

ПЕРИДОТИТЫ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС: СВИДЕТЕЛЬСТВО ПЛАВЛЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ МАНТИИ ВБЛИЗИ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ

В.Г. Батанова^{1,2}, З.Е. Лясковская², Г.Н. Савельева³, А.В. Соболев^{1,2}

¹ Univ. Grenoble Alpes, ISTERre, F-38041 Grenoble, France

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 37, Россия,

³ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Перидотитовый комплекс офиолитов п-ова Камчатский Мыс включает шпинелевые лерцолиты, клинопироксеносодержащие гарцбургиты и гарцбургиты.

Установлены закономерные ковариации составов оливина, хромшпинели и клинопироксена, характерные для перидотитов, образованных при различных степенях плавления от 8 до более 22 %. Состав клинопироксена перидотитов Камчатского Мыса отличается от такового и в абиссальных, и в надсубдукционных мантийных комплексах: по сравнению с абиссальными перидотитами клинопироксен лерцолитов обеднен легкими редкоземельными элементами. Клинопироксен из гарцбургитов имеет крайне низкое содержание легких РЗЭ и стронция, что отличает его от клинопироксена надсубдукционных перидотитов. На основании этих характеристик сделано предположение о том, что экстремальное обеднение мантийных пород базальтовым компонентом осуществлялось в сегменте срединного хребта, расположенного вблизи «горячей» точки, возможно, Протогавайского плюма, которая инициировала повышенные степени плавления конвектирующей мантии — источника базальтов срединно-океанических хребтов.

Офиолиты, лерцолит, гарцбургит, клинопироксен, Камчатка, Протогавайский мантийный плюм.

PERIDOTITES FROM THE KAMCHATSKY MYS: EVIDENCE OF OCEANIC MANTLE MELTING NEAR A HOTSPOT

V.G. Batanova, Z.E. Lyaskovskaya, G.N. Savelieva, and A.V. Sobolev

A suite of mantle peridotites sampled in the Kamchatsky Mys includes spinel lherzolite, clinopyroxene-bearing harzburgite, and harzburgite. Mineral chemistry of olivine, chromian spinel, and clinopyroxene show strongly correlated element patterns typical of peridotite formed by 8% to more than 22% partial melting. Clinopyroxene in the Kamchatka peridotites is compositionally different from that of both abyssal and suprasubduction varieties: Clinopyroxene in lherzolite is depleted in LREE relative to abyssal peridotite and that in harzburgite has very low LREE and Sr unlike the subduction-related counterpart. These composition features indicate that the rocks ultra-depleted in basaltic components originated in the vicinity of a hotspot, possibly, proto-Hawaiian plume, which provided high temperature and melting degree of the MORB source mantle at mid-ocean ridge.

Kamchatka, ophiolite, lherzolite, harzburgite, clinopyroxene, proto-Hawaiian mantle plume

ВВЕДЕНИЕ

Мантийные перидотиты офиолитовой ассоциации представляют собой тугоплавкий остаток от выплавления базальтового вещества и несут информацию о процессах плавления и миграции расплавов в верхней мантии Земли. Знания о геодинамической обстановке формирования офиолитов и условиях подъема мантийного вещества в литосферу были значительно уточнены и расширены в последние десятилетия [Dick, 1989; Dick, Natland, 1995; Seyler et al., 2000; Dilek, Furnce, 2011]. При этом сохраняется предположение, что в результате прогрессивной экстракции базальтового компонента, декомпрессионное плавление под центрами спрединга приводит к образованию мантийной колонны, стратифицированной по составу [McKenzie, 1984; Nicolas, 1986]. В офиолитах складчатых поясов перидотитовые разрезы сильно нарушены тектонически и содержат только отдельные части мантийной колонны. Нередко устанавливается полихронное формирование отдельных офиолитовых комплексов, завершившееся в надсубдукционной обстановке — в преддуговых или задуговых бассейнах [Dilek, 2003; Савельева и др., 2008, 2013; Батанова, Савельева, 2009; Batanova et al., 2011; Мехоношин и др., 2013]. В таких случаях ранние процессы плавления мантийного вещества и экстракции расплава оказываются затухеванными поздними, происходившими в надсубдукционной обстановке. Поэтому расшифровка процессов, в которых формировались мантийные перидотиты, является довольно трудоемкой и требует детальных полевых и геохимических исследований.

В этой работе мы сообщаем первые данные детального петрографического картирования, исследования состава минералов и содержаний элементов-примесей в клинопироксенах из мантийных перидотитов комплекса горы Солдатская, офиолитов Камчатского Мыса. Находка лерцолитов среди мантийных перидотитов массива горы Солдатская на п-ове Камчатский Мыс и результаты высокоточных анализов их минералогического и геохимического составов дают основание для новой трактовки геодинамической обстановки формирования мантийных респитов. Структурная позиция перидотитовых массивов Восточной Камчатки, обнаженных напротив современного Курило-Камчатского желоба (на восточном побережье Камчатки), делает эти объекты уникальными для реконструкции условий их формирования.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вдоль восточного побережья Камчатки ультраосновные породы и габброиды слагают сложнодеформированные тектонические пластины среди островодужных комплексов мелового и палеогенового возрастов [Бояринова и др., 1999; Осипенко, Крылов, 2001; Ланда и др., 2002; Цуканов и др., 2004; Портнягин и др., 2005; Хотин, Шапиро, 2006; Лучицкая и др., 2006]. Наиболее крупные массивы ультраосновных пород обнажены на полуостровах Камчатский Мыс и Кроноцкий. Комплексы пород южной части п-ова Камчатский Мыс, включающие ассоциацию респитовых перидотитов, кумулятивных оливин-пироксеновых пород, габброидов, долеритовых даек и кремнисто-вулканогенных отложений и лав (смагинская свита) отождествляются с офиолитами, но геотектонические условия их формирования остаются дискуссионными.

