

УДК 552.313(571.66)

## ПРЕОБРАЗОВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТОВОМ РАСПЛАВЕ: ПРИРОДНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ (ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ГОРЫ РЫЦАРЬ, П-ОВ ОЗЕРНОЙ, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2004 г. Е. Г. Сидоров<sup>1</sup>, А. Б. Осипенко<sup>2</sup>

*институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

*<sup>2</sup>Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, 103009*

Поступила в редакцию 30.09.2003 г.

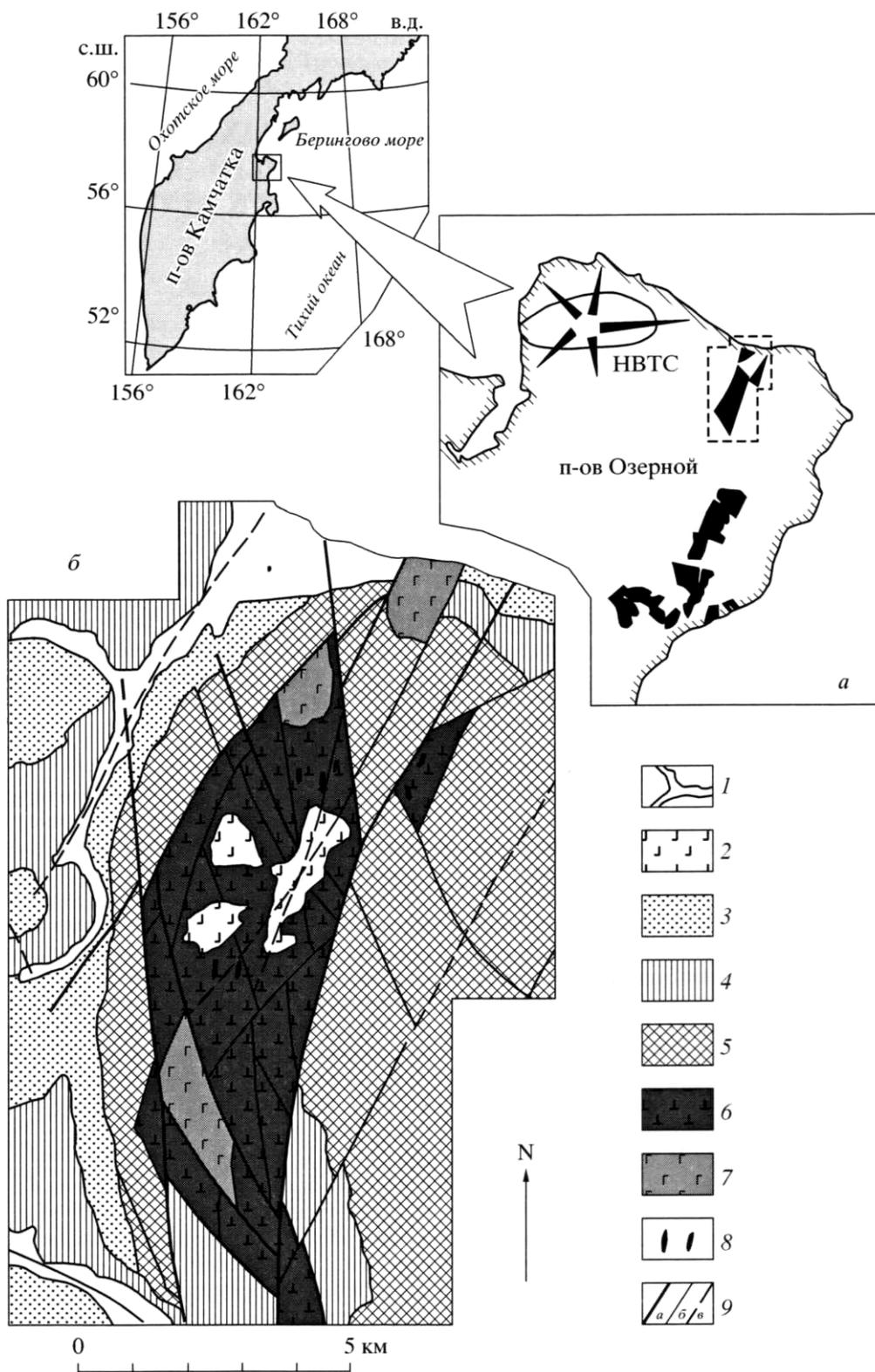
Приведены данные детального минералого-геохимического исследования состава ультраосновных включений в плейстоценовых базальтах лавового покрова горы Рыцарь на п-ове Озерной, Восточная Камчатка. Установлено, что ультраосновные включения являются обломками серпентинизированных и тектонизированных пород ультраосновного массива верхнемелового возраста, которые были захвачены базальтами, прорывающими и бронирующими массив. Состав главных породообразующих минералов обнаруживает значительное различие в исходных и результирующих породах. Эти различия касаются большинства индикаторных компонентов для каждого из рассмотренных минералов и вполне отчетливо указывают на переуравновешивание первичных составов минералов в процессе их высокотемпературной перекристаллизации. Вероятной причиной, обусловившей геохимические трансформации ультрамафитов в расплаве, является изменение состава вещества серпентинитовых нодулей в процессе высокотемпературного воздействия на них вмещающего базальтового расплава при транспортировке к поверхности. Сделан вывод о невозможности прямого отождествления составов ксенолитов с составами исходных мантийных субстратов.

Вопрос о мантийной, мантийно-коровой или коровой природе ультраосновных ксенолитов в лавах современных вулканов Камчатки оживленно дискутируется в петрологической литературе на протяжении нескольких десятилетий [8, 10, 14, 15, 34]. Но, несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении вещественного состава ксенолитов, окончательной ясности в решении вопроса о глубинности ксенолитообразования до сих пор нет. Во многом это связано с отсутствием четких критериев (геологических, минералогических, геохимических и т.д.) для подобного разделения ксенолитов, с одной стороны, и значительной сложностью оценки влияния вмещающих магм на морфологию и исходный состав ультраосновных включений в процессе их транспортировки, с другой. В то же время, без учета всех этих факторов нельзя напрямую использовать особенности состава ультраосновных включений в базальтоидах для реконструкции состава мантийного субстрата, как это традиционно имеет место во многих петрологических построениях (например, [9, 16]).

Решение вопроса о природе ксенолитов является ключевым в дискуссии о границах распространения альпинотипных ультрамафитов офиолитового типа на Восточной Камчатке, так как в ней определяющая роль отводится ксенолитам ультраосновного состава в лавах некоторых четвертичных вулка-

нов [19,21]. Предполагается, что по крайней мере часть этих ксенолитов представляет собой фрагменты пород аллохтонных ультраосновных комплексов, слагающих Восточно-Камчатский офиолитовый пояс [21]. При этом нет полной тождественности между предполагаемым протолитом (серпентинизированными перидотитами ультрамафитовых массивов) и ксенолитами, относящимися к дунит-гарцбургитовой формации. Существует тенденция связывать наблюдаемые микроструктурные, минералогические и геохимические различия в них с высокотемпературным воздействием магматических расплавов на исходные ультрамафиты [25, 26]. Согласно другим представлениям, ксенолиты являются мантийными образованиями, непосредственно не связанными с рассматриваемыми офиолитовыми перидотитами [14,15,34,35]. Однако и в том, и в другом случае система доказательств основана на сопоставлении характеристик пространственно разобщенных объектов, генетическое единство (или различие) которых лишь предполагается.

В контексте этой дискуссии уникальная возможность прямого сопоставления исходных и результирующих продуктов ксенолитообразования предоставляется в районе вулканического центра Рыцарь на п-ове Озерном (рис. 1). Взаимодействие плейстоценовых базальтов с интенсивно серпентинизированными верхнемеловыми ультра-



**Рис. 1** *a* - схема размещения офиолитовых комплексов на п-ове Озерной, Восточная Камчатка. Пунктиром оконтурен мафит-ультрамафитовый массив горы Рыцарь. НВТС - Начикинская вулканотектоническая структура. На врезке показано положение района работ. *б* - схема геологического строения мафит-ультрамафитового массива горы Рыцарь, п-ов Озерной. 1-2 - четвертичные образования: 1 - аллювиальные и морские; 2 - базальтовые потоки горы Рыцарь; 3 - неогеновые вулканогенные и терригенные образования; 5 - верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования; 6-8 - породы верхнемелового офиолитового комплекса: 6 - серпентинизированные перидотиты; 7 - габбро; 8 - дайки габбро и габбро-долеритов; 9 - разрывные нарушения (*a* - надвиги; *б*, *в* - разломы: *б* - достоверно установленные; *в* - предполагаемые).

мафитами привело здесь к появлению многочисленных ксенолитов вторично перекристаллизованных (регенерированных) перидотитов. Геохимические эффекты десерпентинизации под воздействием базальтового расплава и механизм фазовых трансформаций серпентинитов в этом природном эксперименте обсуждаются авторами в данной статье.

**Геологическое строение.** На п-ове Озерном породы, объединяемые в офиолитовую ассоциацию (серпентинизированные ультрабазиты, габброиды, кремнисто-вулканогенные образования), протягиваются прерывистой полосой шириной от 4 до 15-20 км северо-восточного простирания, продолжаясь далее на о.Карагинский (рис.1а). Предыдущими исследованиями [11, 12] установлено, что офиолиты образуют полого погружающийся покров, который залегает на условно автохтонных кремнисто-вулканогенных образованиях нижнего - верхнего мела и флишоидно-олистоостровом комплексе эоцена - олигоцена. Состав и строение мел-палеогеновых вулканогенно-осадочных комплексов, а также геохимические особенности верхнемеловых эффузивов п-ова Озерного подробно рассмотрены в работах [1,3].

