

ШПИНЕЛЬ-АНТОФИЛЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (Северный Казахстан)

А.Ю. Селятицкий

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

В Кокчетавской коллизионной зоне (Северный Казахстан) обнаружены шпинель-антофиллитовые породы, ранее здесь не отмечавшиеся, которые можно классифицировать как низкокальциевые ультраосновные шпинелевые амфиболиты. Они найдены в 2 км западнее д. Енбек-Берлык среди сланцев и кварцитов и ассоциируют со шпинелевыми гарцбургитами и гранатовыми пироксенитами. В минеральном составе ультраосновных амфиболитов преобладают зеленая шпинель и антофиллит. В породе встречаются псевдоморфозы, состоящие из шпинели, антофиллита, роговой обманки и магнетита, сечения которых имеют округлые и полигональные очертания. Возможно, что псевдоморфозы возникли при замещении зерен граната. Призмы антофиллита и редкие реликтовые зерна оливина содержат удлиненные субпараллельные включения зеленой шпинели. Такие же шпинель-оливиновые синтаксические сростания ранее отмечались в шпинелевых гарцбургитах вблизи д. Енбек-Берлык. Шпинель-антофиллитовые породы подобны шпинелевым гарцбургитам по содержанию CaO, MnO, SiO₂ и Al₂O₃, однако значительно их превосходят по железистости ($f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 57\%$ по сравнению с 35% в гарцбургитах). Геологические, минералого-петрографические и петрохимические данные позволяют предположить, что шпинель-антофиллитовые породы образовались при изохимическом контактовом метаморфизме гранат-содержащих шпинелевых гарцбургитов, более железистых, чем безгранатовые гарцбургиты того же района. Вариации FeO и MgO в гарцбургитах, вероятно, обусловлены изменчивостью химического состава хлоритового протолита этих пород.

Шпинель, антофиллит, гранат, гарцбургит, субдукция, протолит, контактовый метаморфизм, Кокчетавский массив.

SPINEL-ANTHOPHYLLITE ROCKS OF THE KOKCHETAV MASSIF (northern Kazakhstan)

A.Yu. Selyatitskiy

Spinel-anthophyllite rocks that may be classified as ultrabasic low-Ca spinel amphibolites have been first discovered in the Kokchetav collision zone (northern Kazakhstan). They outcrop 2 km west of Enbek-Berlyk Village among schists and quartzites and are closely associated with spinel harzburgites and garnet pyroxenites. The main hosted minerals are spinel (hercynite) and anthophyllite. The rocks bear magnetite-hornblende-spinel-anthophyllite pseudomorphs with rounded and polygonal sections, which might have been resulted from the replacement of garnet grains. The prismatic anthophyllite crystals and scarce olivine relics contain elongate parallel spinel inclusions resembling spinel-olivine syntectic intergrowths in the Enbek-Berlyk spinel harzburgites. The spinel-anthophyllite rocks are similar to the associated spinel harzburgites in CaO, MnO, SiO₂, and Al₂O₃ contents but are richer in FeO and poorer in MgO ($f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 57\%$ against 35% in the harzburgites). Geological, mineralogical, and geochemical data suggest that the spinel-anthophyllite rocks formed during the isochemical contact metamorphism of garnet-bearing spinel harzburgites, which contained more FeO and less MgO than garnet-free harzburgites of the same area. Variations in FeO and MgO contents in both types of harzburgites seem to be due to different chemical compositions of the chlorite protoliths of these rocks.

Spinel, anthophyllite, garnet, harzburgite, subduction, protolith, contact metamorphism, Kokchetav massif

ВВЕДЕНИЕ

В коллизионной зоне высоких и сверхвысоких давлений, слагающей центральную часть Кокчетавского массива, в 2 км западнее д. Енбек-Берлык (рис. 1) найдены шпинель-антофиллитовые породы, классифицируемые как низкокальциевые ультраосновные шпинелевые амфиболиты. Обнажение этих пород находится в непосредственной близости с выходами шпинелевых гарцбургитов и гранатовых ортопироксенитов, ранее описанных в работе [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Настоящая статья посвящена минералого-петрографическому исследованию найденных шпинелевых амфиболитов и обсуждению вопроса их происхождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Кокчетавский массив в Северном Казахстане представляет собой фрагмент протерозойской земной коры в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса [Theunissen et al., 2000] и содержит метаморфические породы высоких и сверхвысоких давлений. Западная часть массива в результате среднекембрий-