Перидотиты рассматриваются либо как составляющие аккреционной призмы, формировавшиеся в задуговых, интрадуговых бассейнах или островодужных обстановках [Хотин, 2006; Цуканов, Сколотнев, 2009], либо как фрагменты мантии срединно-океанических хребтов, испытавшие повторное плавление над зоной субдукции [Осипенко, Крылов, 2001]. Возраст формирования офиолитов датируется по радиоляриям в кремнисто-вулканогенных отложениях смагинской свиты, пространственно ассоциирующей с перидотитами и габброидами, как альб-сеноманский (93—112 млн лет) [Зинкевич и др., 1985; Бояринова и др., 1999].

По данным М.В. Портнягина с соавторами [Портнягин и др., 2005; Portnyuagin et al., 2008, 2009], базальты и кремнисто-вулканогенные отложения смагинской свиты, входящие в состав офиолитовой ассоциации вместе с перидотитами, формировались под влиянием плюма в аномальном сегменте рифта Тихого океана.

Массив горы Солдатская (Камчатский Мыс) сложен тектоническими пластинами перидотитов, наклоненными в основном на запад под углами от 30 до 80°. Общая площадь массива составляет около 70 км², глубина эрозионного вреза, вскрывающего перидотиты в долине р. Белая, достигает 800 м. Мощная зона серпентинитового меланжа с западным падением подстилает массив, отделяя его с востока от меловых тефроидов (пикежская свита), известково-кремнистых осадков и лав (смагинская свита) [Бояринова и др., 1999; Хотин, 2006]. При детальном петрографическом картировании перидотитов в 2008 г. нами установлено, что среди шпинелевых гарцбургитов на северном и северо-восточном отроге горы Солдатская, на площади примерно 3.5 × 0.6 км обнажены шпинелевые лерцолиты (рис. 1). Переходы между шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами постепенные и происходят на протяжении первых сотен метров. В качестве переходных разновидностей выделены гарцбургиты, содержание клинопироксена в которых составляет 2—5 об. %.

Гарцбургиты и лерцолиты неравномерно серпентинизированы с участками совершенно свежих пород. Дуниты образуют жилы и протяженные линзы-полосы, чередующиеся с гарцбургитами на правом борту долины р. Белая. Тела дунитов ориентированы в северо-западном направлении, с падением по азимуту 60—70° под углом 50—80°. По краям дунитовых тел развиты оторочки и гнезда клинопироксена. В лерцолитах обнаружены несколько тонких (1—2 см) прожилков, существенно обогащенных (до 90 %) клинопироксеном. Петроструктура перидотитов и дунитов меняется от грубозернистой протогранулярной до неравномерно-зернистой порфирокластической с участками, где видна четкая линейно-плоскостная ориентировка минералов. Остаточные высокотемпературные деформации представлены полосами излома в оливинах, зубчатой миграцией границ зерен и скоплениями необласт. Акцессорная хромшпинель образует ксеноморфные зерна и в гарцбургитах. В лерцолитах обнаружены симплектитовые сростки хромшпинели с клино- и ортопироксеном по краям его зерен. Такие сростки часто рассматриваются как свидетельство распада граната при декомпрессии пород в результате субсолидусной реакции: оливин + гранат = клинопироксен + ортопироксен + хромшпинель [Medaris et al., 1997].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение состава минералов мантийных перидотитов проводилось в прозрачно-полированных шлифах и минеральных фракциях на микроанализаторах Cameca SX100 (ГЕОХИ РАН) и JEOL JXA