Объектом исследования послужил самый северный выход офиолитов на полуострове - гипербазитовый массив горы Рыцарь. Исследованный массив в плане представляет собой тектоническую пластину ромбовидной формы размерами 12x5 км, несколько вытянутую в северо-восточном направлении (рис. 1,б). Контакты с вмещающими неоген-палеогеновыми породами тектонические, преимущественно крутые (50-80°) с падением на северо-запад. Пластина интенсивно разбита разломами на блоки и имеет структуру "битой тарелки". Преобладающее направление разломов - северное и северо-восточное, оно согласуется с простиранием основных магмконтролирующих разрывных нарушений в пределах Начикинской вулканотектонической структуры, расположенной западнее [17]. В строении массива принимают участие породы, традиционно отождествляемые с нижними горизонтами типичных офиолитовых разрезов [13]: тектонизированные реститовые и кумулятивные ультрамафиты (как правило, слагающие блоки в серпентинитовом меланже), полосчатые габбро и долериты дайкового комплекса. Контакты габброидов и гипербазитов повсеместно тектонические с крутыми падениями плоскостей сместителя.

Геологическое своеобразие северо-восточной части полуострова, где расположен район исследования, определяется непосредственной близостью Начикинской вулканоструктуры - одного из крупнейших центров четвертичного вулканизма на Восточной Камчатке. С позднплейстоценовой фазой активности Начикинского вулкана связано возникновение мелких эруптивных центров

и небольших вулканов щитового типа, обрамляющих вулканоструктуру по периферии с юга и юго-востока. Продукты их деятельности, представленные оливиновыми базальтами и андезитобазальтами, морфологически выражены в виде отпрепарированных фрагментов лавовых потоков и платообразных лавовых останцев, мощность которых в современном эрозионном срезе не превышает 30 м. Наиболее крупные вулканические сооружения достигают в поперечнике первых километров (район гор Крыша и Клык). В районе горы Рыцарь, в месте пересечения тектонических нарушений, позднплейстоценовые оливиновые базальты непосредственно прорывают и образуют потоки (общей площадью около 5 км<sup>2</sup>), бронируя ультрамафиты подстилающей офиолитовой пластины (рис. 1,б). Базальтовая магма, прорывая пластину интенсивно серпентинизированных и тектонизированных ультрамафитов, захватывала их обломки при движении к дневной поверхности, что привело к появлению в лавах многочисленных ксенолитов вторично перекристаллизованных (регенерированных) перидотитов. Подтверждением местного, а не глубинного, источника ксенолитов служит их остроугольная форма, их обилие в базальтах именно изученного проявления и полное отсутствие аналогичных образований в расположенных поблизости, но вне пространственной связи с гипербазитами, базальтовых потоках. Ниже приводятся данные изучения особенностей вещественного состава пород, участвующих в процессе ксенолитообразования.

**Методы анализа.** Химический состав породообразующих минералов изучался на микроанализаторе "САМЕВАХ", снабженном энергодисперсионным спектрометром "KEVEX" в Институте вулканологии ДВО РАН г. Петропавловск-Камчатский (аналитик - Т.М.Философова). Составы минералов измерялись в точке при ускоряющем напряжении  $U = 20$  кВ и токе  $I = 15$  нА с применением стандартных процедур коррекции. В качестве стандартов использовались синтетические и природные минеральные фазы известного состава. Валовый химический состав анализируемых пород определялся методом "мокрой" химии в ЦХЛ ИВ ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, аналитик - В.В. Дунин-Барковская) с использованием стандартных процедур контроля точности и воспроизводимости анализа. Микроэлементный состав пород изучался методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) в Юнион-Колледже (г. Скенектэди, шт. Нью-Йорк, США, аналитик - К. Халлахер). Аналитическая погрешность метода составляла <10% для РЗЭ и элементов группы железа (Co, Ni, Cr, Si) и < 5—15% — для остальных элементов.

**Петрографические особенности.** *Ультрамафиты.* В исследовании были использованы наименее серпентинизированные ультраосновные породы,

отобранные из блоков различного размера в составе серпентинитового меланжа. Преобладающим типом ультрамафитов являются серпентинизированные в различной степени (30-100%) перидотиты, модалные соотношения первичных силикатных минералов в которых позволяют отнести породы к шпинелевым гарцбургитам (отдельные образцы, в которых содержание клинопироксена достигает 5-8%, относятся к клинопироксеносодержащим гарцбургитам). Структура пород порфиروкластическая, неравномернозернистая, текстура массивная или слабополосчатая. Зерна оливина в гарцбургитах, судя по наиболее свежим образцам пород, достигали размера 3-4 мм. Крупные зерна ортопироксена содержат ламеллы клинопироксена и часто деформированы, что заметно по изгибу спайности. В отличие от них, мелкие зерна (необласти) не содержат ламелл и не несут признаков деформации. Редкие крупные (до 2-3 мм) изометричные порфиробласты клинопироксена отмечены лишь в диопсидовых гарцбургитах, более обычны мелкие ксеноморфные зерна. Хромшпинелиды в гарцбургитах обычно представлены мелкими (до 1 мм) ксеноморфными зернами с красновато-бурыми в проходящем свете ядрами. Наличие плагиоклаза или развивающихся по нему характерных псевдоморфоз в изученных образцах гарцбургитов не установлено. В отдельных образцах перидотитов имеют место признаки среднетемпературного метаморфизма, проявившегося в развитии вокруг зерен шпинелида кайм феррихромита, хотя эти явления сильно затушеваны последующей серпентинизацией пород.

*Оливиновые и оливин-пироксеновые базальты.* Вмещающие ксенолиты, базальты и андезитобазальты - темно-серые до черных порфировые, реже серийнопорфировые породы с интерсергальной, пилотакситовой структурами основной массы. По составу вкрапленников (количество которых в породе варьирует от 5 до 25%) различаются оливиновые, пироксен-оливиновые и оливин-пироксен-плагиопорфировые разновидности. Среди вкрапленников преобладает оливин ( $F_{067-76}$ ), обычно образующий изометричные выделения размером до 3-4 мм. Моноклинный пироксен отмечается в виде редких изометричных зерен (до 0.6-0.8 мм). В плагиопрорифовых разновидностях базальтов наблюдаются удлиненно-призматические кристаллы плагиоклаза (андезина) размером 0.1-2.5 мм. Основная масса на 50-70% состоит из субпараллельно расположенных лейстовидных агрегатов плагиоклаза (андезин-лабрадор). В интерстициях наблюдаются мелкие изометричные зерна пироксена и оливина (10-20%), а также буроватое раскристаллизованное стекло (до 20%). Размер микролитов не превышает 0.2 мм. Аксессуары представлены апатитом и рудными минералами. Андезитобазальты отличаются от базальтов более кислым составом плагиоклаза и стекла.