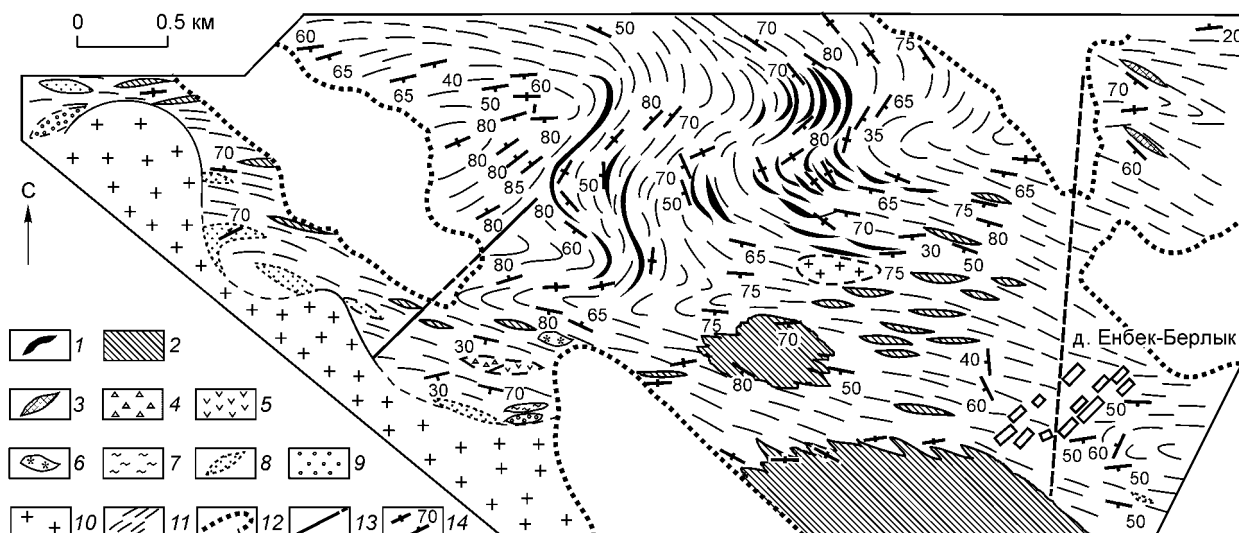


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района д. Енбек-Берлык, в восточной части Кокчетавского массива, Казахстан, по [Ревердатто, Селятицкий, 2005] с изменениями.

1 — частично амфиболитизированные базальты; 2 — амфиболиты; 3 — эклогиты и амфиболитизированные эклогиты; 4 — гранатовые пироксениты; 5 — шпинелевые гарцбургиты; 6 — шпинель-антофиллитовые породы; 7 — пироксениты; 8 — метапироксениты (корониты); 9 — диопсид-плагиоклазовые породы; 10 — граниты; 11 — простирание в сланцах и кварцитах; 12 — границы четвертичных отложений; 13 — тектонические нарушения; 14 — элементы залегания.

ской субдукции [Shatsky et al., 1995, 1999a,b; Katayama et al., 2001] оказалась на глубине не менее 140 км. Это привело к образованию алмазов в метаосадочных породах при давлении выше 40 кбар и температуре порядка 1000 °С [Zhang et al., 1997; Shatsky et al., 1999a]. Судя по отсутствию алмаза, породы восточной части массива погружались на меньшую глубину; однако максимальное их погружение все же превышало 80 км, о чем свидетельствует находка коэситсодержащих сланцев [Шацкий и др., 1998]. Позднекембрийская эксгумация погруженной коры [Shatsky et al., 1995, 1999a,b; Katayama et al., 2001] вызвала ее деформацию, расщепление на тектонические пластины со смещением их друг относительно друга и ретроградный метаморфизм [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Сформированный мегамеланжевый комплекс представляет собой ансамбль пород, выдвинутых с разной глубины и метаморфизованных при разном давлении: от сверхвысокого до низкого [Theunissen et al., 2000].

