2) макроскопически черный оливин, содержащий множество прожилков и твердофазных включений рудных минералов. Состав черного оливина влк. Килауэа доходит до $Fo_{97.6}$ и авторы связывают происхождение этих кристаллов с окислением изверженных ранее лав или тефр, которые были захвачены новой порцией поднимающейся магмы [Garcia et al., 2000]. Содержание изоморфных примесей может оставаться на том же уровне, что и в неокисленном оливине, а содержание

Таблица 2. Анализы оливина из окисленных лав влк. Толбачик (извержение 1975—1976 гг.), скарнов Кух-и-Лал и хромититов массива Рай-Из (мас. %)

Объект	№ п/п	Mg#*	Fo**	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма
Оливин из окисленных лав влк. Толбачик	1	87.5	86.7	39.99	0.02	0.02	11.91	0.221	46.67	0.219	0.242	0.066	0.02	99.39
	2	86.5	85.7	39.74	0.011	0.029	12.43	0.207	44.70	0.209	0.246	0.076	0.034	97.69
	3	84.4	83.6	39.73	0.015	0.027	14.88	0.237	45.02	0.212	0.205	0.097	0.022	100.45
	4	92.2	91.4	40.60	0.009	0.053	7.50	0.237	49.58	0.232	0.25	0.007	0.033	98.50
	5	90.6	89.7	40.26	0.023	0.053	8.95	0.253	48.43	0.209	0.26	0.112	0.053	98.60
	6	88.8	87.9	40.01	0.014	0.035	10.54	0.253	46.74	0.21	0.241	0.122	0.034	98.20
	7	90.9	89.8	40.55	0.031	0.051	8.83	0.209	49.28	0.22	0.283	0.323	0.072	99.85
	8	94.1	93.1	41.52	0.018	0.114	5.65	0.262	50.94	0.244	0.275	0.009	0.045	99.08
	9	92.8	91.9	41.52	0.013	0.089	7.03	0.222	50.66	0.226	0.262	0.013	0.068	100.10
	10	93.0	92.1	41.61	0.02	0.124	6.68	0.238	49.95	0.219	0.26	0.007	0.041	99.15
	11	87.5	86.8	40.56	0.011	0.039	11.44	0.254	45.10	0.206	0.241	0.009	0.04	97.90
	12	90.9	90.2	40.38	0.013	0.028	8.84	0.238	49.72	0.196	0.241	0.03	0.047	99.73
	13	89.2	88.3	40.59	0.012	0.047	10.22	0.249	47.34	0.239	0.272	0.039	0.022	99.02
	14	85.1	84.2	40.73	0.014	0.064	14.28	0.207	45.61	0.279	0.247	0.046	0.036	101.51
	15	83.4	82.6	40.08	0.009	0.041	15.04	0.219	42.25	0.238	0.21	0.025	0.036	98.14
	16	82.2	81.4	40.28	0.009	0.046	15.91	0.212	41.22	0.255	0.205	0.03	0.038	98.20
Скарны Кух-и-Лал	17	99.6	99.6	42.88	0.002	н.п.о.	0.43	0.019	57.93	0.008	н.п.о.	0.002	0.06	101.33
	18	99.6	99.5	42.67	0.005	»	0.43	0.019	57.61	0.011	»	н.п.о.	0.054	100.80
	19	99.6	99.5	42.75	0.005	»	0.43	0.021	57.72	0.009	»	»	0.057	101.00
Оливин из хромититов массива Рай-Из	20	96.9	96.3	42.11	0.002	»	3.10	0.044	54.58	0.002	0.624	0.003	н.п.о.	100.47
	21	97.0	96.4	42.03	0.003	»	3.03	0.039	54.61	0.001	0.626	0.006	»	100.35
	22	97.0	96.4	42.03	0.002	0.002	3.00	0.045	54.84	0.004	0.63	0.003	»	100.56
	23	96.9	96.3	42.15	0.002	н.п.о.	3.09	0.042	54.51	0.004	0.618	0.005	»	100.42
	24	97.4	96.7	42.10	0.002	»	2.61	0.034	54.94	0.001	0.677	0.005	»	100.37
	25	97.2	96.6	42.04	0.001	0.002	2.80	0.041	54.91	0.001	0.631	0.002	»	100.43
	26	97.3	96.6	42.06	0.004	0.002	2.75	0.037	54.82	0.005	0.627	0.006	»	100.31
	27	97.3	96.6	42.17	0.002	н.п.о.	2.75	0.041	54.86	0.001	0.623	0.006	»	100.45
	28	97.2	96.6	42.24	0.002	»	2.81	0.041	54.88	0.002	0.618	0.005	»	100.60
	29	97.4	96.8	41.96	0.002	»	2.60	0.038	54.67	0.001	0.619	0.008	»	99.90
	30	97.4	96.8	41.83	0.003	0.003	2.58	0.034	54.63	0.002	0.615	0.035	»	99.73
	31	97.2	96.6	41.62	0.002	0.002	2.80	0.038	54.18	0.002	0.606	0.007	»	99.26
	32	97.3	96.7	41.48	0.002	н.п.о.	2.67	0.037	54.12	0.003	0.612	0.007	»	98.93
	33	97.2	96.6	41.55	0.002	0.002	2.79	0.04	54.16	0.001	0.611	0.008	»	99.16
	34	97.3	96.6	41.64	0.002	н.п.о.	2.72	0.042	54.18	0.001	0.619	0.009	»	99.21
	35	97.5	96.6	41.73	0.003	0.001	2.48	0.041	54.55	0.003	0.658	0.317	»	99.78
	36	97.5	96.7	41.92	0.003	н.п.о.	2.54	0.038	54.71	0.004	0.636	0.177	»	100.03
37	97.5	96.7	41.87	0.004	0.003	2.52	0.038	54.61	0.005	0.645	0.172	»	99.87	
38	97.4	96.7	41.72	0.002	0.001	2.54	0.042	54.45	0.002	0.631	0.173	»	99.56	
39	97.5	96.7	41.95	0.002	0.002	2.46	0.035	54.83	0.004	0.635	0.245	»	100.16	

Примечание. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

* Mg# = $Mg/(Mg + Fe) \cdot 100$ (мол. %).

** Fo = $Mg/(Mg + Fe + Mn + Ni + Ca + Cr) \cdot 100$ (мол. %).

MnO может немного увеличиваться [Carmichael et al., 1996; Blondes et al., 2012]. Мы обобщили данные по содержанию примесей в окисленном экстремально магнезиальном оливине на рис. 4. Для этой группы типичны широкие диапазоны содержания малых компонентов (CaO = 0.02—0.22, NiO = 0.06—0.32; MnO = 0.19—0.60 мас. %). Содержание кальция и никеля немного ниже, чем в неокисленном оливине, в то время как марганец всегда имеет повышенные концентрации в экстремально-магнезиальном оливине этого типа.

Окисление оливина может происходить при окислении магмы [Carmichael et al., 1996; Blondes et al., 2012]; окислении изверженных ранее пород в вулканической постройке [Garcia et al., 2000; Del Moro et al., 2013]. Две похожие реакции были предложены для описания образования экстремально магнезиального оливина: 1) фаялитовая составляющая в оливине разлагается на гематит и кварц [Blondes et al., 2012], 2) оливин непосредственно разлагается на гематит и форстерит [Del Moro et al., 2013]. Мы не обнаружили ни фаялита, ни кварца (или ортопироксена) в окисленном оливине из шлаков извержения влк. Толбачик. Это свидетельствует в пользу непосредственного формирования ламелл гематита в оливине. Обе реакции проходят при фугитивности кислорода выше уровня буфера магнетит—гематит (условия, близкие к атмосферным) и температуре ниже 500 °С для образования экстремально магнезиального оливина. Подобные условия не реалистичны для магматических процессов, но обычны для фумарольной активности в вулканических областях. Это свидетельствует в пользу того, что окисление кристаллов оливина происходило вне магмы при гидротермальной или парогазовой проработке оливин-содержащих пород вулканических построек.

Оливин из карбонатно-силикатных пород. Экзотический и экстремально магнезиальный оливин встречается в карбонатно-силикатных породах. Он описан в свежих магматических карбонатитах [Treiman, Essene, 1984; Rosatelli et al., 2000; Guzmics et al., 2011], ультраосновных щелочных породах с карбонатными глобулями [Плечов и др., 2017], богатыми карбонатом кимберлитах [Sobolev et al., 2009; Соболев и др., 2015], перидотитах с доломитовыми ксенолитами [Wenzel et al., 2002] и магматических породах с ксенолитами скарнов [Fulignati et al., 2005; Di Rocco et al., 2012]. Экстремально магнезиальный оливин также описан в породах немагматического происхождения: магнезиальных скарнах и кальцифирах Тажеранского массива [Старикова, 2013] и ультравысокобарных карбонатно-силикатных породах Кокчетавского массива [Sobolev et al., 2007b; Шертл и др., 2015].