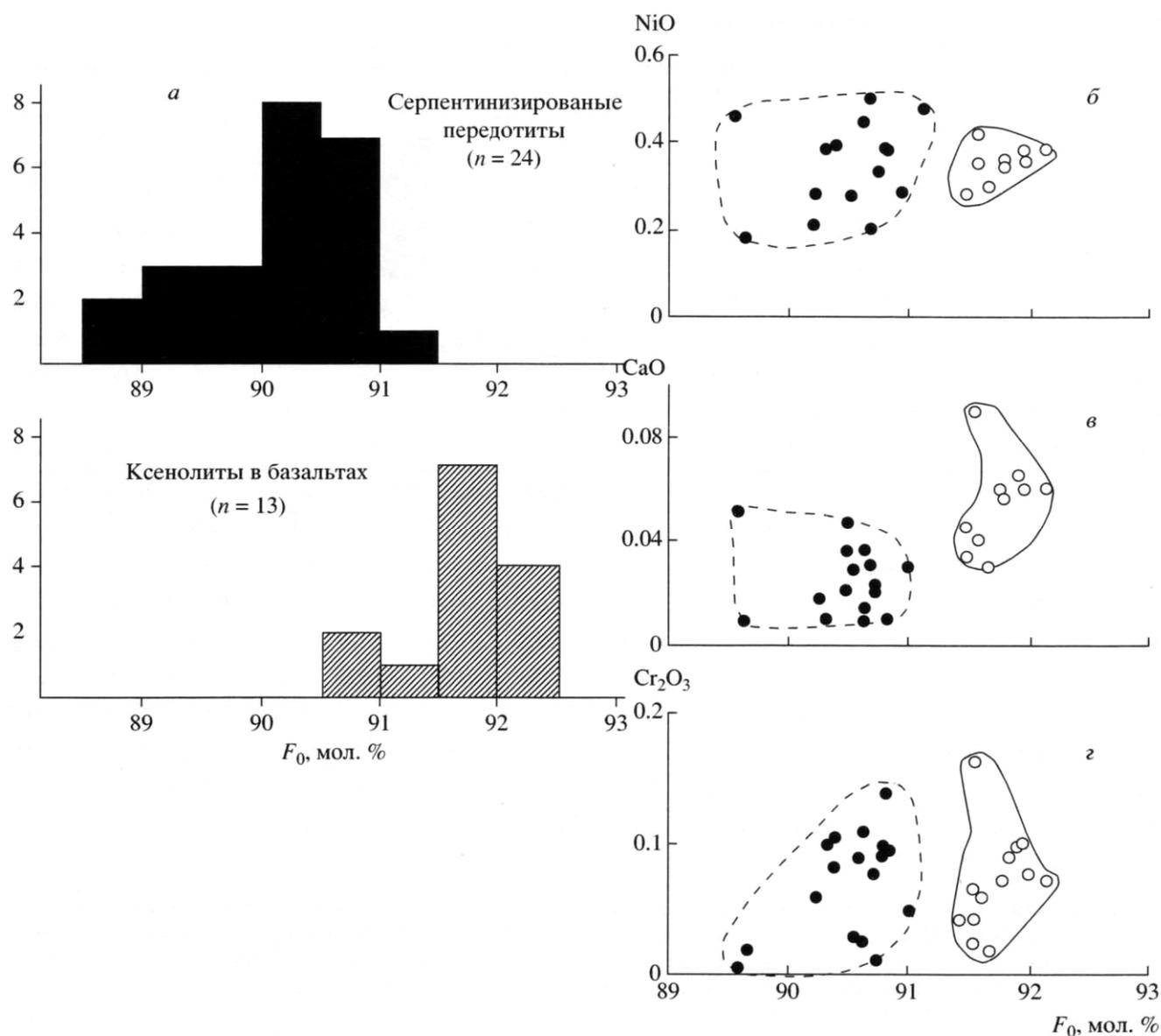
*Ультраосновные включения (ксенолиты).* Ксенолиты представлены остроугольными обломками белого, кремового или светло-коричневого цвета, размер которых не превышает 7-10 см в поперечнике. Они имеют тонкозернистое роговиковое строение с микрогранобластовой структурой. Основная масса породы представлена однородным мозаично погасающим агрегатом мелких оливиновых зерен с развитием редких мелких призматических зерен ортопироксена и пылевидных скоплений бурых хромшпинелидов. При скрещенных николях в однородном гранулированном агрегате выявляются теньевые структуры, обусловленные струйчатым погасанием оливина, напоминающие зеркала скольжения и прожилки антигорита в серпентинитах. Границы ксенолитов с вмещающими базальтами резкие без следов оплавления или реакционного замещения. Описанные роговики, по мнению авторов, скорее всего являются перекристаллизованными при высокой температуре участками дробления и серпентинизации в первичных гипербазитах. Подобные случаи описаны в литературе [7,25] и воспроизведены экспериментально [5,6]. Механизм дезинтеграции первичных гипербазитов и транспортировки ксенолитов обсуждается ниже.

**Состав минеральных фаз.** *Оливин.* Составы оливинов из перидотитов офиолитовой пластины характеризуются высокой магнезиальностью ( $F_{088.9-91.4}$ ), (рис. 2,а) и достаточно высоким содержанием NiO (0.19-0.44 мас. %) (рис. 2,б). Содержания других индикаторных для оливинов компонентов -  $Cr_2O_3$  и CaO варьируют в диапазонах 0.01-0.15 и 0.01-0.05 мас. % соответственно (табл. 1, рис. 2,в,г).

По этим параметрам составы изученных минералов соответствуют области мантийных оливинов. Соотношение магнезиальности оливинов и хромистости сосуществующих шпинелидов в шпинелевых гарцбургитах также указывает на мантийную природу этих пород [28].

Оливины из ультраосновных включений в базальтах характеризуются повышенной по сравнению с оливинами из офиолитовых перидотитов массива магнезиальностью ( $F_{090.6-92.3}$ ), (рис. 2,а). Содержания NiO и  $Cr_2O_3$  в первых сопоставимы с минералами-аналогами из перидотитов (0.23-0.41 и 0.02-0.16 мас. % соответственно), в то время как содержания CaO заметно повышены (0.03-0.09 мас. %), что может быть проинтерпретировано как свидетельство вторичной природы минерала и его образования за счет высокотемпературной дегидратации серпентина, сопровождавшейся еще и выносом железа [4] (рис. 2,б-г).

*Ортопироксен.* Ортопироксены из перидотитов массива горы Рыцарь представлены изометричными зернами энстатита различного размера, иногда содержащими ламеллы клинопироксена.



**Рис. 2.** Гистограммы частоты встречаемости форстеритовой составляющей оливинов (а) и вариации химического состава оливинов в ультрамафитах массива горы Рыцарь (черные кружки) и ультраосновных включениях в базальтах (белые кружки) (б-г).

Минералы характеризуются высокой магнизиальностью ( $mg\# = 0.90-0.91$ ), умеренными содержаниями  $Al_2O_3$  (1.57-3.01 мас. %) (рис. 3,а), низкими -  $TiO_2$  (0.01-0.04 мас. %) и высокими -  $Cr_2O_3$  (0.21-0.62 мас. %) (табл. 2) (рис. 3,б,в). Особенности химизма минералов отражают, по-видимому, условия переуравновешивания пироксенов после распада твердых растворов в ходе субсолидусного метаморфизма. При этом состав ортопироксенов в крупных зернах, содержащих ламеллы клинопироксена (анализы 3, 7 в табл. 2) и лишенных их (анализы 1,2,4-6), а также в мелких зернах не обнаруживают существенных различий состава. В отличие от них состав ортопироксенов из ультраоснов-

ных включений при близких значениях магнизиальности ( $mg\# = 0.89-0.91$ ) характеризуется более низкими содержаниями в них  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$ , а также заметно повышенными концентрациями  $TiO_2$  (рис. 3,а-г). Существует тенденция связывать подобные изменения химизма минералов с диффузионными процессами, обусловленными кристаллизацией в породе метаморфических шпинелидов [2, 40].

**Хромшпинелиды.** В перидотитах массива горы Рыцарь хромистость шпинелидов сильно варьирует ( $cr\# = 0.27-0.67$ ), перекрывая значительную часть диапазона хромистости хромшпинелидов островодужных перидотитов [32] (рис. 4,а). Еще

**Таблица 1.** Химические составы оливинов (мас. %)

Компонент	Дуниты			Серпентинизированные гарцбургиты				Ультраосновные ксенолиты в оливиновых базальтах					
	200-82			199-82		174-82		191/1-82			191/2-82		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	42.44	41.86	42.03	42.71	41.43	40.72	40.37	42.28	42.10	40.98	43.08	40.65	41.22
FeO*	9.96	9.79	9.24	8.67	9.06	9.05	9.30	8.00	7.69	8.11	7.89	7.84	8.30
MnO	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.12	0.14	0.10	0.08	0.08	0.12	0.11	0.12
MgO	48.29	47.18	48.26	47.66	48.67	50.18	50.40	49.94	50.51	50.08	48.12	50.29	50.65
CaO	0.01	0.05	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.06	0.06	0.03	0.09	0.06	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.10	0.00	0.03	0.14	0.11	0.07	0.07	0.02	0.16	0.10	0.06
NiO	0.18	0.46	0.39	0.33	0.28	0.39	0.50	0.34	0.38	0.29	0.35	0.34	0.35
Σ	100.92	99.37	100.03	99.42	99.52	100.61	100.83	100.79	100.89	99.59	99.81	99.39	100.74
Si	1.026	1.029	1.024	1.041	1.015	0.991	0.983	1.018	1.012	1.001	1.043	0.995	0.997
Fe	0.201	0.201	0.188	0.177	0.186	0.184	0.189	0.161	0.155	0.166	0.160	0.161	0.168
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Mg	1.741	1.729	1.753	1.733	1.777	1.820	1.829	1.792	1.810	1.824	1.737	1.836	1.826
Ca	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001
Cr	0.004	0.009	0.008	0.006	0.006	0.008	0.010	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007
Ni	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.000	0.003	0.002	0.001
Co	89.65	89.59	90.31	90.73	90.52	90.82	90.63	91.76	92.11	91.66	91.57	91.94	91.57