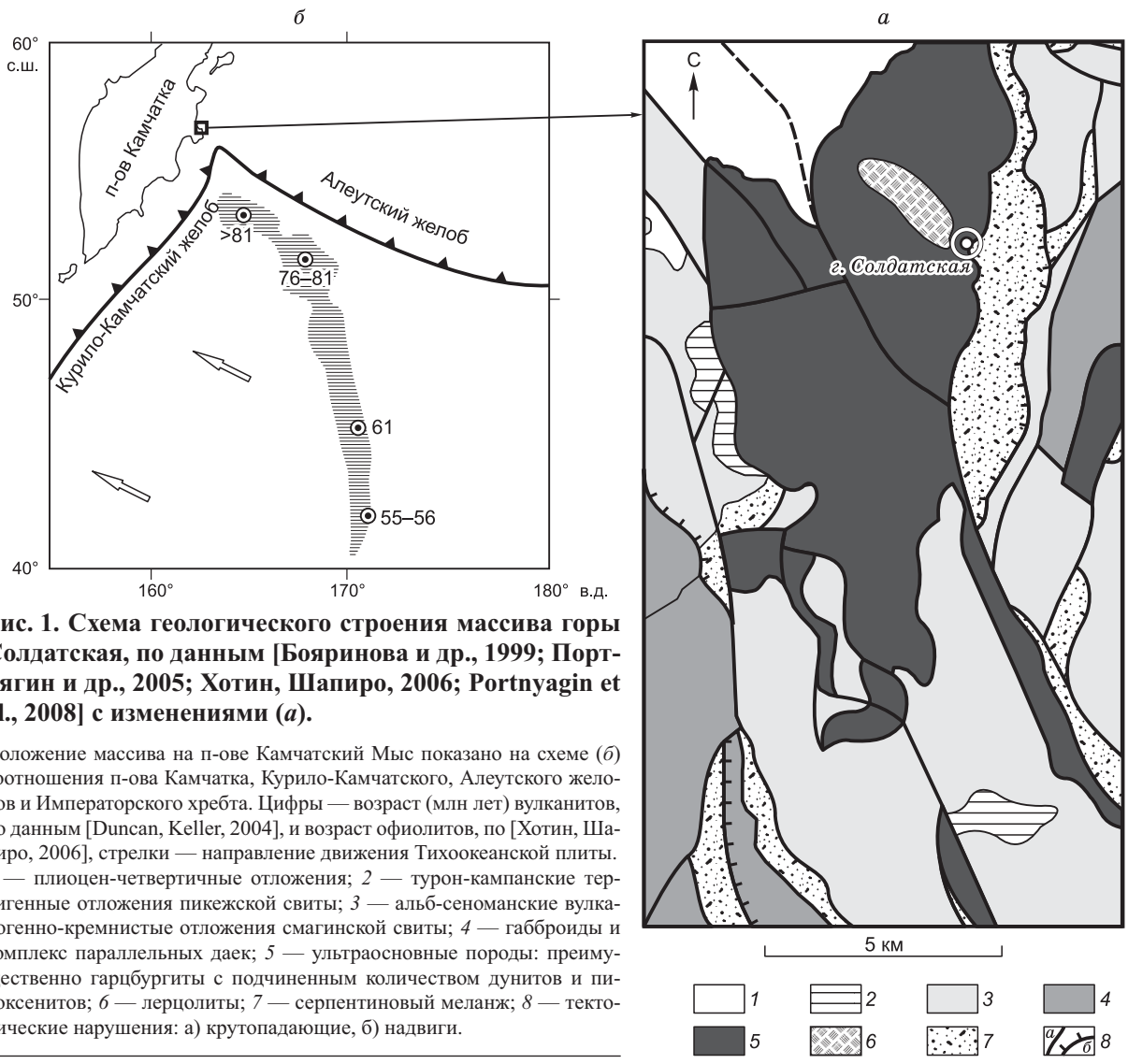


Рис. 1. Схема геологического строения массива горы Солдатская, по данным [Бояринова и др., 1999; Портнягин и др., 2005; Хотин, Шапиро, 2006; Portnyagin et al., 2008] с изменениями (а).

Положение массива на п-ове Камчатский Мыс показано на схеме (б) соотношения п-ова Камчатка, Курило-Камчатского, Алеутского желобов и Императорского хребта. Цифры — возраст (млн лет) вулканитов, по данным [Duncan, Keller, 2004], и возраст офиолитов, по [Хотин, Шапиро, 2006], стрелки — направление движения Тихоокеанской плиты. 1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — турон-кампанские терригенные отложения пикажской свиты; 3 — альб-сеноманские вулканогенно-кремнистые отложения смагинской свиты; 4 — габброиды и комплекс параллельных даек; 5 — ультраосновные породы: преимущественно гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов и пироксенитов; 6 — лерцолиты; 7 — серпентиновый меланж; 8 — тектонические нарушения: а) крутопадающие, б) надвиги.

8200 SuperProbe в институте Химии Макса Планка (Майнц, Германия). Составы оливинов, хром-шпинели и орто- и клинопироксена анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 300 нА [Sobolev et al., 2007], 80 нА и 20 нА соответственно. Детали процедуры описаны в работе [Vatanova et al., 2011]. Было проанализировано 25 образцов шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов, в каждом образце измерялось от 10—15 зерен каждого минерала, полученные данные усреднялись.

Определение содержания элементов-примесей в клинопироксене проводилось методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы, с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS в институте Химии Макса Планка (Майнц, Германия). Система состоит из лазера NewWave, Merchantek UP213 UV Nd-YAG, соединенного с анализатором Finnigan-MAT Element-2. Анализ зерен пироксена происходил в атмосфере гелия, диаметр пучка составлял 60—90 мкм, частота — 10 Гц и энергия лазера 6 Дж·см⁻². Анализы калибровались по международным стандартам NIST SRM 612 KL2-G [Jochum et al., 2000] в качестве нормировочного элемента использовался кальций. Детали метода описаны в [Jochum et al., 2007]. Проанализирован клинопироксен из 23 образцов перидотитов, в каждом по пять зерен. Усредненные данные из представительных образцов лерцолитов, клинопироксенсодержащих гарцбургитов и гарцбургитов по содержанию главных элементов и элементов примесей в клинопироксене приводятся в таблице.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В КЛИНОПИРОКСЕНЕ ПЕРИДОТИТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА

Химический состав минералов остаточных мантийных перидотитов является важным инструментом для расшифровки процессов частичного плавления. Несколько параметров состава минералов, та-

Состав клинопироксенов из лерцолитов и гарцбургитов и характеристики сосуществующих оливина и хромшпинелида, массив горы Солдатская, п-ов Камчатский Мыс

Компо- нент	Лерцолит				Срх гарцбургит		Гарцбургит					
	КМ08- 30/2	КМ08- 31/1	КМ08- 32/1	КМ08- 28/1	КМ08- 25/2	КМ08- 27/3	КМ08- 37/1	КМ08- 40/1	КМ08- 36/4	КМ08- 20/1	КМ08- 14/1	КМ08- 7/4
SiO ₂	50.84	50.55	50.85	50.50	51.24	50.31	52.45	52.88	53.63	52.49	52.92	52.49
TiO ₂	0.13	0.12	0.14	0.10	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	5.40	5.57	5.40	5.31	4.30	4.66	2.78	1.75	1.47	3.14	2.45	2.87
Cr ₂ O ₃	1.09	1.05	1.09	1.19	1.32	1.36	1.03	0.89	0.77	0.99	1.07	1.15
FeO	2.56	2.51	2.30	2.56	2.60	2.54	2.19	1.94	2.25	2.21	2.39	2.41
MnO	0.09	0.09	0.08	0.09	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09
MgO	15.98	15.69	15.54	16.06	16.80	16.21	17.43	17.50	18.30	16.77	17.68	17.49
CaO	22.14	22.34	22.59	22.30	22.24	22.69	22.78	23.57	22.66	23.74	22.54	22.67
Na ₂ O	0.45	0.46	0.56	0.32	0.07	0.12	0.02	0.01	0.01	0.05	0.03	0.02
Sr	< 0.05	< 0.05	0.07	0.05	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.03
Y	9.38	9.15	9.85	7.28	3.07	4.13	1.13	0.37	0.17	2.30	0.74	0.99
Hf	0.04	0.04	0.06	0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Ti	789.43	743.33	864.00	578.03	218.52	277.51	101.59	52.08	43.09	195.58	117.87	93.00
Zr	0.7	0.6	0.16	0.03	< 0.006	0.01	< 0.005	< 0.005	< 0.004	< 0.004	< 0.006	< 0.005
La	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
Ce	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
Pr	< 0.002	0.003	0.003	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
Nd	0.06	0.06	0.08	0.03	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
Sm	0.10	0.10	0.11	< 0.005	< 0.002	0.03	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
Eu	0.10	0.10	0.11	0.06	0.01	0.01	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
Gd	0.65	0.64	0.71	0.44	0.11	0.16	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.05	< 0.005	< 0.005
Tb	0.17	0.16	0.18	0.12	0.04	0.05	0.01	< 0.004	< 0.004	0.02	0.004	0.01
Dy	1.44	1.41	1.54	1.06	0.89	0.55	0.11	0.03	< 0.006	0.29	0.07	0.11
Ho	0.35	0.34	0.38	0.27	0.11	0.17	0.04	0.01	0.01	0.09	0.03	0.04
Er	1.15	1.12	1.20	0.89	0.40	0.52	0.18	0.07	0.04	0.35	0.11	0.17
Tm	0.17	0.16	0.19	0.14	0.07	0.09	0.04	0.02	0.01	0.05	0.02	0.03
Yb	1.18	1.11	1.25	0.98	0.50	0.59	0.32	0.16	0.10	0.43	0.20	0.25
Lu	0.17	0.16	0.17	0.14	0.08	0.09	0.05	0.03	0.02	0.07	0.03	0.04
Cr# spl	0.18	0.16	0.19	0.22	0.37	0.30	0.47	0.63	0.68	0.40	0.57	0.51
Fo ol	90.31	90.23	90.63	90.64	90.81	90.72	90.94	90.04	90.99	90.84	91.16	90.99