Авторы работы [Treiman, Essene, 1984] описали почти чистый форстерит ($Fo_{98.8-98.9}$) из щелочного комплекса Ока (Канада). Оливин найден в поздней карбонатитовой дайке в ассоциации с кальцитом, доломитом, периклазом, апатитом и сульфидами. Содержание Mn в оливине очень высокое (1.17—1.24 мас. %), но содержание CaO низкое (0.08—0.14 мас. %). Природа такого магнезиального оливина прямо не обсуждается, но в авторской интерпретации в двух реакциях участвует фаялит: фаялит + O_2 = магнетит + SiO_2 и фаялит + S = магнетит + пирротин + SiO_2 . Низкая активность кремнезема и окислительные условия могут привести к распаду фаялита в твердом растворе оливина и обогащению последнего магнезиальным миналом.

В кальцитокарбонатитах Керимаси (Танзания) экстремально магнезиальный оливин присутствует в качестве акцессорного минерала, заключенного в монтичеллит и магнетит [Guzmics et al., 2011]. Авторы отмечают, что форстерит кристаллизовался первым в ассоциации с кальцитом и далее был замещен монтичеллитом с падением температуры ниже точки инвариантности 895 °С. Форстерит характеризуется высоким содержанием как MnO (2.25—2.39 мас. %), так и CaO (0.56—0.62 мас. %). В карбонатитах влк. Вультуре (Италия) экстремально магнезиальный оливин описан в ассоциации с доломитом и стеклом в виде включения в Mg-кальците из севита [Rosatelli et al., 2000]. Оливин ($Fo_{99.2}$) содержит сравнительно мало MnO (0.11—0.14 мас. %) и CaO (0.06—0.07 мас. %).

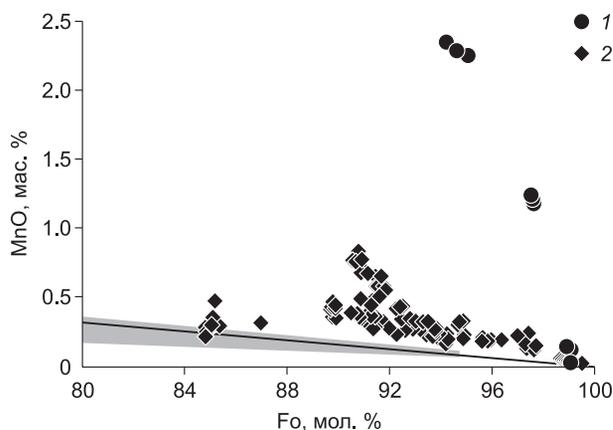
Анализы оливина скарнов с измеренным содержанием малых компонентов редки в литературе [Di Rocco et al., 2012; Старикова, 2013]. Недавно были опубликованы 104 анализа оливина из ксенолитов скарнов среди 380 анализов оливина из тефр Колли Альбани [Di Rocco et al., 2012]. 30 анализов из богатых Mg кальцифиров (Тажеран, Россия) были опубликованы в диссертации [Старикова, 2013]. Также для этой работы мы проанализировали оливин из чисто-Mg скарнов Кух-и-Лал (Памир, Таджикистан). Анализы приведены в табл. 2.

Экстремально магнезиальный оливин (до $Fo_{97.98}$) упоминается при описании карбонатно-силикатных ультравысокобарных метаморфических пород Кокчетавского массива [Sobolev et al., 2007b; Шертл и др., 2015]. Два опубликованных анализа оливина ($Fo_{95.7-95.8}$) имеют повышенное содержание MnO (0.3—0.32 мас. %), сравнимое с низкокальциевым оливином (CaO = 0.01—0.02 мас. %) из кальцифиров. Содержание NiO не было проанализировано [Sobolev et al., 2007b].

Составы экстремально магнезиального оливина имеют четкую отрицательную корреляцию содержания примесных компонентов и форстеритовой составляющей. Оливин из скарнов, и из карбонатитов имеет содержание MnO значительно выше дискриминационной линии, ограничивающей сверху поле оливина магматических пород (рис. 5). К примеру, оливин Fo_{94} в карбонатитах содержит до 2.35 мас. % MnO, в скарнах 0.35 мас. %, тогда как ожидаемое значение для «обычного» оливина составляет не более 0.1 мас. %.

Поведение CaO в оливине скарнов и карбонатитов имеет схожий характер. Оливин Fo_{96} содержит более 0.6 мас. % CaO. В области экстремально магнезиального оливина содержание CaO резко снижается с ростом магнезиальности, а почти чистый форстерит (Fo_{99}) содержит менее 0.1 мас. % CaO. Содержание CaO в магматическом оливине зависит от температуры и содержания кальция в расплаве

Рис. 5. Содержание MnO в оливине карбонатитов (1), скарнов и кальцифиров (2). Серая область и линия построены так же, как на рис. 2, в.



[Jurewicz, Watson, 1988; Libourel, 1999]. Для скарнового процесса факторы, влияющие на содержание Ca в оливине, еще не изучены, но логично предположить, что они будут теми же. Так как среда очень богата кальцием, низкое содержание кальция в экстремально магнезиальном оливине отражает низкую температуру его образования. Оливин скарнов содержит менее 0.07 мас. % NiO, а оливин карбонатитов менее 0.02 мас. % NiO. Опубликованных прецизионных анализов недостаточно для обсуждения зависимости от содержания Fo, но содержание NiO намного меньше, чем в высокомагнезиальном магматическом и мантийном оливине.

Экстремально магнезиальный оливин описан в ультравысоко-К оливин-мелилит-кальсилит-лейцитовых эффузивных породах (венанцитах) в карбонатит-камафугитовой ассоциации Сан-Венанцо, Италия [Панина и др., 2003; Плечов и др., 2017]. Большинство фенокристаллов оливина не превышают Fo_{93} , но часть зерен содержит незональные ядра с $Fo_{96.5-99.5}$.

Измеренные профили химических составов зерен оливина, содержащих экстремально магнезиальные ядра, сильно отличаются от профилей через зерна без таких ядер (рис. 6). Экстремально магнезиальные ядра очень однородны по содержанию всех главных и малых компонентов, тогда как каймы сильно зональны (см. рис. 6, а). Они содержат 97.3 мол. % Fo и обеднены примесными компонентами (мас. %): CaO — 0.04, MnO — 0.03—0.04, Al_2O_3 — 0.010—0.015, TiO_2 — 0.010—0.012 и менее чем 0.004 NiO и Cr_2O_3 . Ядра окружены зоной шириной около 30 мкм. Это менее магнезиальный, чем в ядрах, оливин ($Fo_{89.3-92.1}$), в котором содержание CaO — 0.6, NiO — 0.09, Cr_2O_3 — 0.05 и MnO — 0.15 (мас. %). Самая внешняя зона оливина содержит 82—87 мол. % форстеритового минала. Содержание Cr и Ni в кайме снижается до 0.004 и 0.050 мас. % соответственно, тогда как содержание других малых компонентов возрастает (CaO до 1.7—1.8 мас. %, MnO — 0.3—0.4 мас. %, Al_2O_3 и TiO_2 — 0.03—0.04 мас. %).

Основная популяция фенокристаллов оливина венанцитов содержит ядра с $Fo_{92.0-92.8}$ и высоким содержанием NiO и Cr_2O_3 (0.25—0.41 и 0.05—0.08 мас. % соответственно). Содержание CaO (0.17—0.21 мас. %) типично для оливина магматического генезиса и сильно контрастирует с содержанием в экстремально магнезиальном оливине того же образца. Содержание MnO (0.09—0.11 мас. %) и Al_2O_3 (0.15—0.27 мас. %) в несколько раз выше, чем в ядрах экстремально магнезиального оливина, и только содержание TiO_2 (< 0.07 мас. %) ниже. Зональность этих фенокристаллов оливина довольно примечательна (см. рис. 6, б). Ядра обогащены NiO (> 0.35 мас. %), содержание которого снижается до 0.15 мас. % к $Fo_{91.6-91.8}$. Все кристаллы этой популяции имеют узкую зону, где содержание Fo возрастает от 91.2 до 93.2, сопровождаемое скачками в содержании CaO и MnO, но содержание NiO продолжает снижаться до 0.13 мас. %. Мы предполагаем, что эта зона в фенокристаллах оливина отвечает событию, во время которого кристаллы экстремально магнезиального оливина были захвачены магмой. Разницу между двумя популяциями оливина в лавах Сан-Венанцо демонстрирует рис. 7. Ядра кристаллов этих двух популяций имеют резко различное содержание NiO (как и других малых компонентов), тогда как каймы очень похожи по своему составу. Мы предполагаем, что кристаллы экстремально магнезиального оливина были вовлечены в магму вместе с каким-то специфическим источником, например, скарнами или карбонатитами [Плечов и др., 2017], но типичное для оливина скарнов и карбонатитов повышенное содержание MnO и CaO не проявлено.