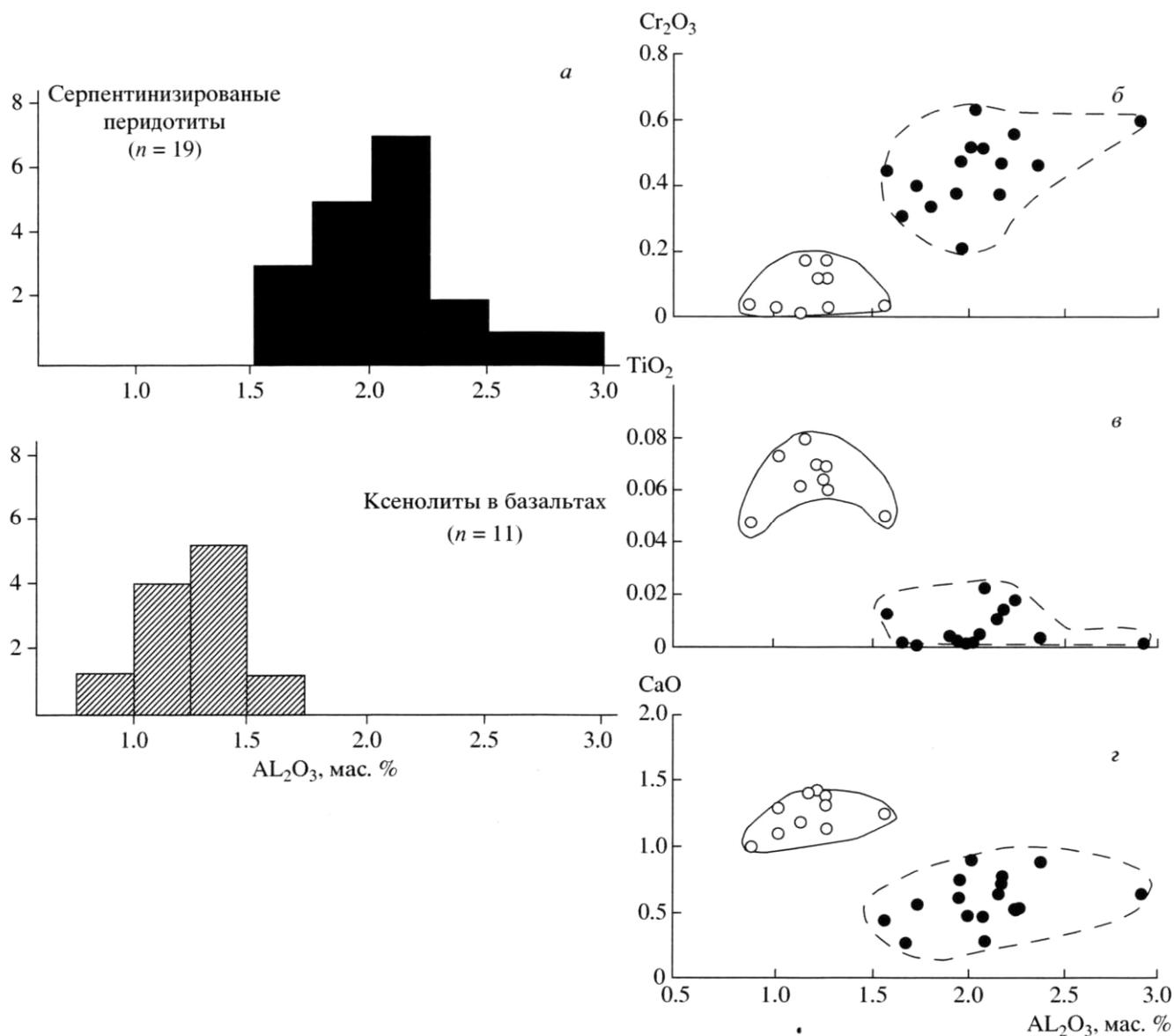
Примечание: \* - все Fe в виде FeO. Методы анализа образцов и их исполнителей см. в тексте.

выше хромистость шпинелидов из дунитов массива ( $сг\# = 0.69-0.84$ ). При этом повышение хромистости шпинелидов сопровождается повышением их железистости и титанистости (рис. 4б,в), что характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов [31]. Для большинства изученных перидотитов состав шпинелидов ( $сг\# = 0.43-0.64$ ) соответствует умеренной степени деплетированности пород и указывает на реститовую природу и, вероятно, супрасубдукционную обстановку генезиса ультрамафитов. Подобный вывод находит свое подтверждение как в соотношении индикаторных параметров шпинелидов (хромистость, магнизиальность), их низкой титанистости и степени окисления железа (табл. 3; рис. 4,а-в), а также и в соотношении хромистости шпинелидов с составами ассоциирующих оливинов и ортопироксенов [28].

Хромистость хромшпинелидов из ультраосновных включений ( $сг\# = 0.64-0.77$ ) примерно соответствует дунитам из массива горы Рыцарь, однако магнизиальность минералов в сравнении с последними повышена, что находит свое отражение в положении фигуративных точек их составов на классификационной диаграмме (рис. 4,а).

Еще большие различия наблюдаются по содержанию TiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые в хромшпинелидах включений заметно повышены (табл. 3, рис. 4,б,в). При этом вариации титанистости и степени окисления железа в минералах практически не зависят от его хромистости и магнизиальности. Подобное сочетание индикаторных параметров составов хромшпинелидов может быть интерпретировано как свидетельство значительного переуравновешивания состава первичных шпинелидов в процессе их высокотемпературной метаморфической перекристаллизации [2].

**Петро- и геохимические особенности.** Составы перидотитов массива горы Рыцарь варьируют в достаточно узком диапазоне (табл.4) и по большинству эмпирических петрохимических показателей ( $mg\#, FeO/SiO_2, MgO/SiO_2, CaO/Al_2O_3, Cr_2O_3/SiO_2$ ) отвечают составам реститовых офиолитовых перидотитов. Несмотря на значительную степень серпентинизации в большинстве изученных образцов вариации содержания ряда породообразующих оксидов (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O) в ультрамафитах обнаруживают отчетливую корреляционную зависимость от содержания MgO (рис. 5,а-г). Аналогичные закономерности устанавливаются



**Рис. 3.** Гистограммы частоты встречаемости содержаний  $Al_2O_3$  в ортопироксенах (а) и вариации химического состава ортопироксенов в ультрамафитах массива горы Рыцарь (черные кружки) и ультраосновных включениях в базальтах (белые кружки) (б-е).

для перидотитов большинства комплексов офиолитового типа [например, 2, 18, 38, 39, 42] и в рамках реститовой модели генезиса супрасубдукционных перидотитов объясняются либо экстракцией магматических расплавов в результате частичного плавления исходных перидотитов [37], либо реакционным взаимодействием перидотитов с мантийными расплавами [33]. Породы заметно деплетированы в отношении Al, Ti и щелочей, при этом содержания  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  (компонентов, малоподвижных в условиях метаморфизма) близки между собой, что характерно для реститовых супрасубдукционных перидотитов [2].

Вариации состава ультраосновных включений обнаруживают те же тенденции, что и перидотиты массива горы Рыцарь - наличие отчетливой корреляционной зависимости содержания ряда петрогенных оксидов от MgO (рис. 5, а-г). Более того, в силу своей большей кремнекислотности, составы ультраосновных включений "надстраивают" композиционные тренды перидотитов, подразумевая тем самым генетическую общность причин, вызывающих эти вариации.

Так же как и для основных петрогенных оксидов, в перидотитах и в ультраосновных включениях массива горы Рыцарь устанавливается обратная корреляционная зависимость содержания

Таблица 2. Химические составы ортопироксенов (мас. %)

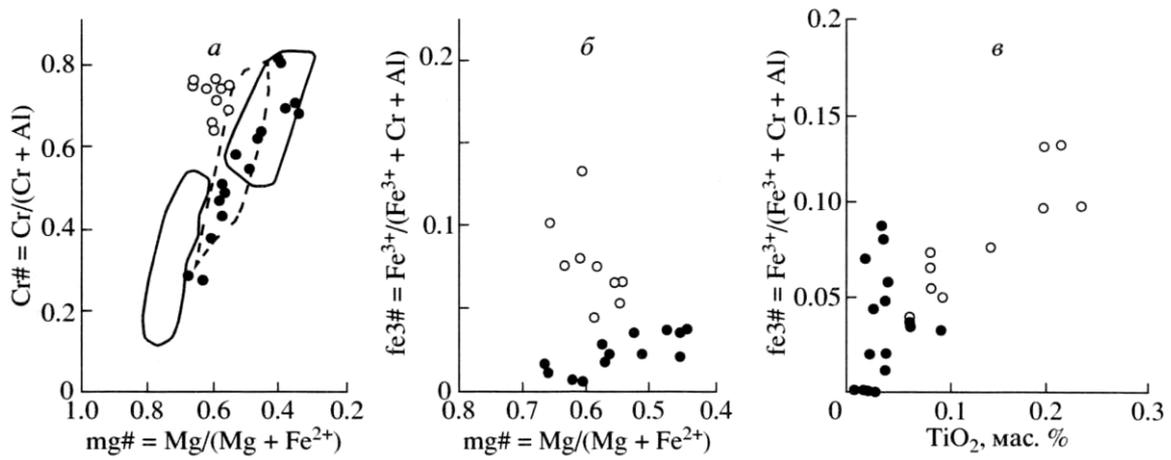
Компонент	Серпентинизированные шпинелевые гарцбургиты							Ультраосновные ксенолиты в оливиновых базальтах					
	199-82				174-82			191/1-82			191/2-82		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	57.9	58.1	58.4	57	57.56	56.3	57.2	56.4	55.9	56.67	57.21	58.1	57.3
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0.01	0.04	0	0.59	0.78	0.72	0.61	0.47	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	2.02	1.94	1.98	1.67	2.06	2.9	1.27	1.17	1.02	1.14	0.89	1.57
FeO*	6.22	5.43	5.71	6.02	6.15	5.88	5.83	5.72	6.4	6.94	6.74	5.87	5.67
MnO	0	0.01	0.02	0.04	0.13	0.1	0.05	0.11	0.1	0.13	0.09	0.07	0.12
MgO	32.7	32.2	32	33.5	33.9	33.9	32	33.3	33	33.14	33.11	32.9	32.6
CaO	0.56	0.89	0.74	0.49	0.27	0.47	0.64	1.3	1.41	1.27	1.18	1.04	1.24
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.15	0.08	0.04	0.05	0.05	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.4	0.51	0.37	0.21	0.31	0.62	0.59	0.17	0.17	0.03	0.02	0.04	0.04
NiO	0.02	0.04	0	0.03	0.12	0.04	0	0.06	0.05	0.06	0	0.02	0
Σ	99.5	99.3	99.1	99.4	100.1	99.4	99.2	99.1	99.1	100	100.2	99.5	99.1
Si	2.02	2.03	2.04	1.98	1.985	1.95	2	1.97	1.96	1.967	1.982	2.03	2
Al <sup>IV</sup>	0	0	0	0.02	0.015	0.05	0	0.03	0.05	0.033	0.018	0	0
Al <sup>VI</sup>	0.07	0.08	0.08	0.06	0.053	0.04	0.12	0.02	0	0.009	0.028	0.04	0.07
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.019	0.016	0.01	0.01
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.008	0.02	0.02	0.01	0.01	0.001	0.001	0	0
Fe	0.18	0.16	0.17	0.18	0.177	0.17	0.17	0.17	0.19	0.201	0.195	0.17	0.17
Mn	0	0	0	0	0.004	0	0	0	0	0.004	0.003	0	0
Mg	1.7	1.68	1.67	1.74	1.743	1.75	1.67	1.73	1.72	1.715	1.71	1.71	1.7
Ca	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	0.047	0.044	0.04	0.05
Na	0	0	0	0	0.001	0	0	0.01	0.01	0.003	0.003	0	0.01
Ni	0	0	0	0	0.003	0	0	0	0	0.002	0	0	0
W <sub>o</sub>	1.1	1.8	1.5	1	0.5	0.9	1.3	2.5	2.7	2.4	2.2	2	2.5
En	89.4	89.7	89.5	89.9	90.1	90.2	89.5	88.8	87.6	87.2	87.6	89	88.7
F <sub>S</sub>	9.5	8.5	9	9.1	9.4	8.9	9.2	8.7	9.7	10.4	10.2	9	8.8