Гранатовые перидотиты и шпинелевые гарцбургиты, обнаруженные соответственно в западном и восточном блоках массива, произошли из базальтов, преобразованных в существенно хлоритовые породы, которые находились до субдукции в верхней части земной коры [Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005]. Пироксениты, находящиеся в ассоциации с гарцбургитами, возникли за счет базальтов, хлоритизированных частично. И те, и другие в пределах восточной части массива залегают среди сланцев и кварцитов зерендинской серии в форме линзовидных тел и будин в 2—5 км западнее д. Енбек-Берлык. Мафит-ультрамафитовые породы Кокчетавского массива ранее были подробно описаны рядом авторов [Zhang et al., 1997; Ashworth et al., 1998; Ревердатто, Шеплев, 1999; Ревердатто и др., 2000, 2002, 2003; Muko et al., 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2005]. На основании геохимических признаков по [Carswell et al., 1983] они относятся к Fe-Ti типу „коровых“ ультрабазит-базитов [Ревердатто, Селятицкий, 2005; Ревердатто и др., 2005].

Гарцбургиты в восточной части массива состоят из оливина, ортопироксена, шпинели, ильменита и магнетита. В зернах оливина отмечаются ориентированные субпараллельно удлинению вытянутые включения шпинели и ильменита. Пироксениты состоят преимущественно из ортопироксена и шпинели, иногда с оливином, плагиоклазом, ильменитом и магнетитом. Встречаются гранатовые ортопироксениты, состоящие из существенно альмандинового граната и ортопироксена. В некоторых гранатовых пироксенитах в качестве первичной фазы, возможно, присутствовал клинопироксен-чермакит, позже псевдоморфно замещенный анортит-цоизит-шпинель-магнетит-ильменитовым агрегатом [Ревердатто и др., 2003]. В позднем ордовике—раннем силуре гарцбургиты и пироксениты были контактово-метаморфизованы со стороны Зерендинского гранитного плутона. Метаморфизм выражался в замещении первичных минералов антофиллитом, кордиеритом, плагиоклазом, иногда роговой обманкой, шпинелью и магнетитом [Ревердатто и др., 1993; Ревердатто, Селятицкий, 2005].

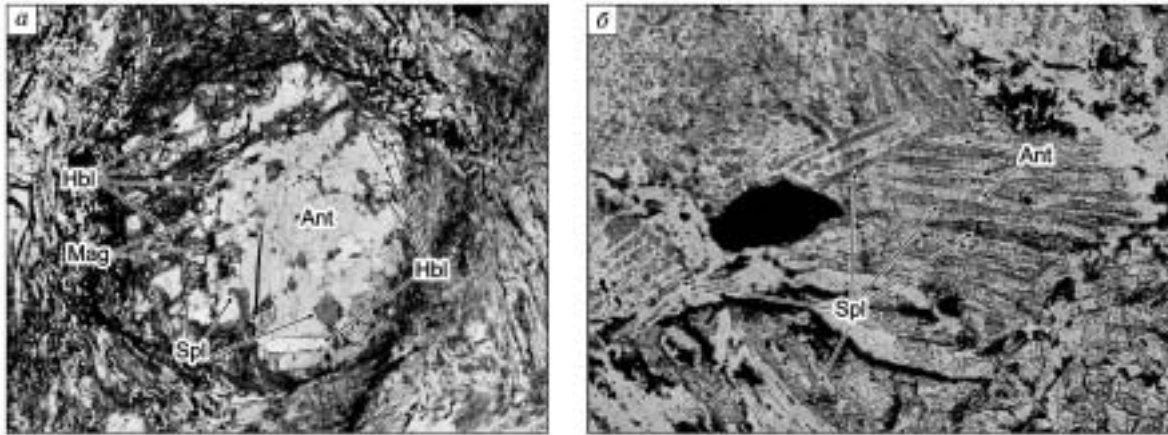


Рис. 2. Микрофотографии шлифов шпинель-антофиллитовой породы.

a — шпинель-амфиболовая псевдоморфоза; зерна роговой обманки располагаются во внешней части псевдоморфозы. Длина нижней стороны — 1.9 мм; *b* — взаимоотношения шпинели и антофиллита; ламелевидные образования шпинели ориентируются субпараллельно длинной оси антофиллитовых призм. Длина нижней стороны 1.3 мм. Пояснения в тексте. Символы минералов даны по [Kretz, 1983].