Событие смешения может быть распознано по узким пикам содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 на детальном профиле (рис. 8). Они прекрасно сохранились благодаря очень медленной диффузии трехвалентных катионов [Ito, Ganguly, 2006; Chakraborty, 2010]. Диффузия двухвалентных катионов происходит значительно быстрее и профили отражают состав оливина с промежуточными их содержаниями в переходной зоне. Зона Fo_{92-96} в зернах оливина из венанцитовых лав с необычным смешанным содержанием малых компонентов могла сформироваться диффузионным путем, если фенокристаллы имели достаточно времени для Mg-Fe диффузии.

Оливин из хромититов. Экстремально магнезиальный оливин (до $Fo_{96.3}$) был недавно описан для метаморфизованных хромититов [Митрофанов, Смолькин, 2004; Huang et al., 2014; Xiong et al., 2015; Yang et al., 2015]. Мы обнаружили экстремально магнезиальный оливин до $Fo_{96.6}$ в центральном рудном теле Рай-Из (обр. PU16/10, см. в табл. 2). Он имеет очень узкий диапазон состава по всем компонентам

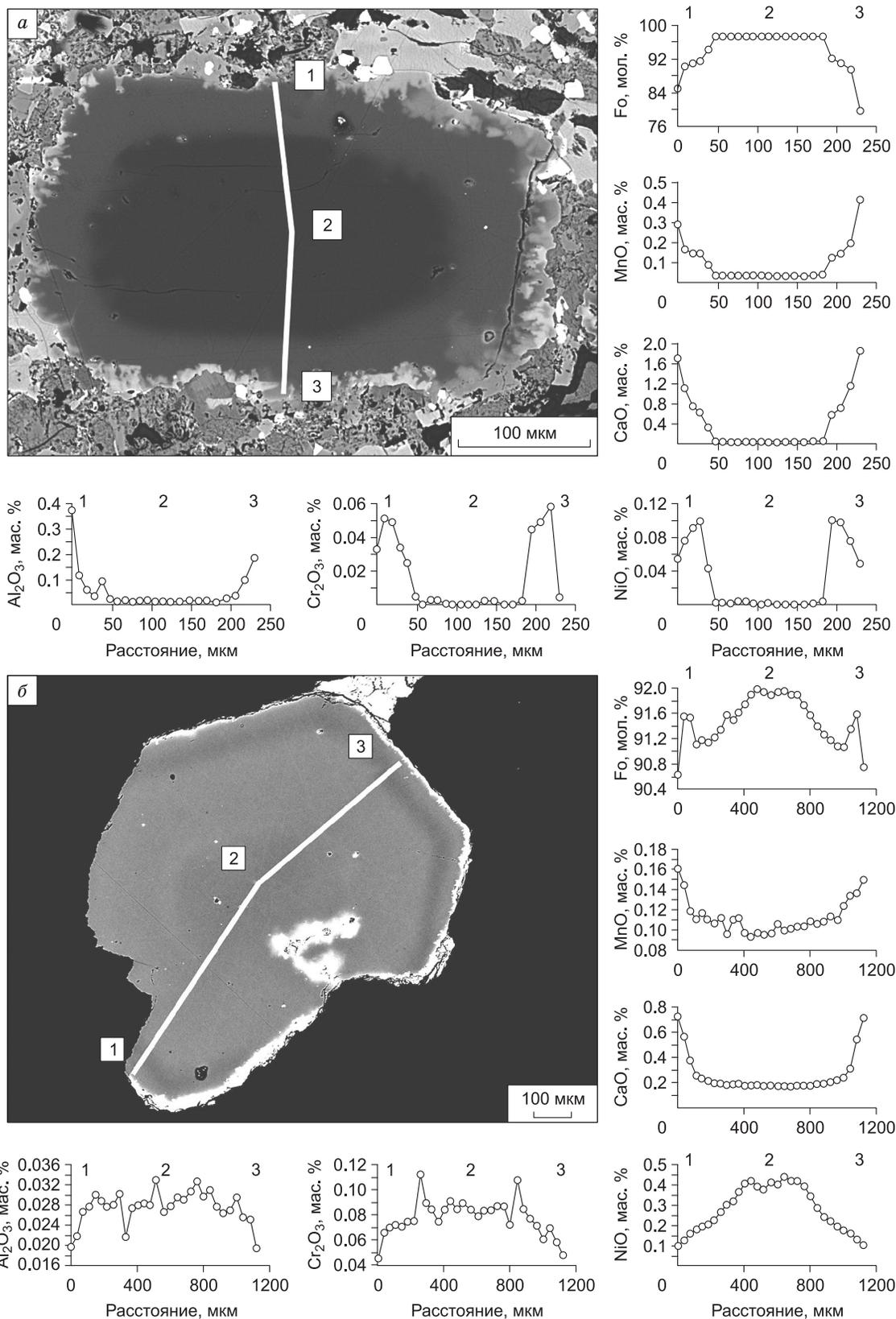
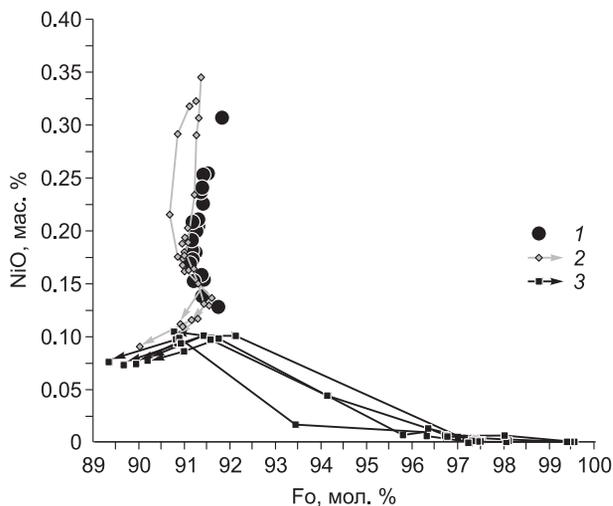


Рис. 6. Изображения в обратнорассеянных электронах и изменение химического состава вдоль профилей через фенокристаллы оливина из Сан-Венанцо, Италия.

a — кристалл оливина с ядром экстремально магнезиального состава; *б* — кристалл оливина с ядром высоконикелистого оливина (примитивный оливин). Цифры на изображениях и графиках обозначают расположение измеренных профилей.

Рис. 7. Содержание NiO в фенокристаллах оливина из венанцитов (обр. РК-14/15 и РК-14/13).

1 — состав центральных частей зерен оливина без экстремально магнезиальных ядер; 2 — изменение химического состава вдоль профилей через фенокристаллы оливина без экстремально магнезиальных ядер; 3 — изменение химического состава вдоль профилей через фенокристаллы оливина с экстремально магнезиальными ядрами. Стрелки показывают направление от центра к краевым зонам зерен.