Примечание: \* - все Fe в виде FeO. Методы анализа образцов и их исполнителей см. в тексте.

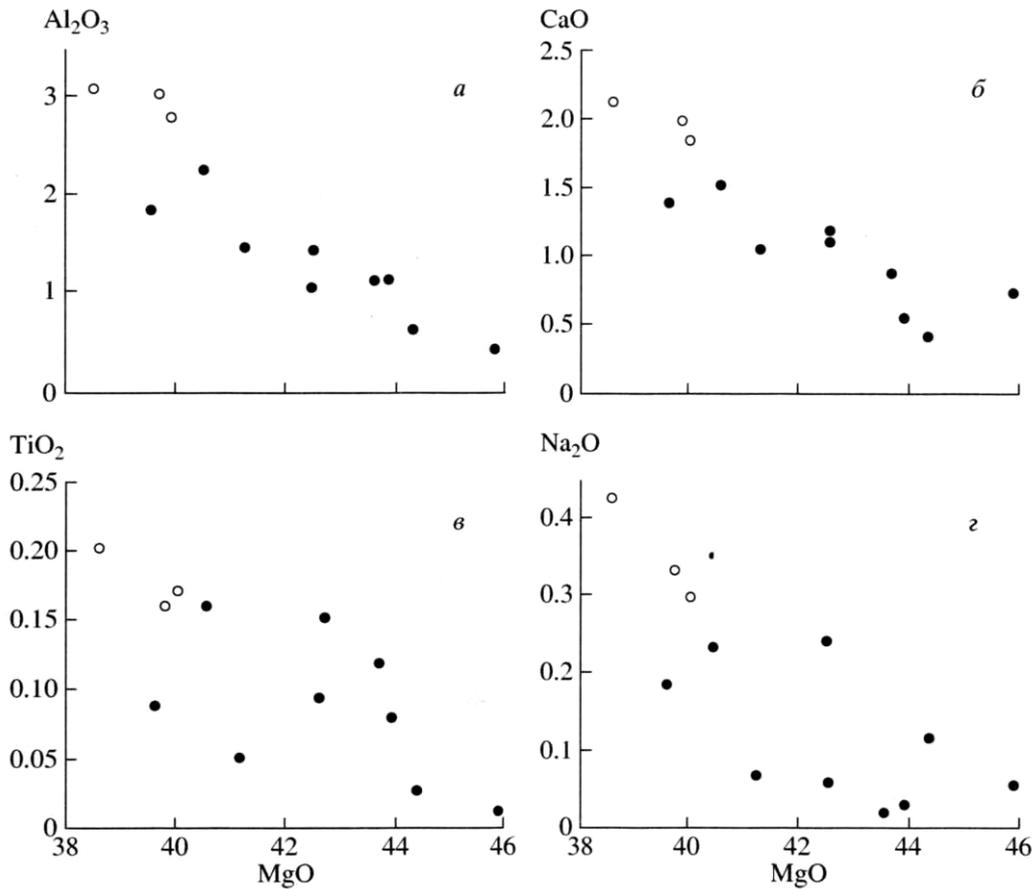
некоторых элементов-примесей (Sc, Си, Cr, Ni) от MgO (табл. 4). Для изученных перидотитов характерна значительная степень деплетированности в отношении крупноионных литофильных (Ba, Rb, Sr) и некоторых высокозарядных литофильных элементов (Nb, Zr, Y) (рис. 6,б). Уровень накопления редкоземельных элементов составляет 0.03-0.15 хондритовых норм для легких и тяжелых РЗЭ и 0.01-0.04 - для средних, для которых характерен фракционированный симметричный U-образный тренд распределения ((La/Sm)<sub>N</sub> = 2.41 ± 0.85; ((Sm/Yb)<sub>N</sub> = 0.78 ± 0.29) (рис. 6,а). Отмеченные геохимические особенности, так же как и формы

мультиэлементных спектров изученных пород (рис. 6,б), присущи реститовым шпинелевым перидотитам типичных офиолитовых комплексов супрасубдукционного типа [16, 38, 39].

Уровень накопления большинства несовместимых элементов (включая РЗЭ) в ультраосновных ксенолитах в целом выше, чем в перидотитах горы Рыцарь (табл. 4), хотя и является достаточно низким (для всех рассматриваемых элементов он ниже хондритовой нормы). Отличительной геохимической особенностью изученных ксенолитов (по сравнению с исходными перидотитами)



**Рис. 4.** Бинарные композиционные диаграммы (а-в) для составов хромшпинелидов из ультрамафитов массива горы Рыцарь (черные кружки) и ультраосновных включений в базальтах (белые кружки). На диаграмме (а)  $cr\#$  -  $mg\#$  оконтурены поля составов Cr-шпинелей абиссальных перидотитов (точечная линия); островодужных гардбургитов (пунктирная) и островодужных дунитов (сплошная) (по [31, 32]).



**Рис. 5.** Вариационные диаграммы оксид - MgO (мас. %) для ультрамафитов массива горы Рыцарь (черные кружки) и ультраосновных включений в базальтах (белые кружки). Составы пород (табл. 4 и данные, заимствованные из [21]) пересчитаны на безводное вещество.

является менее фракционированное распределение РЗЭ и отсутствие положительной Zr аномалии (рис. 6,а,б). Обращает на себя внимание тот

факт, что формы мультиэлементных и редкоземельных спектров перидотитов и ксенолитов подобны (в ксенолитах более сглажены спектры

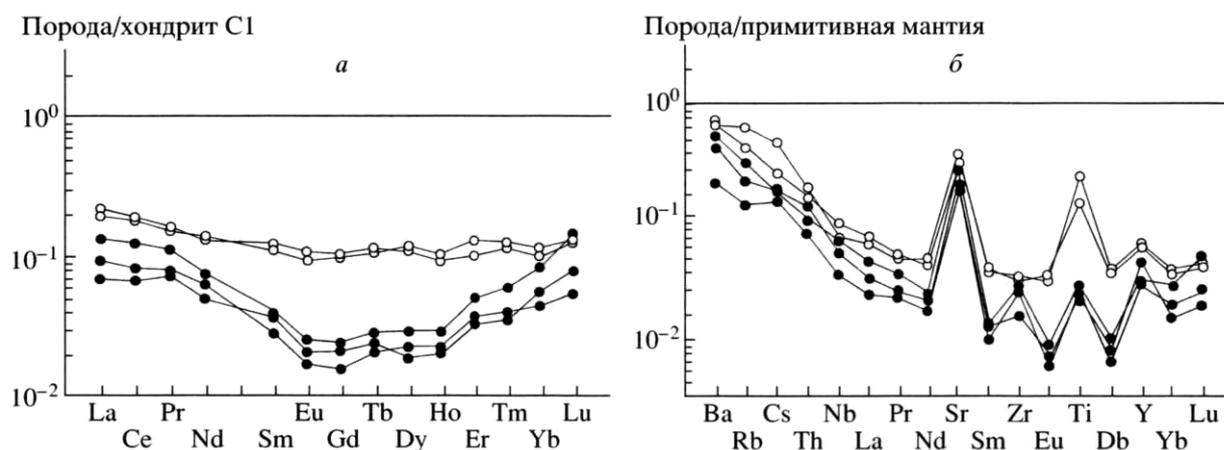


Рис. 6. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры перидотитов массива горы Рыцарь (черные кружки) и ультраосновных включений в базальтах (белые кружки), нормированные к составам углистого хондрита C1 [27] и примитивной мантии [41] соответственно.