Примечание. Состав минералов в мас. %, содержания элементов-примесей в клинопироксене в мкг/г.

кие как Cr# (Cr/(Cr + Al)) хромшпинели, содержание Fo ($100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) в оливине, содержания алюминия, титана и иттербия в клинопироксене традиционно используются для определения степени деплетирования мантийных перидотитов базальтовым компонентом [Jaques, Green, 1980; Dick, Bullen, 1984; Савельева, 1987; Johnson et al., 1990; Batanova et al., 1998; Batanova, Sobolev, 2000; Hellebrand et al., 2001]. Эмпирическая зависимость между степенью частичного плавления и Cr# хромшпинели была выведена для перидотитов офиолитовых комплексов [Batanova et al., 1998] и абиссальных перидотитов [Hellebrand et al., 2001]. Шпинелевые перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты) Камчатского Мыса показывают прекрасную корреляцию этих параметров (рис. 2, 3). Они образуют непрерывный ряд составов от слабообедненных базальтовым компонентом шпинелевых лерцолитов (Cr# = 0.16—0.27; степень плавления ≈ 8 —13 %) через клинопироксенсодержащие гарцбургиты (Cr# = 0.29—0.37; степень плавления ≈ 14 —16 %) до сильно истощенных гарцбургитов, сходных по своим характеристикам с предельно обедненными океаническими перидотитами впадины Хесса (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Таким образом, по составу шпинели и оливина перидотиты Камчатского Мыса перекрывают практически весь ряд параметров океанических перидотитов (см. рис. 2, а). При этом три образца изученных гарцбургитов Камчатского Мыса характеризуются значением Cr# > 0.6, которое не типично для океанических перидотитов и лежит в области составов перидотитов надсубдукционных обстановок. Однако оливины этих образцов отличаются от оливинов надсубдукционных перидотитов меньшим содержанием Fo (см. рис. 2, б). Клинопироксен (Срх) шпинелевых лерцолитов характеризуется относительно высокими содержаниями умеренно несовместимых элементов, таких как алюминий, титан и тяжелые редкоземельные элементы (ТРЗЭ) (см. таблицу). При переходе от лерцолитов к гарцбургитам содержания этих элементов в клинопироксене постепенно снижаются. Наблюдается хорошая отрицательная корреляция между ТРЗЭ и Fo в оливине и Cr# в шпинели (см. рис. 3). Большая часть образцов шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов лежит в поле абиссальных перидотитов. Наблюдаемые тренды обычно объясня-