за исключением хрома (см. табл. 2). Содержание Fo варьирует в диапазоне от 96.1 до 96.6 мол. % (Mg# = 96.9—97.5 мол. %), NiO = 0.62—0.67 мас. %, MnO = 0.04—0.05 мас. % и для других компонентов составляет менее чем 0.01 мас. %. Содержание хрома в оливине на удалении от зерен магнезиохромита гораздо ниже (0.003—0.030 мас. %), чем во включениях оливина в магнезиохромите того же образца (0.17—0.31 мас. %). Оливин и хромит частично переуравновешены при низких температурах, что подтверждается сохранившейся зональностью, отражающей перераспределение железа в пользу хромита [Huang et al., 2014]. Содержание NiO и MnO в оливине из хромитов и окружающих пород показано на рис. 9. «Обычный» оливин ($Fo_{<93}$) содержит 0.3—0.4 мас. % NiO (отвечает мантийным значениям), тогда как экзотический и экстремально магнезиальный оливин имеет повышенные содержания (до

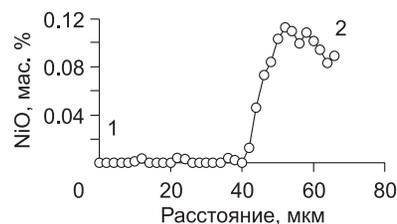
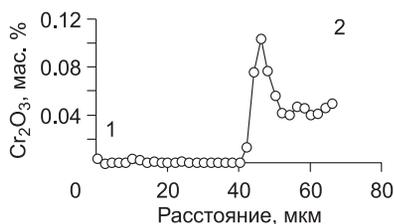
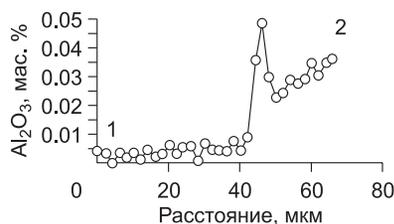
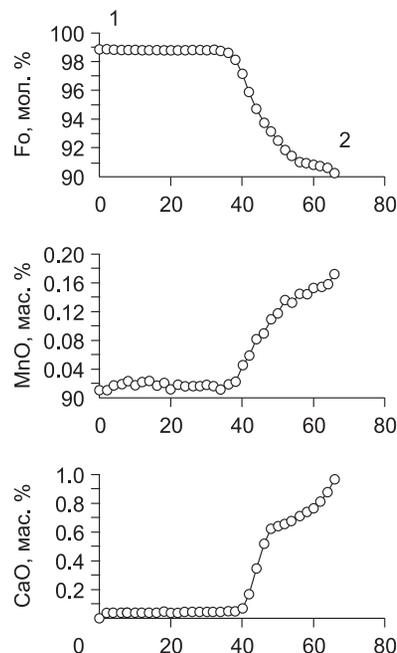
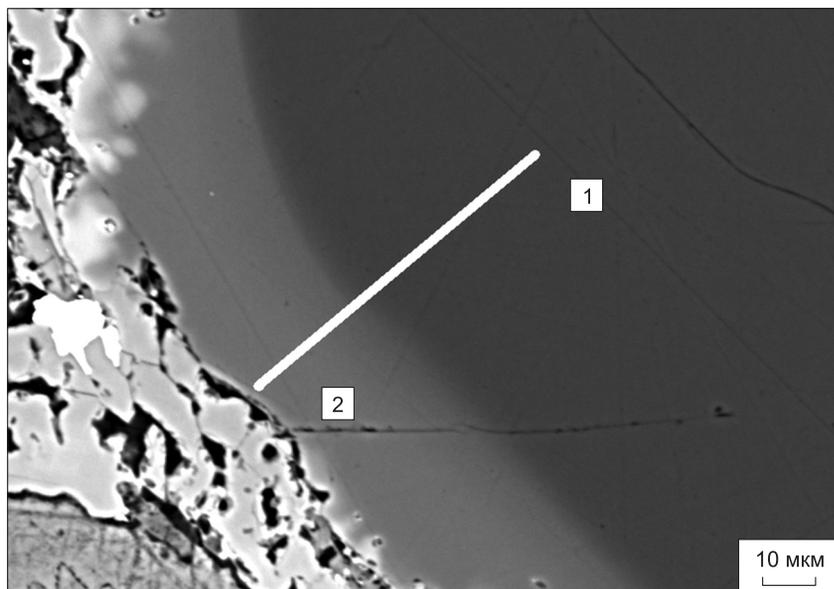


Рис. 8. Изображение в обратнорассеянных электронах и изменение химического состава вдоль профиля через фенокристалл оливина с экстремально магнезиальным ядром из венанцита Сан-Венанцо, Италия.

Цифры на изображениях и графиках обозначают расположение измеренных профилей.

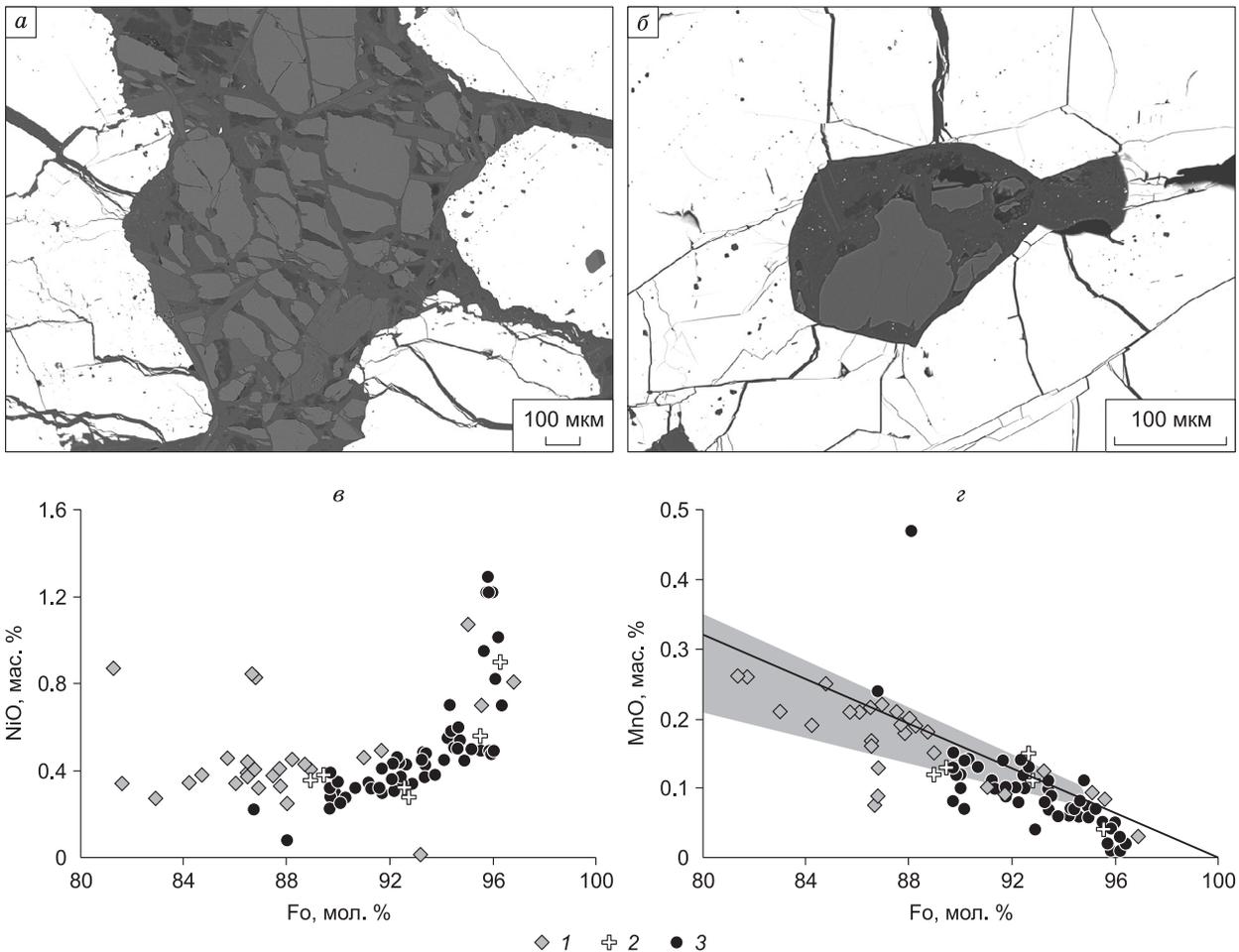


Рис. 9. Оливин из метаморфизованных хромититов и окружающих пород.

a — частично серпентинизированный экстремально магнезиальный оливин в основной массе хромититов (Центральный Рай-Из, обр. PУr16/10); *b* — реликты твердофазных включений экстремально магнезиального оливина в кристалле хромита (Центральный Рай-Из, обр. PУr16/10); *v* — содержание NiO в оливине; *z* — содержание MnO в оливине. *v* и *z* — оригинальные данные из [Митрофанов, Смолькин, 2004; Sharkov, Chistyakov, 2012; Huang et al., 2014; Xiong et al., 2015; Yang et al., 2015]. 1—3 — массивы: 1 — Монча и 2 — Рай-Из (Россия), 3 — Лоубуша (Китай).