РЗЭ), что может служить указанием на их генетическую общность.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование минералов выявило значительное различие состава главных минеральных фаз в исходных и результирующих породах этого природного эксперимента. Различия касаются большинства индикаторных компонентов для каждого из рассмотренных минералов и вполне отчетливо указывают на переуравновешивание "первичных"\* составов минералов в процессе их высокотемпературной перекристаллизации. Аналогичные изменения состава сосуществующих минералов (увеличение магнезиальности и кальциевости оливина, резкое понижение глиноземистости ортопироксена и рост титанистости и степени окисления железа в хромшпинелиде) неоднократно отмечалось в экспериментах по высокотемпературной десерпентинизации [5, 6], а также при перекристаллизации серпентинитов на контакте с высокотемпературными магматическими образованиями, например с гранитами [7].

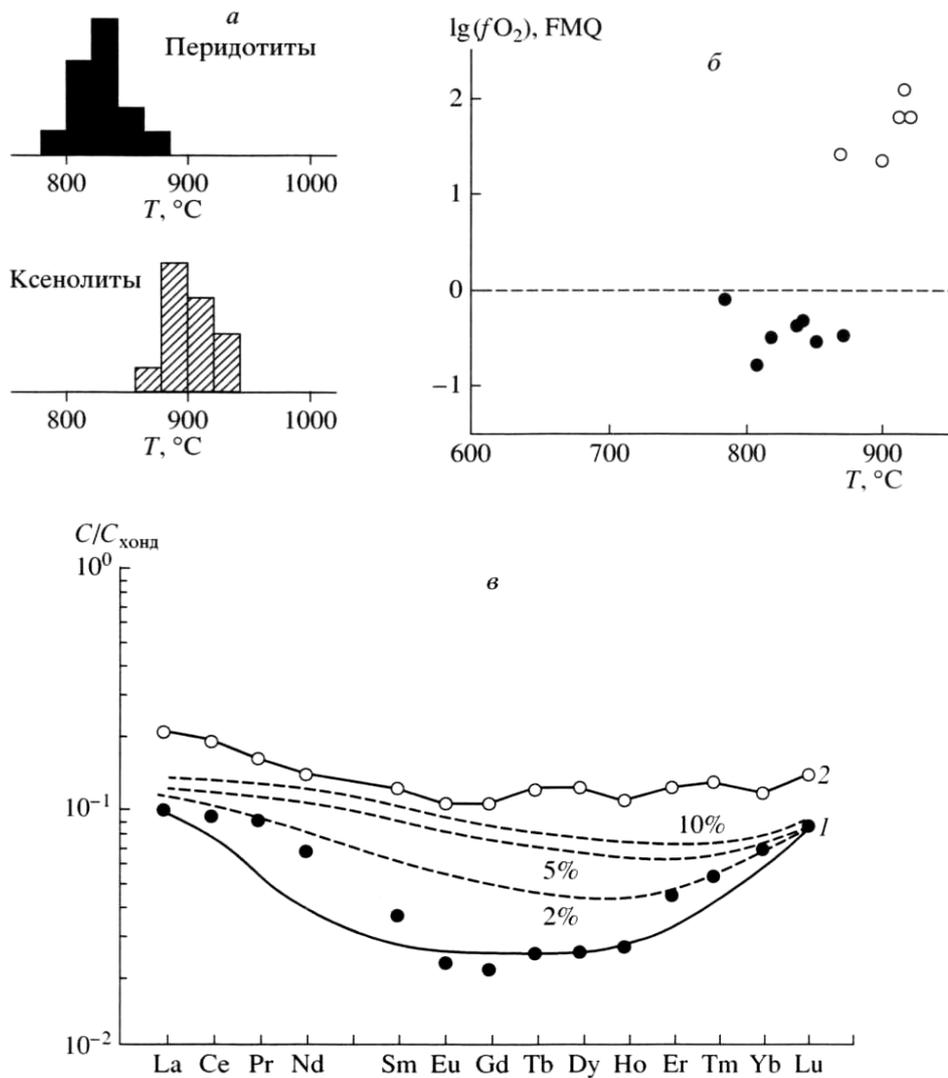
Некоторое представление об условиях высокотемпературного переуравновешивания составов минералов дают оценки температуры и фугитивности кислорода, сделанные для исходных ультрамафитов массива горы Рыцарь и ультраосновных включений с помощью геотермометра и геоксометра К. Бэллхауза и др. [29] для равновесной ассоциации оливин-ортопироксен-хромшпинелид. Анализ полученных оценок показывает существ-

венное отличие температурных условий субсолидусного равновесия для ассоциаций рассматриваемых пород (рис. 7,а). Еще ярче различия петрогенезиса проявлены в редокс-условиях. Для заключительного этапа субсолидусного метаморфизма в шпинелевых гарцбургитах массива горы Рыцарь фугитивность кислорода была ниже величины, отвечающей буферу фаялит-магнетит-кварц (FMQ -0.9 -0.1) лог.ед., в то время как для ультраосновных включений фугитивность кислорода была существенно выше (FMQ +1.2 + 2.1) лог. ед. (рис. 7,б) и явно соответствующей приповерхностным условиям перекристаллизации.

Геохимические различия валовых составов ксенолитов и ультрамафитов массива горы Рыцарь менее очевидны. Выше подчеркивалось, что формы мультиэлементных и редкоземельных спектров перидотитов и ксенолитов во многом подобны, а наблюдаемые отличия не исключают их возможную генетическую общность. Одной из причин, которая могла бы объяснить эти различия в уровне накопления высокозарядных литофилов (Ti, Zr, Y, Nb, средних и тяжелых РЗЭ - элементов неподвижных в процессе высокотемпературной перекристаллизации ультрамафитов) в исходных и результирующих породах являются процессы частичного плавления с экстракцией образовавшегося расплава во вмещающую ксенолиты магму. Проведенное геохимическое моделирование [20] с использованием модели критического плавления в варианте, близком к описанному в известных работах А.В. Соболева и Н. Шимидзу [22, 23], показало, что распределение концентраций элементов, близкое к наблюдаемому в ультраосновных ксенолитах, достигается при модельном частичном плавлении перидотитов массива горы Рыцарь со степенью частичного плавления 12-15% (т.е. при достижении той степени частичного

\* Термин "первичный" относительно к составам минералов серпентинизированных ультрамафитов горы Рыцарь принят условно, так как минералы в процессе выведения ультрамафитов на поверхность уже испытали субсолидусную и многостадийную метаморфическую перекристаллизацию.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ



**Рис. 7.** Температурные (а, б) и редокс (б) условия для равновесной ассоциации оливин-ортопироксен-хромшпинелид в ультрамафитах массива горы Рыцарь (черные кружки) и ультраосновных включениях в базальтах (белые кружки). При расчетах использованы геотермометр и геооксометр К.Бэллхауза и др. [29]. в - модельное распределение РЗЭ в исходном и результирующем продуктах процесса ксенолитообразования. Нормировано по хондриту С1 [27]. 1 - усредненный спектр РЗЭ перидотитов массива горы Рыцарь; 2 - усредненный спектр РЗЭ ультраосновных ксенолитов. На модельных кривых цифрами обозначена степень частичного плавления источника в %.

плавления, при которой клинопироксен полностью расплавляется и удаляется из исходных перидотитов [30]) (рис. 7,в). Косвенным доказательством корректности полученных оценок является отсутствие клинопироксена в изученных ксенолитах. Приведенные оценки степени частичного плавления для ксенолитов находятся в хорошем соответствии с результатами определения степени деплетированности породы, полученными на основании данных о химическом составе породообразующих минералов, в первую очередь хромшпинелида (рис. 4,а).

Одним из дискуссионных вопросов рассматриваемой проблемы является принципиальная возможность транспортировки ультраосновных нодулей из

мантии в процессе вулканических извержений. Естественными факторами, определяющими возможность такой транспортировки, являются распределение ксенолитов в процессе вулканизма по фазам извержения вулканов и в объеме отдельных магматических тел, а также размеры, масса и форма ксенолитов, вязкость расплавов и другие физико-механические свойства участвующих в ксенолитообразовании пород. В последнее время установлено [24], что реальные скорости подъема магматических расплавов на 2-4 порядка ниже скоростей, необходимых для выноса ультрамафитовых нодулей непосредственно из мантии, и, следовательно, транспортирование нодулей базальтовой магмой из мантии к дневной поверхности

Таблица 3. Химические составы хромшпинелидов (мас. %)