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

По минеральному составу найденные породы относятся к амфиболитам: они состоят из шпинели (35—40 об.%) и ортоамфибола-антофиллита (60—65 об.%). В количестве первых процентов присутствуют оливин, ильменит, магнетит и роговая обманка. Шпинель-антофиллитовые породы имеют темно-серую окраску, массивную текстуру и мелкозернистую порфирогранобластовую структуру; последняя обусловлена магнетит-шпинель-амфиболовыми псевдоморфозами (10—20 об.%) с округлыми и полигональными сечениями размером до 1 мм (рис. 2, *a*). Антофиллит в псевдоморфозах образует изометричные, а в матриксе — коротко- и длиннопризматические зерна. Размер кристаллов составляет до 0.1—0.5 мм. Роговая обманка встречается в псевдоморфозах в форме призматических кристаллов с ромбовидными и табличатыми сечениями размером 0.1—0.3 мм. Размер зерен шпинели не превышает 0.1 мм.

Шпинель в породе находится в четырех микроструктурных позициях: 1 — зерна и зернистые скопления в антофиллитовом матриксе; 2 — зерна и цепочки зерен в шпинель-амфиболовых псевдоморфозах; 3 — вытянутые ламелевидные включения в ксеноморфных зернах оливина; 4 — ламелевидные образования в призмах антофиллита, ориентированные субпараллельно удлинению его кристаллов (см. рис. 2, *b*). Последнее сочетание фаз широко развито в породе, занимая до 40—60 об.%. Имеются случаи, когда „ламели“ шпинели „переходят“ из ксеноморфного зерна оливина в соседнюю призму антофиллита.

Реликты оливина с „ламелями“ шпинели и ориентированные включения этого минерала в антофиллитовых призмах обнаруживают сходство с подобными микроструктурами в оливине из шпинелевых гарцбургитов [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Шпинелевые гарцбургиты, описанные ранее в районе д. Енбек-Берлык [Ревердатто, Шеплев, 1999; Ревердатто и др., 2000, 2002, 2003; Ревердатто, Селятицкий, 2005], не содержат граната, однако гранат широко развит (до 30—40 об.%) в железистых ортопироксенитах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Составы минералов из шпинель-антофиллитовой породы приведены в табл. 1. Железистость ($f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) оливина равна 0.44—0.45, что значительно выше, чем в этом минерале из кокчетавских шпинелевых гарцбургитов и гранатовых перидотитов ($f = 0.12—0.22$). Содержание Cr_2O_3 в шпинели не выше 0.18 мас.%. Ее железистость варьирует в различных микроструктурах: „ламели“ в оливине имеют $f = 0.64$ (Spl-1), а „ламели“ в антофиллите, а также зерна шпинели в оливине, антофиллитовом матриксе и псевдоморфозах — 0.59 (Spl-2). Крупные зерна шпинели в антофиллитовом матриксе обнаруживают слабую зональность по железу и магнию: от центра к краю содержание MgO возрастает с 10.82 до 11.04 мас.%, а содержание FeO снижается с 28.04 до 27.79 мас.%. Роговая обманка, найденная в магнетит-шпинель-амфиболовых псевдоморфозах, более глиноземистая ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.92$ мас.%) и более железистая ($f = 0.33$), чем в гарцбургитах ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.44$ мас.%, $f = 0.12$). Содержание CaO в антофиллите из псевдоморфоз достигает 3 мас.% против 0.6% в матриксе. Такая высокая концентрация кальция для антофиллита не характерна и встречается довольно редко [Deer et al., 1963].