1.3 мас. %). Содержание MnO в переуравновешенном оливине отвечает нормальному магматическому тренду или даже понижено для наиболее магнезиального оливина (см. рис. 9).

Содержание CaO в оливине низкое (менее 0.1 мас. %), что характерно для мантийных или метаморфизованных пород. Нет четкой разницы в содержании CaO между экстремально магнезиальным оливином и другими типами оливина в этих породах. Отметим, что наиболее магнезиальный оливин для трех разных массивов (см. рис. 9, *v*, Рай-Из, Монча, Лоубуша) имеет существенно различающееся содержание NiO (от 0.5 до 1.3 мас. %), тогда как содержание Fo лежит в пределах аналитической ошибки ($Fo_{95.8-96.6}$ мол. %). Мы предполагаем, что содержание Fo контролируется температурой переуравновешивания, а уровень содержания NiO зависит от стабильности богатых Ni фаз (сульфиды и сплавы) во время или до метаморфической рекристаллизации.

Мы использовали Ol-Sp термометр [Ballhaus et al., 1991], который не зависит от фугитивности кислорода для оценки

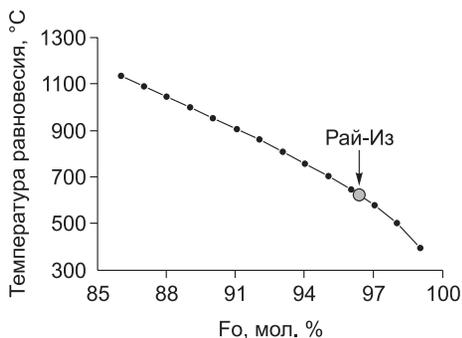


Рис. 10. Рассчитанная магнезиальность оливина в равновесии с Cr-шпинелью Рай-Из как функция температуры замораживания реакции.

Давление задано как 10 кбар. Расчет основан на уравнении оливин-шпинелевого равновесия [Ballhaus et al., 1991] (пояснения см. в тексте).

Рис. 11. Средняя магнезиальность оливина из перидотитов и подиформных хромититов Лоубуша (Китай (1), Рай-Из (2) и Монча (3) (Россия).

Магнезиальность оливина возрастает с увеличением содержания хромита в породе (пояснения см. в тексте).

магнезиальности оливина в равновесии с Cr-шпинелью при разных температурах. Другими словами, магнезиальность оливина это функция температуры и состава шпинели. Эффект давления пренебрежимо мал для наших расчетов, так как он повышает температуру равновесия примерно на 1 °С/кбар и это пренебрежимо мало в сравнении с влиянием состава вмещающего хромшпинелида. И-

спользован средний состав хромшпинелида из хромититов Рай-Из [Yang et al., 2015], для которого рассчитана магнезиальность оливина, равновесного с ним при разных температурах. Мы предполагаем, что для небольших включений оливина в хромите или для породы, где содержание оливина намного меньше, чем содержание хромита, состав хромита не должен значительно меняться при переуравновешивании, тогда как состав оливина будет контролироваться температурой (см. рис. 10).

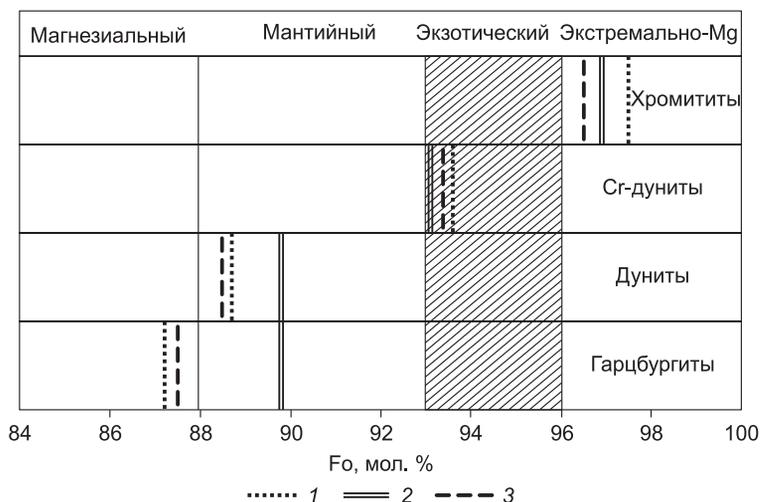
Наиболее магнезиальный оливин из хромититов Рай-Из имеет магнезиальность 96.6 и отвечает температуре переуравновешивания около 610 °С при принятом давлении 10 кбар. Обмен Mg и Fe типичен для оливина во многих хромититах, например, Лоубуша (Китай) и Монча (Кольский полуостров, Россия). Находки экстремально магнезиального оливина в хромититах имеют похожие максимальную магнезиальность и оцененные температуры переуравновешивания. Состав оливина отражает температуру замораживания реакции обмена Mg-Fe во время эксгумации ультраосновных массивов и теоретически зависит от геотермического градиента и скорости эксгумации.

Подиформные хромититы геологически окружены метаморфизованными перидотитами. Обычно богатые хромитом тела включены в дунитовые оболочки, которые залегают среди гарцбургитов и других типов перидотитов. Содержание хромита постепенно нарастает от гарцбургитов через дуниты и рассеянные руды к массивным хромититам. Среднее содержание Fo в оливине гарцбургитов и бедных хромитом дунитов не превышает 90 мол. %, т. е. отвечает обычным мантийным значениям (рис. 11). Богатые хромитом дуниты (или рассеянные руды) содержат экзотический оливин со средней магнезиальностью около 93.1—93.6 мол. %. Экстремально магнезиальный оливин (магнезиальность в среднем 96.5—97.5 мол. %) был описан только в массивных хромититах, где хромит доминирует по отношению к остальным минералам.

ДИСКУССИЯ

Кроме рассмотренных выше окисленных пород, скарнов, карбонатитов и хромититов появление оливина с Fo > 93 описано в кимберлитах, коматититах и бонинитах, а также при процессах десерпентинизации. У авторов нет собственного материала для исследования и эти находки описаны по литературным данным.

Десерпентинизация — это метаморфический процесс, приводящий к образованию высокомагнезиального оливина из серпентина [Vance, Dungan, 1977; Nozaka, 2003; Khedr, Arai, 2012]. Частичное окисление железа в процессе серпентинизации концентрирует его в магнетите, тогда как серпентин обычно почти полностью безжелезистый. Проградный и контактный метаморфизм серпентинизированных перидотитов при 500—600 °С образует новый оливин с низким содержанием железа. Подобные десерпентинизированные перидотиты могут быть легко распознаны по черному цвету на выветрелых поверхностях благодаря большому объему магнетита [Vance, Dungan, 1977]. Содержание форстерита в таком оливине обычно не превышает 93 мол. %. Экзотический и экстремально магнезиальный оливин описан для экзоконтактовых зон интрузий гранитоидов в ультраосновные породы в Японии [Nozaka, 2003; Khedr, Arai, 2012] и для зоны регионального метаморфизма северной части Каскадных гор [Vance, Dungan, 1977]. Экстремально магнезиальный оливин содержит множество включений непрозрачных минералов (по-видимому, магнетита).



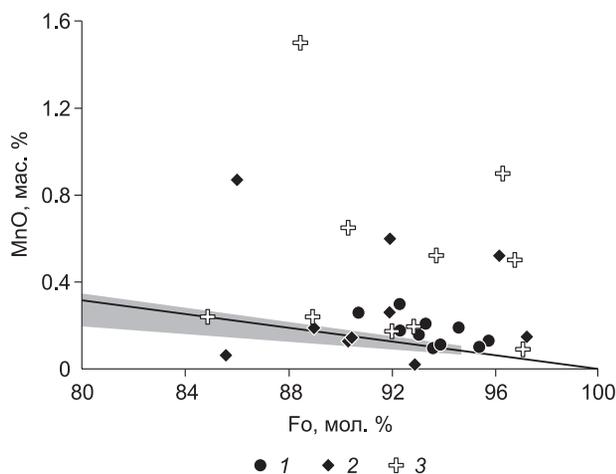


Рис. 12. Содержание MnO в оливине из десерпентинизированных ультраосновных пород.

Серая область и линия построены как на рис. 2, в. 1–3 — массивы: 1 — Хапто-Уан и 2 — Чугоку (Япония), 3 — Даррингтон (США).