Компо- нент	Серпентинизированные шпинелевые гарцбургиты							Дуниты		Ультраосновные ксенолиты в оливиновых базальтах						
	174-82			178-82		199-82		200-82		191/1-82				191/2-82		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.06	0.09	0.14	0.21	0.23	0.08	0.06	0.09	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43.95	42.61	36.19	15.99	16.40	27.66	29.46	7.85	8.00	18.21	12.24	11.85	15.54	12.63	13.17	13.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.31	25.47	32.39	49.57	49.40	41.48	38.71	61.21	61.41	47.85	50.27	53.00	50.84	56.73	55.28	51.76
FeO*	16.35	15.34	16.27	26.72	27.51	18.55	18.88	22.30	21.65	21.11	24.41	20.30	21.87	18.15	20.28	20.63
MnO	0.18	0.18	0.04	0.46	0.51	0.32	0.26	0.33	0.28	0.19	0.25	0.20	0.22	0.27	0.23	0.33
MgO	14.93	15.97	14.06	6.52	6.08	12.69	12.95	8.97	9.24	13.20	12.96	13.84	11.58	12.33	11.71	12.22
NiO	0.14	0.10	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.05	0.05	0.02	0.04	0.06
ZnO	0.15	0.09	0.04	0.32	0.45	0.02	0.01	0.14	0.12	0.10	0.14	0.11	0.12	0.11	0.08	0.14
Σ	100.01	99.76	99.02	99.60	100.44	100.73	100.28	100.86	100.81	100.83	100.48	99.58	100.30	100.30	100.88	99.01
FeO**	15.90	14.06	15.90	24.02	24.94	16.96	16.78	19.61	19.28	15.04	14.42	12.74	16.81	15.11	16.42	15.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.50	1.42	0.41	3.01	2.85	1.76	2.34	2.99	2.64	6.75	11.10	8.40	5.62	3.38	4.29	6.22
Ti	0.000	0.000	0.000	0.004	0.010	0.000	0.000	0.012	0.018	0.026	0.040	0.044	0.015	0.012	0.017	0.016
Al	11.579	11.228	9.940	4.984	5.083	7.809	8.273	2.464	2.506	5.308	3.667	3.567	4.653	3.812	3.961	4.187
Cr	4.295	4.500	5.966	10.361	10.267	7.853	7.289	12.882	12.899	9.353	10.099	10.697	10.207	11.483	11.150	10.538
Fe <sup>2+</sup>	2.975	2.632	3.102	5.316	5.490	3.401	3.345	4.371	4.288	3.112	3.068	2.724	3.574	3.239	3.507	3.240
Fe <sup>3+</sup>	0.084	0.239	0.071	0.598	0.564	0.318	0.419	0.598	0.527	1.256	2.123	1.614	1.075	0.651	0.824	1.206
Mn	0.034	0.034	0.008	0.103	0.114	0.065	0.053	0.074	0.063	0.040	0.054	0.043	0.047	0.059	0.050	0.072
Mg	4.979	5.327	4.888	2.573	2.385	4.535	4.603	3.564	3.664	4.871	4.915	5.273	4.389	4.711	4.459	4.697
Ni	0.025	0.018	0.006	0.000	0.008	0.002	0.002	0.000	0.004	0.006	0.000	0.010	0.010	0.004	0.008	0.012
Zn	0.025	0.015	0.007	0.063	0.087	0.004	0.002	0.028	0.024	0.018	0.026	0.021	0.023	0.021	0.015	0.027
cr#	0.27	0.29	0.38	0.68	0.67	0.50	0.47	0.84	0.84	0.64	0.73	0.75	0.69	0.75	0.74	0.72
mg#	0.63	0.67	0.61	0.33	0.30	0.57	0.58	0.45	0.46	0.61	0.62	0.66	0.55	0.59	0.56	0.59
fe3#	0.01	0.01	0.00	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.08	0.13	0.10	0.07	0.04	0.05	0.08

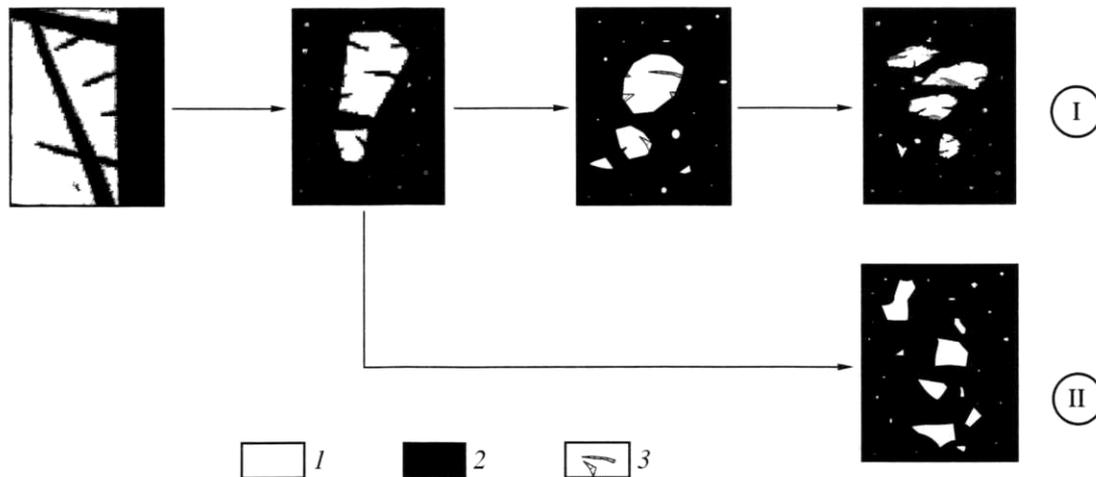
Примечание. \* - все Fe в виде FeO. \*\* - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитаны по стехиометрии. cr# = Cr/(Cr + Al); mg# = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); fe3# = Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Cr + Al). Методы анализа образцов и их исполнителей см. в тексте.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Таблица 4. Химический состав пород массива горы Рыцарь

Компонент	Серпентинизированные перидотиты				Ультраосновные ксенолиты в базальтах			Оливиновые базальты	
	174-82	178-82	199-82	200-82	191/1-82	191/2-82	191/4-82	190-82	191-82
SiO <sub>2</sub> , мас. %	39.68	39.06	37.22	40.54	41.88	43.28	44.24	50.60	48.18
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.03	0.01	0.08	0.16	0.15	0.19	0.43	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.27	0.55	0.36	1.65	2.62	2.84	2.95	17.54	16.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.35	0.31	0.39	0.17	0.23	0.14	0.02	0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.85	5.46	5.20	6.52	3.66	3.19	2.88	1.38	2.79
FeO	2.09	2.30	2.44	2.71	5.83	4.87	5.76	6.61	6.26
MnO	0.20	0.29	0.25	0.15	0.12	0.12	0.14	0.13	0.15
MgO	36.74	38.67	39.48	34.26	37.8	37.57	36.98	8.91	10.53
CaO	1.01	0.35	0.64	1.22	1.75	1.87	2.04	8.81	8.52
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.10	0.05	0.17	0.28	0.31	0.41	3.20	2.61
K <sub>2</sub> O	0.00	0.08	0.02	0.00	0.24	0.08	0.11	0.91	0.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.04	0.05	0.12	0.16	0.12	0.14	0.20	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.87	2.27	1.07	0.42	1.28	1.52	1.87	0.28	0.62
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12.05	11.43	11.93	12.70	3.12	3.14	2.56	0.53	1.02
Σ	99.31	100.98	99.03	100.93	99.07	99.29	100.41	99.55	99.23
Sc, ppm	24.5	18.4	9.7		38.7	43.8			
V	41	31	19		12	19			
Cr	1691	1189	1089		2365	2789			
Ni	1657	1894	1910		2286	2481			
Cu	14	12	12		28	33			
Zn	35	37	31		57	70			
Rb	0.09	0.15	0.21		0.28	0.42			
Sr	26.5	40.4	35.0		26.5	40.4			
Y	0.56	1.70	4.98		0.56	1.70			
Zr	4.01	0.92	0.34		4.01	0.92			
Nb	0.03	0.04	0.05		0.07	0.05			
Cs	0.001	0.002	0.002		0.002	0.004			
Ba	1.5	3.2	4.1		5.2	4.8			
La	0.022	0.032	0.017		0.052	0.046			
Ce	0.052	0.077	0.042		0.113	0.111			
Pr	0.007	0.010	0.007		0.015	0.014			
Nd	0.029	0.034	0.024		0.060	0.063			
Sm	0.004	0.006	0.006		0.018	0.017			
Eu	0.001	0.002	0.001		0.006	0.005			
Gd	0.003	0.005	0.004		0.020	0.019			
Tb	0.001	0.001	0.001		0.004	0.004			
Dy	0.006	0.007	0.005		0.027	0.029			
Ho	0.001	0.002	0.001		0.005	0.006			
Er	0.006	0.008	0.006		0.016	0.021			
Tm	0.001	0.002	0.001		0.003	0.003			
Yb	0.008	0.014	0.010		0.017	0.019			
Lu	0.001	0.004	0.002		0.003	0.003			
Th	0.01	0.01	0.01		0.01	0.02			

Примечание. Методы анализа образцов и их исполнителей см. в тексте.



**Рис. 8.** Схема образования ультраосновных ксенолитов при взаимодействии серпентинизированных перидотитов и базальтового расплава. I - вариант "медленной" транспортировки с пребыванием ксенолитов в промежуточной магматической камере; II - вариант "быстрой" транспортировки с непосредственным выносом ксенолитов на дневную поверхность. 1 - десерпентинизированные (регенерированные) ультрамафиты; 2 - базальтовый расплав; 3 - прожилки оливина второй генерации.

невозможно из-за малой вязкости расплавов и значительной разницы в плотностях расплава ( $2.0-2.7 \text{ г/см}^3$ ) и нодулей ( $3.2-3.4 \text{ г/см}^3$ ). В этом свете наиболее вероятной представляется обстановка приповерхностного образования ксенолитов, а сам механизм формирования нодулей необходимо обязательно рассматривать с учетом одновременного нарастания концентрации летучих, создающих благоприятные условия для ликвационных процессов и обеспечивающих эксплозивный выброс расплавов и увеличение вязкости расплавов, способных удержать включения высокой плотности. Важным следствием такого подхода к проблеме ксенолитообразования является ограничение максимальных размеров ультраосновных нодулей, поведение которых в расплаве описывается законами гидравлики и прежде всего, законом Стокса. Выведенная из этого закона формула в первом приближении позволяет оценить максимальный размер (диаметр) ультраосновных ксенолитов. В рассматриваемом нами примере этот размер составляет 15.5 см. Подтверждением достоверности такой оценки является отсутствие в лавах горы Рыцарь находок ксенолитов, размер которых в поперечнике превышал бы 10 см. Сравнительно небольшие размеры ксенолитов позволяют предполагать однородный характер геохимических трансформаций по всему объему отдельных нодулей, что подтверждается относительной гомогенностью составов различных минеральных фаз и отсутствием в них выраженной композиционной зональности.