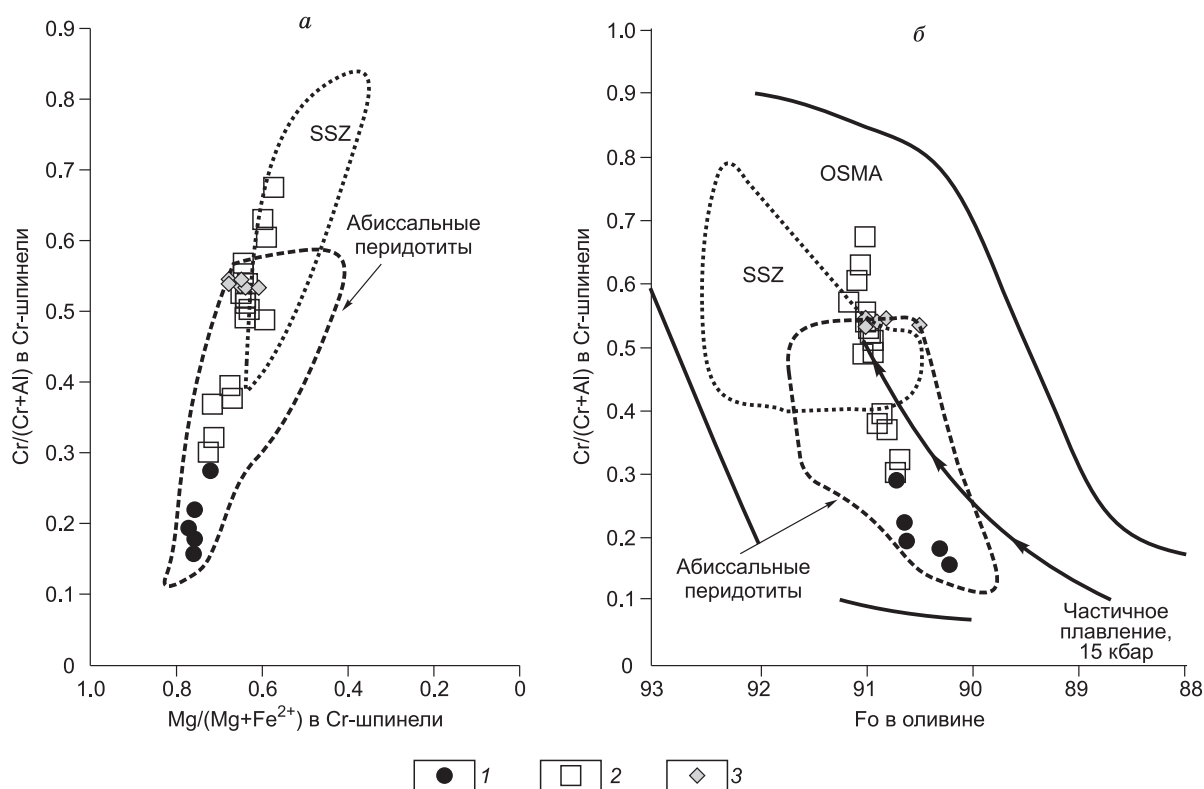


Рис. 2. Состав хромшпинели и оливины мантийных перидотитов Камчатского Мыса в координатах:

a — хромистость ($Cr/(Cr + Al)$) против магниальности ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$) хром-шпинели и *b* — хромистость ($Cr/(Cr + Al)$) хром-шпинели против содержания форстерита в оливине ($Fo = 100 Mg / (Mg + Fe^{2+})$).

1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты, 3 — гарцбургиты впадины Хесса, Восточно-Тихоокеанское поднятие [Dick, Natland, 1995]. Поле абиссальных перидотитов, по данным [Dick, Bullen, 1984; Dick, 1989; Johnson, Dick, 1992; Hellebrand et al., 2001; Seyler et al., 2003; Seyler et al., 2007; Brunelli et al., 2006]. Поле надсубдукционных перидотитов (SSZ), по данным [Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000]. Поле составов оливин—шпинель мантийных пород (OSMA), по данным [Arai, 1994]. Линия частичного плавления мантии при 15 кбар построена на основании экспериментальных данных [Jaques, Green, 1980].

ются прогрессивной экстракцией расплавов из мантийного источника и большим обеднением верхних частей поднимающегося мантийного вещества базальтовым компонентом.

Нормализованные к хондриту спектры распределения содержания элементов примесей, включая крупноионные литофильные элементы (Sr) и высокозарядные элементы (Zr, Hf, Ti) в клинопироксенах из шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов Камчатского Мыса, показаны на рис. 4. Клинопироксены из лерцолитов и гарцбургитов имеют фракционированные спектры распределения несовместимых элементов со значительным обеднением в их левой части. Большая часть таких элементов, как La, Sr, Pr, Nd, Zr, Hf, находится ниже пределов обнаружения использованного аналитического метода (см. таблицу). Количество элементов, находящихся ниже пределов обнаружения LA-ICP-MS, прогрессивно возрастает по мере увеличения степени обеднения пород базальтовым компонентом. В наиболее истощенных образцах шпинелевых гарцбургитов ($Cr\# > 0.6$) обнаружены только элементы более совместимые с кристаллическим остатком, чем титан: тяжелые РЗЭ и иттрий. Вместе с тем спектры распределения клинопироксенов из всех исследованных образцов, несмотря на разные уровни концентраций, параллельны друг другу. Это, вероятно, свидетельствует об их генетической общности. Сравнение спектров распределения элементов примесей в клинопироксене перидотитов офиолитов Камчатского Мыса и таковых из шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов войкаро-сыннинского офиолитового комплекса [Batanova et al., 2011], завершающая стадия плавления которых происходила в надсубдукционной обстановке, показывает их существенное различие. При сходных с клинопироксенами перидотитов Камчатского Мыса содержаниях тяжелых РЗЭ клинопироксены войкаро-сыннинского комплекса показывают существенное обогащение легкими РЗЭ и стронцием, которое объясняется привнесением расплава/флюида из субдуцируемой плиты. По спектрам распределения РЗЭ (рис. 5) клинопироксены лерцолитов и клинопирок-