Содержание малых компонентов в оливине, возникшем при десерпентинизации, схоже с окисленным оливином, рассмотренным выше. Экзотический и экстремально магнезиальный оливин имеет повышенное содержание MnO (до 0.5–0.6 мас. %) в сравнении с трендом «обычного» оливина (см. рис. 12). Содержание NiO в экзотическом оливине 0.01–0.4 и 0.01–0.3 мас. % в экстремально магнезиальном. Значительные вариации содержания NiO

в оливине объясняются существованием богатых Ni минералов (хизлевудит, пентландит и др.) [Khedr, Arai, 2012]. Содержание CaO варьирует от 0 до 0.05 мас. % для экзотического оливина и от 0.01 до 0.13 мас. % для экстремально магнезиального.

Экзотический оливин в кимберлитах. Сложная зональность кристаллов оливина описана в деталях для многих кимберлитов [Fedortchouk, Canil, 2004; Kamenetsky et al., 2008; Patterson et al., 2009; Sobolev et al., 2009; Brett et al., 2015; Bussweiler et al., 2015; Соболев и др., 2015]. Экстремально магнезиальный оливин пока еще не был описан для кимберлитов, но зоны экзотического состава иногда встречаются среди разных типов кристаллов этого минерала.

Наиболее магнезиальный оливин с $Mg\# = 97.3$ мол. % и содержанием $Fo = 95.7$ мол. % был описан для тр. Лесли (Канада) [Fedortchouk, Canil, 2004]. Он имеет низкое содержание NiO (0.04–0.09 мас. %), высокое содержание MnO (0.24–0.41 мас. %) и очень высокое содержание CaO (0.91–1.10 мас. %). Зоны оливина с $Mg\#$ до 98 мол. % были снова недавно описаны для кимберлитовой тр. Лесли [Bussweiler et al., 2015, fig. 2, c; 9]). Анализы не опубликованы, но авторы отмечают низкое (< 0.1 мас. %) содержание NiO, высокое содержание MnO и CaO (до 0.3 и 3 мас. % соответственно). Один кристалл оливина из кимберлитового поля Фокстрот (Канада) [Patterson et al., 2009] имеет $Mg\# = 96.5$ мол. % ($Fo_{95.1}$) и похожее содержание (мас. %) малых компонентов (NiO — 0.15, MnO — 0.19 и CaO — 0.87).

Мы согласны с ранее предложенной интерпретацией зон оливина экзотического состава как отражения низкотемпературного взаимодействия с богатой карбонатом матрицей [Fedortchouk, Canil, 2004]. Окисленное состояние также является очень важным параметром для поведения железа, так как вхождение Fe^{3+} в структуру оливина очень ограничено. Окисление оливина *in situ* [Bussweiler et al., 2015], аналогичное «черному оливину», маловероятно в этом случае, так как в нем нет специфической текстуры с рудными минералами.

Модель фракционной кристаллизации с переувариванием была предложена для объяснения кайм экзотического оливина в кимберлитах [Pilbeam et al., 2013]. Эта модель предполагает растворение ортопироксена в недосыщенном кремнеземом расплаве с одновременным ростом оливина. Новый оливин должен быть более магнезиальным и менее богатым NiO. Ca и Mn не включены в данную модель из-за того, что их коэффициенты разделения слишком мало изучены [Pilbeam et al., 2013]. Этот механизм может объяснить некоторые скачки в составе оливина, но магнезиальность оливина не может быть больше 98 мол. %, даже если новый оливин будет кристаллизоваться из чисто ортопироксенового расплава с магнезиальностью 92.5 мол. %. Привнос ортопироксена в реальных условиях явно меньше и это накладывает ограничения на магнезиальность оливина в условиях отсутствия экстракции железа из системы. Таким образом, эта модель позволяет воспроизвести каймы экзотического оливина в кимберлитах, но не может объяснить экстремально магнезиальный оливин в карбонатитах и карбонатно-силикатных породах, где $Mg\#$ достигает 98–99 мол. %.

Сульфидный расплав играет важную роль в эволюции как кимберлитов, так и карбонатно-силикатных магм [Giuliani et al., 2013]. Возможный способ эффективной экстракции железа и никеля — переувлажнение с сульфидной фазой, так как эти элементы предпочитают сульфидную фазу силикатной при любых условиях [Li, Audétat, 2015]. Марганец имеет коэффициент разделения, близкий к 1. Данные для кальция отсутствуют, но очевидно, что кальций является некогерентным элементом по отношению к сульфидной фазе. Если ее содержание в системе значимое, но не очень большое, оно не будет сильно влиять на содержание MnO и CaO в оливине.

Мы рассмотрели несколько возможных механизмов увеличения магнезиальности оливина, но ни один из них не может привести к образованию экстремально магнезиального оливина в кимберлитах.

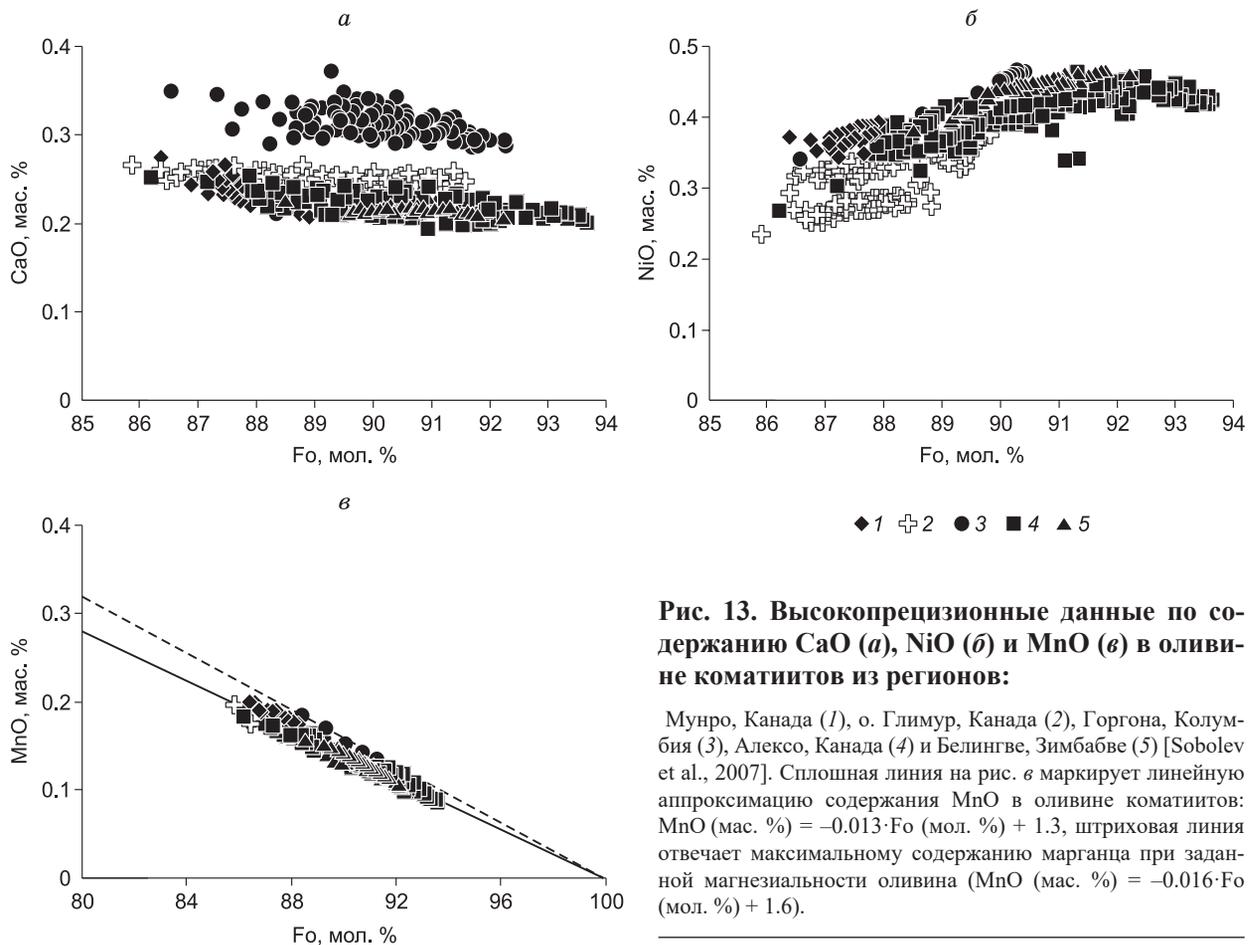


Рис. 13. Высокоточные данные по содержанию CaO (а), NiO (б) и MnO (в) в оливине коматиитов из регионов:

Мунро, Канада (1), о. Глимур, Канада (2), Горгона, Колумбия (3), Алексо, Канада (4) и Белингве, Зимбабве (5) [Sobolev et al., 2007]. Сплошная линия на рис. в маркирует линейную аппроксимацию содержания MnO в оливине коматиитов: $MnO \text{ (мас. \%)} = -0.013 \cdot Fo \text{ (мол. \%)} + 1.3$, штриховая линия отвечает максимальному содержанию марганца при заданной магнезиальности оливина ($MnO \text{ (мас. \%)} = -0.016 \cdot Fo \text{ (мол. \%)} + 1.6$).