Таблица 1. Химические составы минералов из шпинель-антофиллитовой породы, мас. %

Компонент	Ol		Spl						Ilm	Ath		Hbl
	Реликт	Реликт с „ламелями“ Spl	„Ламель“		Зерно		Зерно в матриксе		Матрикс	Матрикс с „ламелями“ Spl	в п/м	в п/м
			в Ol	в Ath	в Ol	в п/м	центр	край				
SiO ₂	35.35	36.13	0.55	0.33	0.77	0.00	0.00	0.03	0.00	52.58	52.01	43.93
TiO ₂	0.00	0.03	0.03	0.07	0.05	0.02	0.07	0.04	52.18	0.10	0.16	0.61
Al ₂ O ₃	0.00	0.27	58.94	60.80	60.32	60.83	60.56	60.98	0.02	4.98	3.74	13.92
Cr ₂ O ₃	—	0.00	0.03	—	—	0.18	0.10	0.03	—	0.01	0.00	0.01
FeO	37.05	37.39	30.78	27.08	27.66	27.87	28.04	27.79	44.85	17.08	16.43	11.39
MnO	0.56	0.60	0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.21	1.67	0.49	0.42	0.21
MgO	26.62	26.07	9.52	10.76	10.66	10.89	10.82	11.04	0.49	21.42	20.28	13.18
CaO	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.63	2.99	11.20
Na ₂ O	0.01	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.48	0.66	1.89
K ₂ O	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.12	0.21
Сумма	99.59	100.49	100.15	99.28	99.69	99.99	99.79	100.14	99.26	97.78	96.80	96.56
Кол-во O	4		4						3	23		23
Si	1.00	1.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	7.47	7.52	6.45
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.01	0.02	0.07
Al	0.00	0.01	1.91	1.95	1.93	1.94	1.94	1.94	0.00	0.83	0.64	2.41
Cr	—	0.00	0.00	—	—	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00
Fe	0.87	0.87	0.71	0.62	0.63	0.63	0.64	0.63	0.95	2.03	1.99	1.40
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.05	0.03
Mg	1.12	1.08	0.39	0.44	0.43	0.44	0.44	0.45	0.02	4.54	4.37	2.88
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.46	1.76
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.18	0.54
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
Сумма	3.00	2.99	3.03	3.02	3.02	3.03	3.03	3.03	2.01	15.17	15.25	15.57
<i>f</i>	0.44	0.45	0.64	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	—	0.31	0.31	0.33

Примечание. Составы минералов определялись в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микрозонде Camebax-Micro (без анализа Cr₂O₃; аналитик Е.Н. Нигматулина) и микрозонде JEOL JXA 8100 (с анализом Cr₂O₃; аналитик В.Н. Королук). В качестве стандартов использовались природные минералы. Все железо как FeO; п/м — псевдоморфозы по предполагаемому гранату. Прочерк — содержание не определялось.

ПЕТРОХИМИЯ

В табл. 2 приведены содержания порообразующих оксидов в шпинель-антофиллитовой породе. Для сравнения даны средние составы гарцбургитов и пироксенитов и состав гранатового ортопироксенита вблизи д. Енбек-Берлык (см. рис. 1), а также средний состав гранатовых перидотитов в районе оз. Кумды-Коль в западной части Кокчетавского массива. Шпинелевые амфиболиты, как и шпинелевые гарцбургиты и гранатовые перидотиты, имеют ультраосновной состав, низкое содержание CaO и близкие содержания SiO₂, Al₂O₃ и MnO, однако они характеризуются сравнительно более высокой железистостью (*f* = 57 %). Железистость шпинелевых гарцбургитов варьирует в узком интервале: от 34 до 36 %, гранатовых перидотитов — от 35 до 38 %.

ВОЗМОЖНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ ШПИНЕЛЬ-АНТОФИЛЛИТОВЫХ ПОРОД

По нашему мнению, шпинель-антофиллитовые породы возникли за счет гарцбургитов в результате контактового метаморфизма, вызванного внедрением позднеордовикских—раннесилурийских гранитов [Летников, 1975; Dobretsov et al., 1995, 1999; Katayama et al., 2001] при *P* = 1—2 кбар и *T* = 450—500 °C [Ревердатто и др., 1993; Reverdatto, Lepetyukha, 1999]. Эти породы похожи по содержаниям SiO₂, Al₂O₃, MnO и CaO. Этот вывод, прежде всего, основывается на присутствии в шпинель-антофиллитовой породе реликтов оливина с субпараллельно ориентированными ламелевидными включениями шпинели, которые структурно подобны таким же шпинель-оливиновым сросткам в близлежащих гарцбургитах. Более

Таблица 2. Химические составы шпинель-антофиллитовой породы и гранатового ортопироксенита и средние составы метапироксенитов, шпинелевых гарцбургитов и гранатовых перидотитов, мас. %