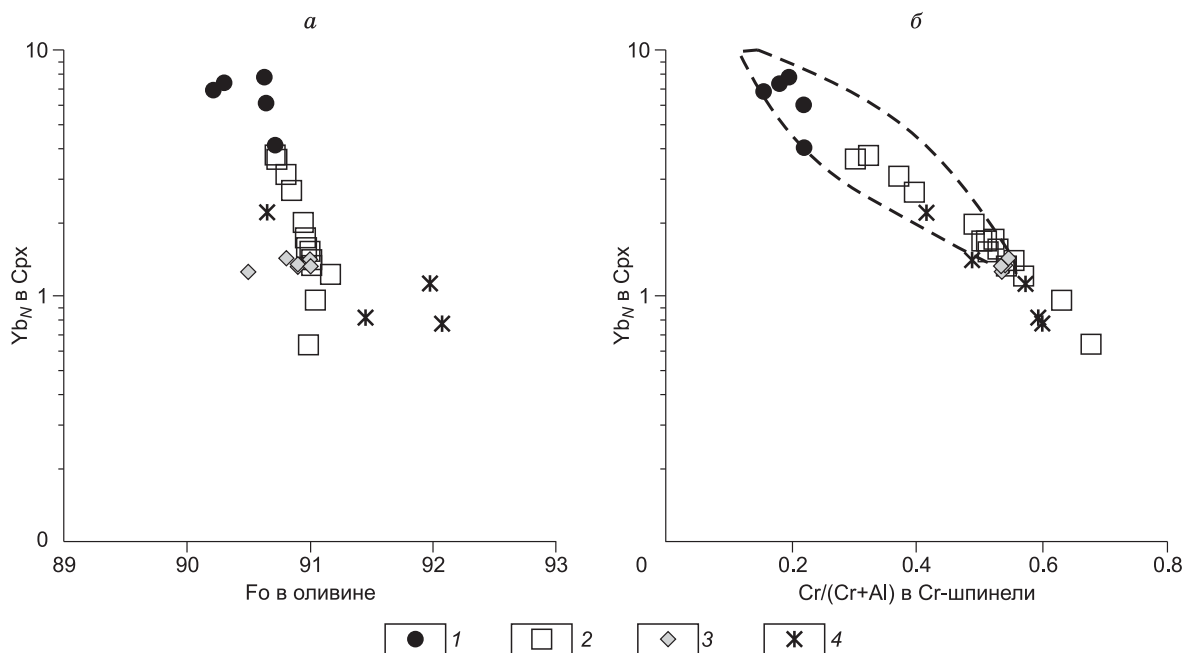


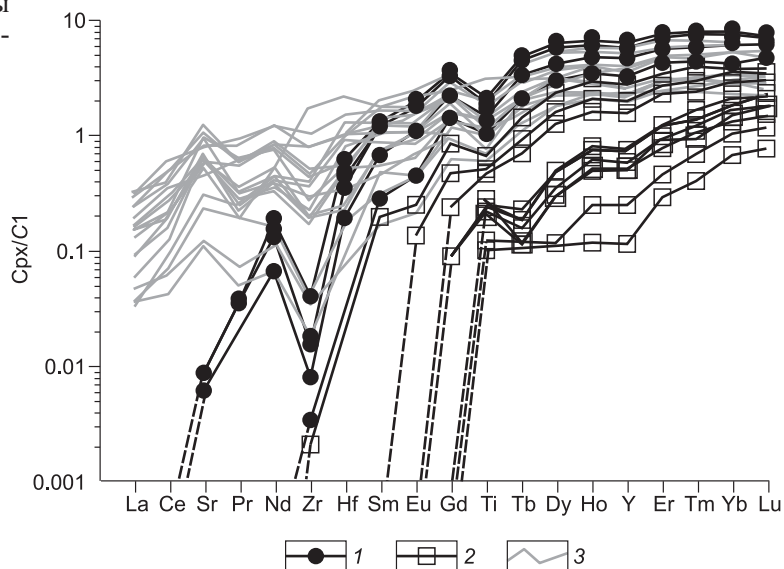
Рис. 3. Содержание иттербия (нормированное к хондриту) в клинопироксене против содержания форстерита в оливине (а) и хромистости сосуществующего шпинелида (б).

1 — лерцолиты перидотитов Камчатского Мыса, 2 — гарцбургиты перидотитов Камчатского Мыса, 3 — гарцбургиты впадины Хесса, Восточно-Тихоокеанское поднятие [Dick, Natland, 1995], 4 — гарцбургиты Марианского желоба [Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000]. Здесь и далее для хондрита использованы данные [Anders, Grevesse, 1989].

сенодержащих гарцбургитов Камчатского Мыса наиболее близки к абиссальным перидотитам. Однако клинопироксены из большей части гарцбургитов Камчатского Мыса лежат за пределами наиболее обедненной части поля абиссальных перидотитов. Такие параметры состава наиболее деплетированных гарцбургитов горы Солдатская, как магнезиальность и хромистость шпинелида, схожи с аналогичными характеристиками гарцбургитов надсубдукционных обстановок. Можно было предположить, что содержания несовместимых элементов в клинопироксене также окажутся сходными с таковыми в шпинелевых гарцбургитах, например Идзу-Бонинской дуги. Однако сравнение показывает, что клинопироксены гарцбургитов Камчатского Мыса не содержат несовместимых легких РЗЭ (Ce, La) и Sr, обогащение которыми демонстрируют клинопироксены надсубдукционных обстановок (рис. 6). Кроме того, спектры распределения несовместимых элементов примесей в клинопироксенах из наиболее деплетированных гарцбургитов параллельны спектрам остальных перидотитов Камчатского Мыса.

Рис. 4. Содержания элементов примесей в клинопироксене лерцолитов и гарцбургитов Камчатского Мыса, нормированные к хондриту.

1 — лерцолиты и 2 — гарцбургиты Камчатского Мыса, 3 — перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты) войкаро-сыннинского офиолитового комплекса [Batanova et al., 2011].



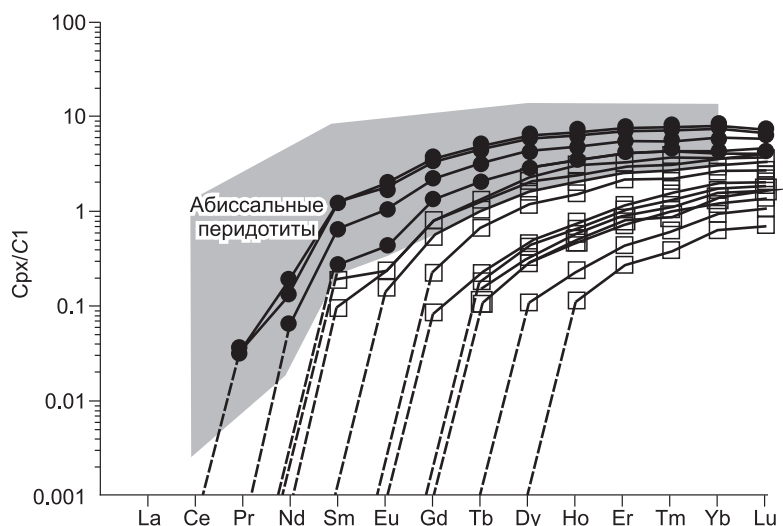


Рис. 5. Содержания редкоземельных элементов в клинопироксене лерцолитов и гарцбургитов Камчатского Мыса, нормированные к хондриту и составы абиссальных перидотитов.