Механизм формирования ксенолитов в магматической колонне неоднократно описывался в литературе [8, 10, 14, 16, 25, 36] и нами специально не

рассматривался. Подчеркнем лишь, что характерная остроугольная форма включений, гомогенность состава основных породообразующих минералов и отсутствие нескольких генераций одних и тех же минералов, отсутствие следов оплавления и/или реакционного замещения в ксенолитах, отсутствие амфиболовых прожилков и т.д. свидетельствуют об относительной кратковременности процесса транспортировки ксенолитов в расплаве (вариант II на рис. 8). Вполне логично ожидать еще большего масштаба композиционных изменений ксенолитов при более продолжительном их нахождении в расплаве (например, в промежуточной магматической камере (вариант I на рис. 8)). Все вышеизложенное убеждает авторов в необходимости очень осторожного подхода при реконструкции природы мантийных субстратов областей проявления вулканизма, требующего обязательного учета степени и характера геохимических трансформаций ксенолитов, состав которых использован для таких реконструкций.

**Выводы.** 1. Состав главных породообразующих минералов обнаруживает значительное различие в исходных и результирующих породах. Эти различия касаются большинства индикаторных компонентов для каждого из рассмотренных минералов и вполне отчетливо указывают на переуравновешивание первичных (без учета субсолидусных изменений) составов минералов в процессе их высокотемпературной перекристаллизации. Аналогичные изменения состава сосуществующих минералов (увеличение магнезиальности и кальциевости оливина, резкое понижение глиноземистости ортопироксена и рост титанистости и степени окисления железа в хромшпинелиде) не-

## ПРЕОБРАЗОВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

однократно отмечались в экспериментах по высокотемпературной десерпентинизации, а также при перекристаллизации серпентинитов на контакте с высокотемпературными магматическими образованиями, например с гранитами [5-7, 25].

2. Возможной причиной, обуславливающей различие состава исходных перидотитов и ультраосновных включений в базальтах, является частичное плавление вещества серпентинитовых нодул в процессе высокотемпературного воздействия на них вмещающего базальтового расплава при транспортировке к поверхности. Степень частичного плавления (и степень геохимического изменения), по-видимому, прямо пропорциональна размерам ксенолитов [24], что подтверждается отсутствием включений, размер которых превышал бы определенный лимит.

3. Выявленная вещественная трансформация первичных ультрамафитов даже при непродолжительном воздействии на них базальтового расплава (в случае базальтов горы Рыцарь весь путь транспортировки ультраосновных нодул составлял сотни метров, а сам процесс был весьма кратковременным) убеждает авторов в невозможности прямого отождествления составов ксенолитов с составами исходных мантийных субстратов, поскольку в подавляющем большинстве случаев длительность процесса трансформации первичных ультрамафитов в базальтовом расплаве была несоизмеримо выше и масштаб трансформации мог быть гораздо больше.

Полученные результаты во многом противоречат выводам, сделанным А.В. Колосковым с соавторами: "Тренды изменения составов минералов свидетельствуют о том, что эти различия вряд ли могут быть вызваны процессами перекристаллизации ксенолитов плутонических ультрамафитов при попадании их в базальтовые расплавы" [15, с. 149], а также аналогичным высказываниям некоторых других исследователей [10, 34]. На наш взгляд, эти противоречия лишь подчеркивают дискуссионность затронутых вопросов и являются стимулом для продолжения исследований по этой проблеме.

Авторы признательны А.В. Колоскову и М.Ю. Пузанкову за конструктивное обсуждение отдельных положений статьи, а также В.М. Чубарову и Т.М. Философовой за помощь в проведении микронзондовых исследований. Исследования поддержаны РФФИ (грант № 01-05-64951).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.Л., Цуканов Н.В. и др.* Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Базылев Б.А., Закариадзе Г.С., Желязкова-Панайотова М.Д. и др.* Петрология ультрабазитов из офиолитовой ассоциации кристаллического основания Родопского массива // Петрология. 1999. Т. 7. №2. С. 191-212.
3. *Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В. и др.* Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21-34.
4. *Велинский В. В., Банников О. Л.* Оливины альпидо-типных гипербазитов. Новосибирск.: Наука, 1986. 102 с.
5. *Велинский В.В., Корнева Т.А., Банников О. Л.* Динамика дегидратации серпентина и образование оливина в термическом эксперименте // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 115-120.
6. *Велинский В.В., Павлов А.Л.* Физико-химический анализ влияния флюида на процессы серпентинизации ультраосновных пород и дегидратации серпентинитов//Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 68-78.
7. *Велинский В.В., Павлов А.Л.* // Геохимия. 2002. №2. С. 131-141.
8. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.
9. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
10. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
11. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.Л., Магакян Р. и др.* Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Коряжского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87-102.
12. *Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Басманов В.М.* Офиолитовые покровы полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 665-669.
13. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
14. *Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный Мир, 1999. 223 с.
15. *Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С.* Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя "коро-мантийной смеси" в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123-152.
16. *Кутыев Ф.Ш., Шаранов В.И.* Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.
17. *Литвинов А.Ф., Белый А.В., Лопатин В.Б.* Позднекайнозойский вулканизм полуострова Озерной (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1991. №2. С. 12-27.
18. *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.
19. *Осипенко А.Б., Стефанов Ю.М.* Структурный контроль и границы распространения массивов альпинотипных ультрамафитов Восточной Камчатки // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 2. М: ГЕОС, 1999. С. 49-50.
  20. *Пузанков М.Ю., Осипенко А.Б., Колосков А.В.* Геохимические эффекты, сопровождающие трансформацию гипербазитовых включений в базальтовом расплаве // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 2000. С. 66-68.
  21. *Сидоров Е.Г.* Альпинотипные гипербазиты Восточной Камчатки (петрология, минералогия, рудоносность). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1987. 27 с.
  22. *Соболев А.В.* Проницаемость океанической мантии и нелинейность в процессах ее плавления // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 54-67.
  23. *Соболев А.В., Шимизу Н.* Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 2. С.354-360.
  24. *Феногенов А.Н.* О вероятности транспортирования ультрамафитовых нодул щелочно-базальтовой магмой с мантийных глубин // Вестник МГУ. Сер. Геология. 1997. № 4. С. 68-71.
  25. *Щека С.А.* Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
  26. *Щека С.А., Куренцова И.А., Волюнец О.Н.* Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов // Типоморфные особенности породообразующих минералов. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3-41.
  27. *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.
  28. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation//Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 191-204.
  29. *Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer: implications for the oxidation state of the mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27-40.
  30. *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. V. 62. № 5. P. 853-866.
  31. *Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 54-76.
  32. *Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R.* Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamants in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc. Leg 125 / Ed. Fryer P. Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 125. College Station, TX (Ocean Drilling Programm). P. 445-486.
  33. *Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E.* Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // Nature. 1992. V. 358. P. 635-641.
  34. *Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.* Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka Arc // J. Petrology. 1995. V. 36. № 6. P. 1505-1527.
  35. *Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Widom E.* Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism // Lithos. 2002. V. 60. P. 113-128.
  36. *Klugel A.* Reactions between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Islands): constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 131. P. 237-257.
  37. *Niu Y.* Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites // J. Petrology. 1997. V. 38. P. 1047-1074.
  38. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrology. 1998. V. 39. №9. P. 1577-1618.
  39. *Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 36-53.
  40. *Smith D., Riter J.C.A.* Genesis and evolution of low-Al orthopyroxene in spinel peridotite xenoliths, Grand Canyon Field, Arizona, USA // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 391-404.
  41. *Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and isotope systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Eds Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313-345.
  42. *Takazawa E., Frey F.A., Shimizu N., Obata M.* Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. № 4. P. 695-716.

## **Transformation of Ultramafic Nodules in a Basalt Melt: a Field Experiment (the Rytsar Volcanic Center, Ozernoi Peninsula, Eastern Kamchatka)**

**E. G. Sidorov<sup>1</sup>, A. B. Osipenko<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

<sup>2</sup> *Vernadsky Geological Museum, Russian Academy of Sciences, Moscow, 103009, Russia*

We present data from a detailed mineralogic-geochemical study of ultramafic nodules in Pleistocene basalts of the lava lying on Mount Rytsar, Ozernoi Peninsula, eastern Kamchatka. It was found that the ultramafic nodules are debris of serpentized and tectonized rocks in an Upper Cretaceous ultramafic massif, the rocks being trapped by basalts which penetrate through and armor the massif. The compositions of the leading rock-forming minerals differ considerably between primary and resulting rocks. The differences in question are relevant to most indicator components for each of the minerals considered and clearly indicate an overbalance in the primary mineral compositions during high-temperature recrystallization. The likely cause of chemical transformations of ultramafic rocks in the melt consists in changes in the material composition of serpentinite nodules during the high-temperature action of the host basalt melt on them as they were transported to the ground surface. It is concluded that the xenolith composition cannot be identified in a straightforward manner with the compositions of the primary mantle substratum.