Оксид	Spl-Ath	Spl Hrz	Grt Per	Mpx	Grt Opx
	Обр. СКЧ-1/1				Обр. R-118-Be-98e
SiO ₂	33.92	32.71/0.5	34.20/3.2	48.37/1.92	47.29
TiO ₂	1.00	2.26/0.3	1.54/0.3	1.42/0.44	1.24
Al ₂ O ₃	19.85	20.80/0.6	19.94/1.2	14.94/2.04	14.93
FeO	22.03	13.63/1.03	12.92/0.61	11.55/2.00	20.54
MnO	0.36	0.24/0.1	0.13/0.0	0.19/0.11	2.94
MgO	16.47	25.37/0.6	22.48/1.6	17.06/4.66	5.99
CaO	1.06	2.40/0.6	2.91/0.9	3.48/4.24	4.8
Na ₂ O	0.3	—	—	—	0.3
K ₂ O	0.31	0.07/0.0	—	0.30/0.21	0.11
P ₂ O ₅	0.03	0.24/0.0	0.37/0.2	0.10/0.04	0.03
П.п.п.	1.79	—	—	—	00
Сумма	99.24	—	—	—	100.1
<i>f</i> , %	57	35	36	40	77

Примечание. Содержания породообразующих оксидов определялись рентгенофлуоресцентным анализом с использованием многоканального спектрометра SRM-25; ошибка измерения не более 0.02 %. При расчете аналитических ошибок принимались во внимание отклонения измеренных интенсивностей, точность использованных констант, точность калибровки приборов и достоверность сертифицированного стандарта. Spl-Ath — шпинель-антофиллитовая порода; Spl Hrz — шпинелевый гарцбургит (среднее из четырех); Grt Per — гранатовый перидотит (среднее из пяти); Mpx — метапироксениты (среднее из девяти); Grt Opx — гранатовый ортопироксенит. Средние составы для ультрабазит-базитов рассчитаны по данным из работы [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Косая черта разделяет среднее содержание и стандартное отклонение. Прочерк — содержание ниже предела обнаружения. *f* — железистость породы (FeO/(MgO + FeO)).

* Все железо в форме FeO.

высокая железистость шпинели и оливина в реликтовых сростаниях свидетельствует об отсутствии метасоматоза при замещении гарцбургита и указывает на то, что порода—предшественник шпинель-антофиллитового ультрабазита изначально имела более высокое содержание FeO, чем в описанных ранее шпинелевых гарцбургитах, т. е. контактовый метаморфизм был изохимическим (за исключением H₂O). Об этом свидетельствует и тот факт, что гранатовый ортопироксенит (см. рис. 1), не претерпевший контактового метаморфизма, имеет еще более железистый состав (*f* = 77 %), чем шпинель-антофиллитовая порода. На диаграмме AFM (рис. 3) состав последней (см. табл. 2) располагается в поле пироксенитов и занимает промежуточное положение между составами железистого гранатового ортопироксенита и шпинелевых гарцбургитов. Все вместе они располагаются в поле составов типичных хлоритов из измененных основных изверженных пород [Кеpezинская, 1965] (в пересчете на сухое вещество): SiO₂ = 29—38.5 мас.%, TiO₂ = 0.1—0.4, Al₂O₃ = 11.4—26, FeO = 12—38 (все железо как FeO), MnO = 0.1—3.5, MgO = 11—33, CaO = 0.1—2 мас. %.

Вышеописанные магнетит-шпинель-амфиболовые псевдоморфозы в шпинель-антофиллитовой породе, скорее всего, образовались при замещении граната. В пользу этого предположения свидетельствует следующее: 1 — полигональные сечения магнетит-шпинель-амфиболовых псевдоморфоз (см. рис. 2, а) напоминают сечения кристаллов граната; 2 — роговая обманка (как амфибол с высоким содержанием CaO) присутствует только в составе псевдоморфоз, а зерна антофиллита в последних содержат повышенное количество CaO в сравнении с призмами этой фазы в матриксе (см. табл. 1); 3 — зерна роговой обманки концентрируются преимущественно во внешних частях псевдоморфоз, что может указывать на первичную зональность граната, такую же как в гранатовом ортопироксените (содержание гроссуляра в нем возрастает от 6 % в ядре до 18 % в кайме [Ревердатто, Селятицкий, 2005]).