Отметим, что экстремально магнезиальный оливин в кимберлитах не описан, а экзотический по составу оливин также довольно редок. Требуются более детальные профили с высокоточными анализами через подобные зоны для того, чтобы выделить наиболее вероятный механизм их образования в кимберлитовой магме.

Экзотический оливин в коматиитах и бонинитах. Обзор [Sobolev et al., 2007a] содержит более чем 1200 высокоточных анализов ядер фенокристаллов оливина для различных коматиитовых комплексов (рис. 13). Большинство из них попадают в область примитивного оливина (Fo_{88-93}). Оливин коматиитов имеет содержание CaO на уровне других магматических пород (0.20—0.25 мас. % для докембрийских и 0.29—0.35 мас. % для коматиитов о. Горгона (Колумбия)). Содержание NiO составляет более 0.25 мас. % для всех анализов оливина и лежит в пределах 0.35—0.45 мас. % для примитивного оливина. Содержание MnO проявляет очень хорошую негативную корреляцию с содержанием Fo и подчеркивает высокую прецизионность анализов. Другие измеренные малые компоненты (Cr_2O_3 , Al_2O_3 , CoO) также отвечают типичным значениям для примитивного оливина.

Только несколько анализов оливина коматиитов Алексо (Канада) имеют содержание Fo более 93 мол. % и негативную корреляцию содержания NiO и Fo. Подобная негативная корреляция или близкое к постоянному содержанию NiO в диапазоне $Fo_{>91-91.5}$ не типичны для магматического оливина. Коэффициент разделения Ni между оливином и расплавом (Kd_{Ni}) сильно зависит от магнезиальности оливина и такой «никелевый хвост» может быть объяснен повышением Kd_{Ni} в ходе очень раннего фракционирования [Herzberg et al., 2013], когда Ni может иметь умеренно совместимое поведение. С другой стороны, «никелевый хвост» может быть воспроизведен путем относительно малой степени переуравновешивания оливина с хромшпинелидом (увеличение магнезиальности при постоянном Ni) и/или с сульфидом (уменьшение содержания Ni). Все кристаллы оливина с $Fo_{>93}$ встречены в образцах коматиитовых кумулятов [Sobolev et al., 2007a], которые имеют повышенное содержание хромшпинелида и небольшая степень постмагматического переуравновешивания выглядит правдоподобной. Детальное изучение зональности по малым компонентам в подобном экзотическом оливине коматиитов может помочь в определении конкретного способа формирования оливина экзотического состава. Наши представления о примитивных расплавах и степени мантийного плавления при образовании коматиитов могут существенно измениться в случае постмагматической природы наиболее магнезиального оливина.

Фенокристаллы оливина в бонинитах имеют магнезиальность до 94.7 мол. % ($\text{Fo}_{93.9}$) и содержат равновесные с ним первичные расплавные включения (Л. Данюшевский, устное сообщение). Это является серьезным аргументом в пользу их магматической природы. Оливин с $\text{Fo}_{>93}$ содержит 0.05 мас. % CaO, 0.05—0.15 мас. % MnO, 0.2—0.5 мас. % Cr_2O_3 . NiO в этом оливине варьирует в широком диапазоне от 0.05 до 0.30 мас. % и негативная корреляция содержания NiO и Fo («никелевый хвост») не выражена. Отметим, что содержание NiO для этого оливина проявляет негативную корреляцию относительно содержания CaO, что наблюдается также для трендов состава «черного оливина». Таким образом, два аргумента могут свидетельствовать о немагматической природе экзотического оливина бонинитов: 1) необычно низкое содержание CaO; 2) негативная корреляция между содержанием CaO и NiO в очень узком диапазоне магнезиальности оливина. Возможно, эти кристаллы представляют собой перекристаллизованные реликты окисленного ранее оливина. Он мог быть частично растворен в расплаве и расплавные включения могли быть заключены в каналах растворения. Детальное картирование и профилирование данных кристаллов по содержанию малых компонентов могут помочь в решении вопроса о чисто магматической или комплексной природе экзотического оливина бонинитов.

Температура образования экстремально магнезиального оливина. Выше мы описали все собранные находки экстремально магнезиального оливина в магматических породах, а также из скарнов и кальцифиров. Температуры менее 650 °C [Blondes et al., 2012] и 400—500 °C [Del Moro et al., 2013] приводятся для механизма окисления оливина («черный оливин»). Температура окисления оливина в фумаролах влк. Толбачик не превышает 500—600 °C. Опубликованные оценки условий десерпентинизации также отвечают примерно 500—600 °C. Расчетная температура формирования экстремально магнезиального оливина из хромититов Рай-Из 625—650 °C (данная работа). Чуть более высокая оценка температуры образования (800—840 °C) была опубликована для хромититов Лоубуша [Huang et al., 2014].

Мы не проводили прямых оценок температуры образования экстремально-магнезиального оливина в карбонатно-силикатных магматических породах, так как в этом оливине отсутствуют твердофазные или расплавные включения. Если предположить, что содержание алюминия в оливине пропорционально температуре [Coogan et al., 2014], то для экстремально магнезиальных ядер температура должна быть значительно ниже, чем для кайм (см. рис. 6, 8). Карбонатные жидкости могут существовать при температуре намного ниже, чем 1000 °C, и этот этап может отвечать за образование экстремально магнезиального оливина.

Типичной чертой большинства проявлений экстремально магнезиального оливина в магматических породах является перекристаллизация или переуравновешивание оливина при низкой температуре. Температура и окислительно-восстановительные условия контролируют состав оливина, как это показано для окисленных пород и хромититов. Чем ниже будет температура перекристаллизации, тем более магнезиальный оливин будет образован. Этот вывод вступает в противоречие с распространенным мнением относительно сильной положительной корреляции между температурой и магнезиальностью оливина в магматических породах. Изучение содержания малых компонентов вместе с сохранившейся зональностью кристаллов оливина принципиально важно для распознавания низкотемпературных процессов образования или изменения оливина и позволит избежать существенных ошибок при интерпретации результатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Экстремально магнезиальный оливин ($\text{Fo}_{>96}$) в магматических породах описан как результат локальных процессов окисления, субсолидусного переуравновешивания с другими минералами или взаимодействия с карбонатным расплавом/флюидом. В тех случаях, когда было возможно определить температуру формирования экстремально магнезиального оливина, ее значения лежат в диапазоне 400—840 °C. Низкотемпературные процессы преобразования оливина часто отражаются в текстурных признаках (ламелли гематита, обилие включений рудных минералов) и аномальном содержании малых компонентов (Mn, Ni, Ca). Эти процессы могут быть легко распознаны в каждом случае путем детальных петрографических исследований и прецизионных анализов содержания малых компонентов.

Для магматических пород и мантийных перидотитов характерен оливин $\text{Fo}_{<93}$. Редкие зерна и отдельные зоны экзотического состава (Fo_{93-96}) внутри зерен оливина в кимберлитах, комагматитах и некоторых других породах могут формироваться за счет тех же процессов, что и экстремально магнезиальный оливин, но проявленных в меньшей степени. Возможен захват магмой ксенокристаллов экстремально магнезиального оливина с последующим частичным переуравновешиванием в высокотемпературных условиях. Экстремально магнезиальный оливин ($\text{Fo}_{>96}$) встречен в магматических породах только как результат окисления или низкотемпературного (400—840 °C) переуравновешивания с несилкатными (карбонатными, оксидными, сульфидными) фазами.

Авторы благодарны В.С. Антипину, Л.В. Данюшевскому, М.И. Кузьмину и С.З. Смирнову за плодотворное обсуждение статьи и конструктивные рецензии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-35-60113) с использованием оборудования, приобретенного за счет средств программы развития Московского университета.

ЛИТЕРАТУРА

Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты, Кольский НЦ РАН, 2004, 177 с.