Поле составов абиссальных перидотитов по данным: [Johnson et al., 1990; Johnson, Dick, 1992; Hellebrand et al., 2001]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

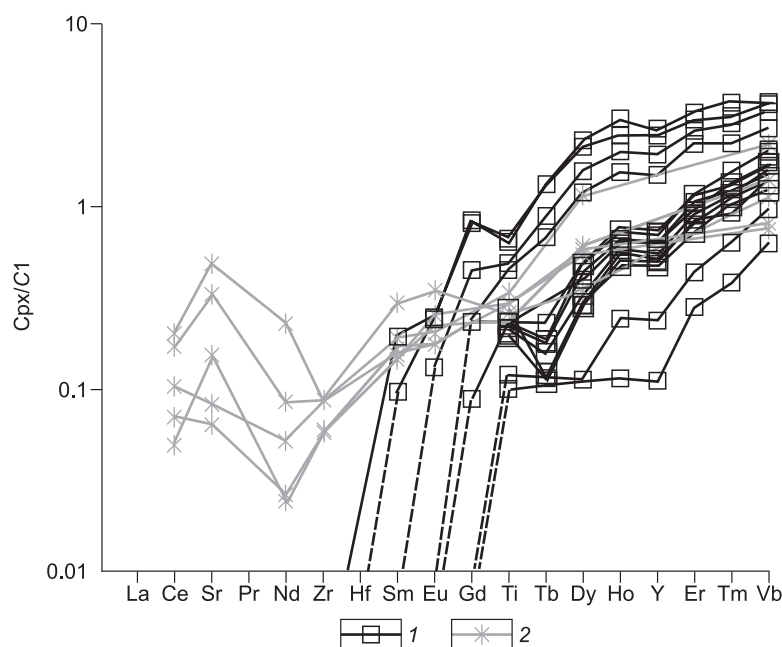


Рис. 6. Содержания несовместимых элементов нормированные к C1 в клинопироксене из гарцбургитов горы Солдатская и из надсубдукционных гарцбургитов Марианского желоба.

1 — гарцбургиты Камчатского Мыса, 2 — гарцбургиты Марианского желоба [Parkinson, Pearce, 1998].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перидотитовый комплекс офиолитов п-ова Камчатский мыс, изученный в районе горы Солдатская, включает шпинелевые лерцолиты, клинопироксенсодержащие гарцбургиты и гарцбургиты. Оливины, хромшпинели и клинопироксены из изученных перидотитов показывают закономерные ковариации составов, характерные для перидотитов, образованных при различных степенях плавления мантийного вещества. Спектр составов рассмотренных минералов охватывает и перекрывает границы полей составов минералов перидотитов из современных геодинамических обстановок — абиссальных перидотитов

срединно-океанических хребтов и глубоководных желобов, а также минералов перидотитов из офиолитов, палеообстановки которых соотнесены с надсубдукционными или срединно-океаническими. Очевидно, что перидотиты Камчатского Мыса демонстрируют существенное различие в степени обеднения вещества мантии. Степень плавления перидотитов, определенная по хромистости акцессорного шпинелида [Batanova et al., 1998] и при условии, что плавление полностью протекло в шпинелевой фации глубинности, для шпинелевых лерцолитов составляет 8—13 %, для шпинелевых клинопироксенсодержащих гарцбургитов и гарцбургитов 14—22 %; для экстремально обедненных шпинелевых гарцбургитов степень плавления может составлять более 22 %. Однако в шпинелевых лерцолитах содержатся симплектитовые сростки хромшпинели, клино- и ортопироксена, которые могут образовываться в результате распада граната. Это может свидетельствовать о том, что плавление начиналось в гранатовой фации и продолжалось после перехода в шпинелевую фацию [Johnson et al., 1990, Hillebrand et al., 2002, Batanova et al., 2011], достигая еще больших степеней.

Клинопироксены перидотитов Камчатского Мыса имеют спектры распределения редкоземельных элементов, похожие на спектры абиссальных перидотитов. Отличие состоит в том, что клинопироксен перидотитов Камчатского мыса гораздо более обеднен всеми редкоземельными элементами по сравнению с абиссальными перидотитами. Кроме того, рассмотренный перидотитовый комплекс отличается от перидотитов срединно-океанических хребтов присутствием в разрезе истощенных гарцбургитов, отвечающих более высоким степеням плавления мантийного вещества. Перидотиты с такими высокими степенями плавления известны в надсубдукционных обстановках, где они образуются в результате повторного вовлечения обедненной мантии в процесс плавления над зоной субдукции. В составе таких перидотитов обычно присутствует субдукционный компонент, выраженный в обогащении клинопироксена легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами (Sr). Все изученные образцы, напротив, демонстрируют крайне низкое содержание легких РЗЭ и стронция.

Таким образом, перидотиты горы Солдатская имеют значимые геохимические отличия и от абиссальных, и от надсубдукционных мантийных комплексов.

Полученные минералого-геохимические характеристики перидотитов Камчатского Мыса, возможно, отражают такую обстановку формирования перидотитового разреза, в которой осуществлялось экстремальное обеднение мантийной колонны базальтовыми компонентами. Поскольку степень плавления перидотитов является функцией первого порядка потенциальной температуры мантии, можно предположить, что для такой высокой степени плавления вещества температура должна быть значительно выше, чем в типичных океанических центрах спрединга. Действительно, оценка потенциальной температуры океанической мантии с содержанием $H_2O = 100$ ppm [Sobolev, Chaussidon, 1996], необходимой для достижения степени плавления в 22 % при средних давлениях 1.5 ± 0.5 ГПа по модели Катца [Katz et al., 2006] составляет 1470 ± 50 °C соответственно. Это значительно выше типичных температур источников базальтов срединно-океанических хребтов — 1380 °C [Herzberg, O’Naga, 2002]. Это условие, вероятно, могло осуществляться в сегменте срединного хребта, расположенного вблизи «горячей» точки. Мантийный плюм мог обеспечить аномально высокие потенциальные температуры мантии, что привело к началу плавления мантийной колонны на больших глубинах. Присутствие в офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса базальтов, предположительно образованных под влиянием Гавайского мантийного плюма в Тихоокеанской плите [Портнягин и др., 2005; Portnyuagin et al., 2008, 2009], свидетельствует о реальности такой возможности.

Однако этот вопрос требует дополнительных исследований и, в частности, применения численных геохимических моделей плавления мантийного источника, а также образования расплавов равновесных с составами клинопироксенов из пироксенитовых прослоев в шпинелевых лерцолитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перидотитовый комплекс офиолитов Камчатского Мыса включает шпинелевые лерцолиты, клинопироксенсодержащие гарцбургиты и гарцбургиты.

Методами локального микроанализа установлены закономерные ковариации составов оливина, хромшпинели и клинопироксена, характерные для перидотитов, образованных при степенях плавления от 8 до более 22 %.