Таким образом, контактовый метаморфизм гарцбургита выразился в преобразовании первичных минералов (граната, оливина, ортопироксена, шпинели-1) в антофиллит, роговую обманку, магнетит и новообразованную шпинель-2. Разложение порфириобластов граната могло происходить по вероятной схеме: Grt ± Ol ± Opx ± Spl-1 + H₂O + Ath + Hbl + Spl-2 + Mag. Схема реакции между минералами в матриксе: Ol + Opx + Spl-1 + H₂O → Ath + Spl-2 ± Mag. Преобразование породы в целом можно отобразить схемой общей реакции гидратации в системе CaFMASH: Ol + Opx + Spl-1 + Grt + H₂O → Ath + Spl-2 + Hbl + Mag. Новообразованная контактово-метаморфическая шпинель (Spl-2) отличается от шпинели гарцбургита (Spl-1) по составу и микроструктурным особенностям (см. выше в тексте, а также рис. 3).

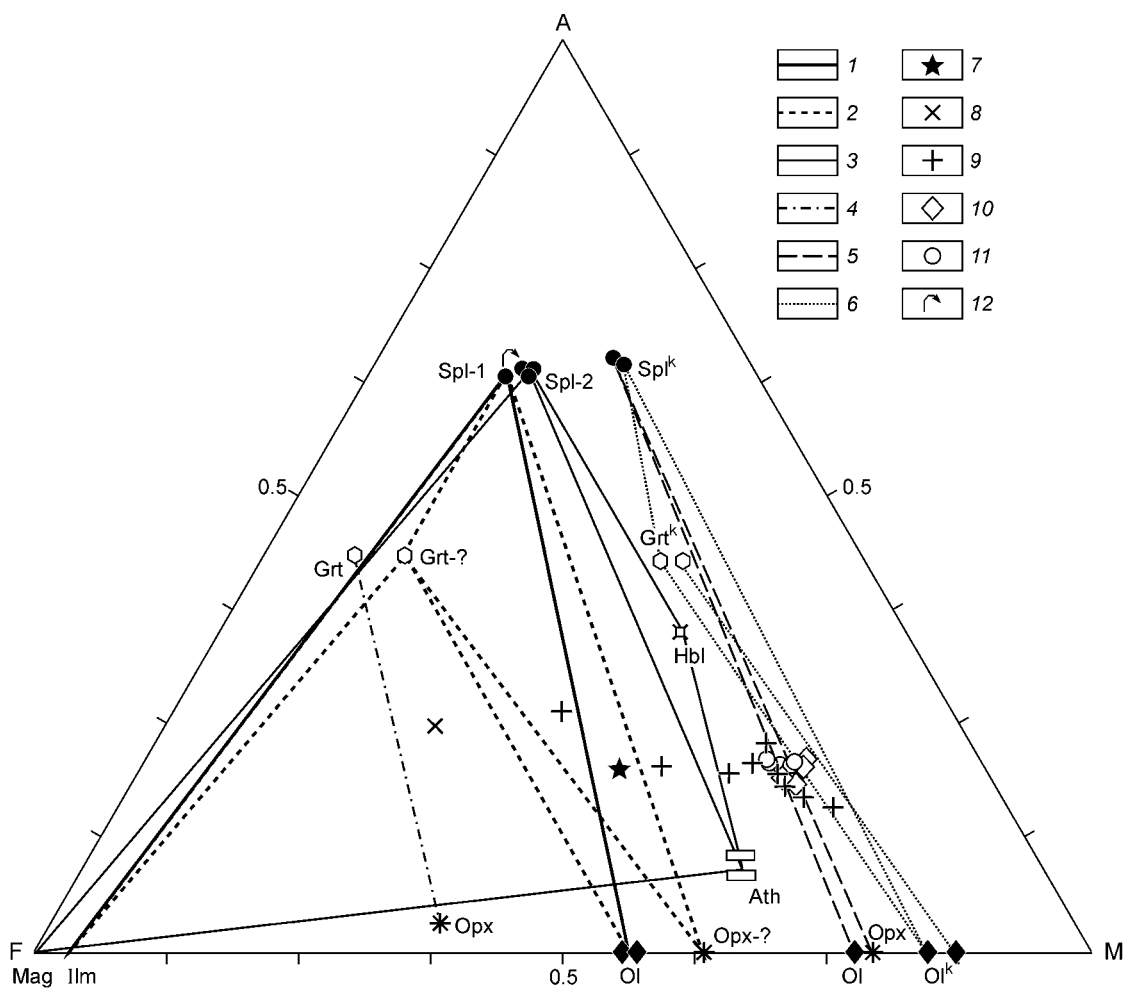


Рис. 3. AFM-диаграмма для базит-ультрабазитов района д. Енбек-Берлык.