Панина Л.И., Стоппа Ф., Усольцева Л.М. Генезис мелилититовых пород вулкана Пиан-ди-Челле по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, Центральная Италия) // *Петрология*, 2003, т. 11, № 4, с. 405—424.

Плечов П.Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия: Автореф. ... д. г.-м. н., М., 2008, 45 с.

Плечов П.Ю., Некрылов Н.А., Щербаков В.Д., Тихонова М.С. Экстремально магнезиальные оливины из венанцитовых лав Пиан-ди-Челле (Италия) // *ДАН*, 2017, т. 474, № 3, с. 331—335.

Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (1—2), с. 337—360.

Старикова А.Е. Минералогия метасоматических пород Тажеранского массива (Западное Прибайкалье). Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 2013, 17 с.

Шертл Г.-П., Нойзер Р.Д., Логвинова А.М., Вирт Р., Соболев Н.В. Католюминесцентная микроскопия известково-силикатных пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива: что мы можем узнать нового о силикатах, углеродсодержащих минералах и алмазах? // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (1—2), с. 133—148.

Arai S. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1994, v. 59, № 4, p. 279—293.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 107, № 1, p. 27—40.

Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W., Page F.Z., Kita N.T. Generation of forsteritic olivine (Fo_{99.8}) by subsolidus oxidation in basaltic flows // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, № 5, p. 971—984.

Boudier F. Olivine xenocrysts in picritic magmas // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 109, № 1, p. 114—123.

Brett R.C., Russell J.K., Andrews G.D.M., Jones T.J. The ascent of kimberlite: Insights from olivine // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, v. 424, p. 119—131.

Bussweiler Y., Foley S.F., Prelević D., Jacob D.E. The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Lithos*, 2015, v. 220, p. 238—252.

Carmichael I.S.E., Lange R.A., Luhr J.F. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: A consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 124, № 3, p. 302—333.

Chakraborty S. Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite // *Rev. Miner. Geochem.*, 2010, v. 72, № 1, p. 603—639.

Condie K.C. Earth as an evolving planetary system. Academic Press, 2015, 430 p.

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.*, 2014, v. 368, p. 1—10.

Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Soboлев A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chem. Geol.*, 2002, v. 183, p. 5—24.

Del Moro S., Renzulli A., Landi P., La Felice S., Rosi M. Unusual lapilli tuff ejecta erupted at Stromboli during the 15 March 2007 explosion shed light on the nature and thermal state of rocks forming the crater system of the volcano // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013, v. 254, p. 37—52.

Di Rocco T., Freda C., Gaeta M., Mollo S., Dallai L. Magma chambers emplaced in carbonate substrate: Petrogenesis of skarn and cumulate rocks and implications for CO₂ degassing in volcanic areas // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, p. 2307—2332.

Erdmann S., Scaillet B., Martel C., Cadoux A. Characteristic textures of recrystallized, peritectic, and primary magmatic olivine in experimental samples and natural volcanic rock // *J. Petrol.*, 2014, v. 55, p. 2377—2402.

- Fedortchouk Y., Canil D.** Intensive variables in kimberlite magmas, Lac de Gras, Canada and implications for diamond survival // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1725—1745.
- Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E.** Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 363, p. 181—191.
- Ford C.E., Russell D.G., Groven J.A., Fisk M.R.** Distribution coefficients of Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} and Mn^{2+} between olivine and melt // *J. Petrol.*, 1983, v. 24, p. 256—265.
- Fulignati P., Marianelli P., Santacroce R., Sbrana A.** The skarn shell of the 1944 Vesuvius magma chamber. Genesis and PTX conditions from melt and fluid inclusion data // *Eur. J. Miner.*, 2000, v. 12, p. 1025—1039.
- Fulignati P., Panichi C., Sbrana A., Caliro S., Gioncada A., Moro A.D.** Skarn formation at the walls of the 79AD magma chamber of Vesuvius (Italy): Mineralogical and isotopic constraints // *J. Miner. Geochem.*, 2005, v. 181, № 1, p. 53—66.
- Garcia M.O., Pietruszka A.J., Rhodes J.M., Swanson K.** Magmatic processes during the prolonged Pu'u "O"o eruption of Kilauea Volcano, Hawaii // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 967—990.
- Giuliani A., Kamenetsky V.S., Kendrick M.A., Phillips D., Wyatt B.A., Maas R.** Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // *Chem. Geol.*, 2013, v. 353, p. 4—18.
- Grove T.L., Parman S.W.** Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 219, p. 173—187.
- Guzmics T., Mitchell R.H., Szabó C., Berkesi M., Milke R., Abart R.** Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania: Melt evolution and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 177—196.
- Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshner C.M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D.** Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2007, v. 8, № 2.
- Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D., Vidito C., Jackson M.G., Geist D.** Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary // *Nature*, 2013, v. 493, p. 393—398.
- Huang M.-X., Yang J.-J., Powell R., Mo X.** High-pressure metamorphism of serpentized chromitite at Luobusha (southern Tibet) // *Amer. J. Sci.*, 2014, v. 314, № 1, p. 400—433.
- Hughes C.J.** *Igneous petrology.* Elsevier Scientific Pub. Co., 1982, 551 p.
- Ishimaru S., Arai S.** Peculiar Mg-Ca-Si metasomatism along a shear zone within the mantle wedge: Inference from fine-grained xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 703—720.
- Ito M., Ganguly J.** Diffusion kinetics of Cr in olivine and ^{53}Mn - ^{53}Cr thermochronology of early solar system objects // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, № 3, p. 799—809.
- Jurewicz A.J.G., Watson E.B.** Cations in olivine, Part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 176—185.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V.** Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, p. 823—839.
- Keiding J.K., Trumbull R.B., Veksler I.V., Jerram D.A.** On the significance of ultra-magnesian olivines in basaltic rocks // *Geology*, 2011, v. 39, p. 1095—1098.
- Khedr M.Z., Arai S.** Petrology and geochemistry of prograde deserpentinized peridotites from Happono, Japan: Evidence of element mobility during deserpentinization // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 43, № 1, p. 150—163.
- Li Y., Audétat A.** Effects of temperature, silicate melt composition, and oxygen fugacity on the partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and silicate melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2015, v. 162, p. 25—45.
- Libourel G.** Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: Implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 136, p. 63—80.
- Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T., Bickle M.J.** Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites // *Lithos*, 1993, v. 30, p. 291—307.
- Nozaka T.** Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan // *Amer. Miner.*, 2003, v. 88, № 8—9, p. 1377—1384.
- Patterson M., Francis D., McCandless T.** Kimberlites: Magmas or mixtures ? // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 191—200.

Pilbeam L.H., Nielsen T.F.D., Waight T.E. Digestion fractional crystallization (DFC): an important process in the genesis of kimberlites. Evidence from olivine in the Majuagaa kimberlite, southern West Greenland // *J. Petrol.*, 2013, v. 54, p. 1399—1425.

Rosatelli G., Stoppa F., Jones A.P. Intrusive calcite-carbonatite occurrence from Mt. Vulture volcano, southern Italy // *Miner. Mag.*, 2000, v. 64, № 4, p. 615—624.

Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafite-ultramafite massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // *Petrology*, 2012, v. 20, № 7, p. 607—639.

Sigurdsson H., Brown G.M. An unusual enstatite-forsterite basalt from Kolbeinsey Island, North of Iceland // *J. Petrol.*, 1970, v. 11, № 2, p. 205—220.

Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.*, 1970, v. 78, № 3, p. 304—325.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, № 5, p. 1183—1211.

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., Krivolutsкая 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*, 2007a, v. 316, № 5823, p. 412—417.

Sobolev N.V., Schertl H.-P., Neuser R.D., Shatsky V.S. Relict unusually low iron pyrope-grossular garnets in UHPM calc-silicate rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Int. Geol. Rev.*, 2007b, v. 49, № 8, p. 717—731.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 701—713.

Treiman A.H., Essene E.J. A periclase-dolomite-calcite carbonatite from the Oka complex, Quebec, and its calculated volatile composition // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 85, № 2, p. 149—157.

Vance J.A., Dungan M.A. Formation of peridotites by deserpentinization in the Darrington and Sultan areas, Cascade Mountains, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, № 10, p. 1497—1508.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Konnikov E.G., Bru G.E., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, № 10, p. 2049—2074.

Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Xu X., Liu Z., Li Y., Li J., Chen S. Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, № 2, p. 525—542.

Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck, M., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, № 2, p. 459—485.

*Поступила в редакцию
15 февраля 2018 г.*