Состав клинопироксена перидотитов Камчатского Мыса отличается от такового в абиссальных, и в надсубдукционных мантийных комплексах: по сравнению с абиссальными перидотитами клинопироксен лерцолитов обеднен легкими редкоземельными элементами. Клинопироксен из гарцбургитов имеет крайне низкое содержание легких РЗЭ и стронция, что отличает его от клинопироксена надсубдукционных перидотитов.

Потенциальная температура мантийного источника клинопироксенсодержащих гарцбургитов Камчатского Мыса составляла не менее 1470 ± 50 °C и значительно превышала потенциальную температуру типичной конвектирующей мантии — источника базальтов срединно-океанических пород.

На основании полученных данных сделано предположение о том, что экстремальное обеднение мантийных пород базальтовым компонентом осуществлялось в сегменте срединного хребта, расположенного вблизи «горячей» точки, которая инициировала повышенные температуры и степени плавления конвектирующей мантии — источника базальтов срединно-океанических хребтов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (гранты 13-05-00640 и 13-05-12110-офи-м).

ЛИТЕРАТУРА

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.

Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельства надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского массива, Полярный Урал // ДАН, 2009, т. 421, № 2, с. 238—243.

Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ м-ба 1:200 000. Серия восточно-камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999, 267 с.

Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Доклады АН СССР, 1985, т. 285, № 4, с. 954—958.

Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // ДАН, 2002, т. 385, № 6, с. 812—815.

Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U-Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН, 2006, т. 408, № 4, с. 500—502.

Медарис Л.Г., Фурнель Дж.Х., Ванг Х.Ф., Елинек Е. Термобарометрия и реконструкция химического состава шпинель-пироксеновых симплектитов: доказательство существования раннего граната в лерцолитовых ксенолитах неогеновых лав Чехии // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 260—275.

Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М., Научный мир, 2001, с. 138—158.

Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология, 2005, т. 13, № 6, с. 626—645.

Савельева Г.Н. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов // Твердая кора океанов: проект «Литос», М., Наука, 1987, с. 19—45.

Савельева Г.Н., Соболев А.Н., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника, 2008, № 6, с. 25—45.

Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал) // Геотектоника, 2013, № 3, с. 43—57.

Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника, 2006, № 4, с. 61—89.

Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Палеоостроводужные комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки: гетерогенность фундамента и вулканических комплексов // Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (Петропавловск-Камчатский, 22—27 сент. 2009 г.). Петропавловск-Камчатский, 2009, т. 2, с. 534—537.

Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В. Новые данные о структуре и составе габброидов и плагиогранитов из позднемеловых офиолитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка // ДАН, 2004, т. 397, № 2, с. 243—246.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements — meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, № 1, p. 197—214.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol., 1994, v. 113, p. 191—204.

Batanova V.G., Sobolev A.V. Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus // Geology, 2000, v. 28, № 1, p. 55—58.

Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, 62, p. 853—866.

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, t. 52, № 12, c. 2483—2521.

Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic ridge) // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 745—771.

Dick H.J.B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins*, 1989, Vol. 42, London, Geol. Soc. Spec. Publ., p. 71—105.

Dick H.B.J., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 86, p. 54—76.

Dick H.J.B., Natland J.H. Late stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise / Eds. C. Mevel et al. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, Vol. 147, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 1995, p. 103—134.

Dilek Y. Ophiolite concept and its evolution // *Ophiolite concept and the evolution of geological thought* // *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper*, 2003, p. 1—16.

Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2011, v. 123, p. 387—411.

Duncan R.-A., Keller R.A. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197 // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2004, v. 5, Q08L03, doi: 10.1029/2004GC000704.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*, 2001, 410 (6829), p. 677—681.

Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 1857—1883.

Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0—15 Kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 93, p. 287—310.

Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A.W., Becker S., Bismehn A., Bessette D., Dietze H.J., Dulski P., Erzinger J., Hellebrand E., Hoppe P., Horn I., Janssens K., Jenner G.A., Klein M., McDonough W.F., Maetz M., Mezger K., Munker C., Nikogosian I.K., Pickhardt C., Raczek I., Rhede D., Seufert H.M., Simakin S.G., Sobolev A.V., Spettel B., Straub S., Vincze L., Wallianos A., Weckwerth G., Weyer S., Wolf D., Zimmer M. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-site microanalysis // *Geostand. Newslett. – J. Geostand. Geoanal.*, 2000, v. 24, № 1, p. 87—133.

Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M. Validation of LA-ICP-MS trace element analysis of geological glasses using a new solid-state 193 nm Nd : YAG laser and matrix-matched calibration // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2007, v. 22, № 2, p. 112—121.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis-I fracture-zone // *J. Geoph. Res.*, 1992, v. 97, № B6, p. 9219—9241.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle — an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geoph. Res.—Solid Earth and Planets*, 1990, v. 95, № B3, p. 2661—2678.

Katz R.F., Spiegelman M., Holtzman B. The dynamics of melt and shear localization in partially molten aggregates // *Nature*, 2006, v. 442, № 7103, p. 676—679.

McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rock // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 713—765.

Nicolas A. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, № 4, p. 999—1022.

Parkinson I.J., Pearce J. Peridotites from the Izu—Bonin—Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt—mantle interaction in a suprasubduction zone setting // *J. Petrol.*, 1998, 39, № 9, p. 1577—1618.

Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, № 1, p. 36—53.

Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Hauff F., Garbe-Schonberg D. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // *Geology*, 2008, v. 38, p. 903—906, doi:10.1130/G25171A.1.

Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 287, p. 194—204.

Seyler M., Cannat M., Mevel C. Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52 degrees to 68 degrees E) // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4. doi:910 110. 1029/2002gc000305.

Seyler M., Lorand J.P., Dick H.J.B., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15 degrees 20 ° N: ODP Hole 1274A // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 153, № 3, p. 303—319.

Sobolev A.V., Chaussidon M. H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 137, № 1—4, p. 45—55.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushinsky 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*, 2007, v. 316, № 5823, p. 412—417.

*Рекомендована к печати 21 октября 2014 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
25 сентября 2014 г.*