Линии соединяют: 1 — сосуществующие первичные минералы гранат-шпинелевого гарцбургита, 2 — конноды для граната и ортопироксена (предполагаемого химического состава) в гранат-шпинелевом гарцбургите, 3 — сосуществующие контактово-метаморфические минералы шпинель-антофиллитовой породы, 4 — сосуществующие минералы гранатового ортопироксенита, 5 — сосуществующие минералы шпинелевого гарцбургита, 6 — сосуществующие минералы гранатовых перидотитов района оз. Кумды-Коль. Состав: 7 — шпинель-антофиллитовой породы, 8 — гранатового ортопироксенита, 9 — метапироксенитов, 10 — шпинелевых гарцбургитов, 11 — гранатовых перидотитов, 12 — направление изменения состава шпинели при контактовом метаморфизме гранат-шпинелевого гарцбургита. Символы минералов даны по [Kretz, 1983]. Spl-1 — ламеллиформная шпинель в оливине; Spl-2 — шпинель в матрице, псевдоморфозах и антофиллите; Grt-? — точка предполагаемого состава граната в гранат-шпинелевом гарцбургите; Opx-? — точка предполагаемого состава ортопироксена в гранат-шпинелевом гарцбургите. Символы фаз с надстрочным индексом (k) обозначают минералы из гранатовых перидотитов района оз. Кумды-Коль. Составы минералов для фазового треугольника Spl^k—Grt^k—Ol^k взяты из [Zhang et al., 1997], для конноды Grt^k—Ol^k из [Ревердатто, Селятицкий, 2005].

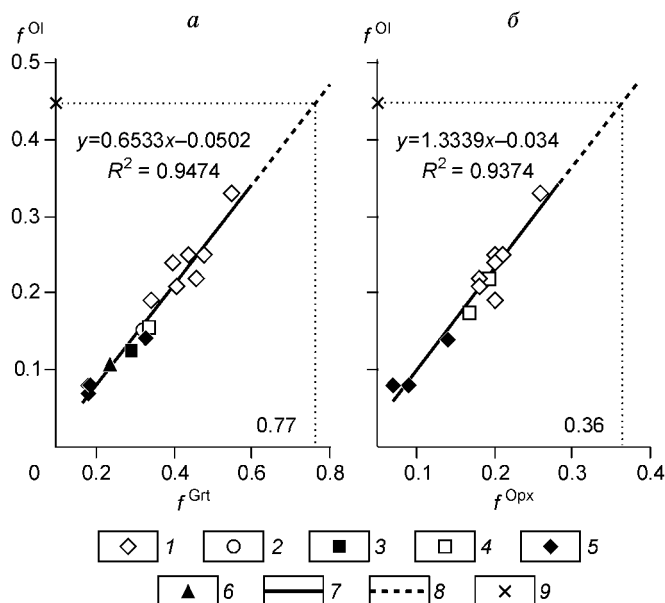
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Хотя развитие перидотитов на земной поверхности ограниченное, они играют важную роль в определении условий метаморфизма и фации глубинности в коллизионных массивах высоких и сверхвысоких давлений [Brueckner, Medaris, 2000]. В районе д. Енбек-Берлык ранее были обнаружены только безгранатовые разновидности гарцбургитов. Приведенные данные предполагают вероятное наличие в этом районе контактово-метаморфизованных гранатовых гарцбургитов. Состав замещенного граната в них, возможно, был близок к таковому из гранатового ортопироксенита [Ревердатто, Селятицкий, 2005], т. е. обогащен алмандиновым компонентом ($f=0.85$). Об этом свидетельствует высокая железистость обоих типов пород и намечающаяся зональность в магнетит-шпинель-амфиболовых псевдоморфозах (см. выше).

Сделана попытка приблизительно оценить железистость замещенного граната на основе известной железистости сосуществующего с ним оливина, сохранившегося в породе в качестве реликтов. С этой целью по литературным данным построен график соотношений железистости в 15 парах сосуществующих

Рис. 4. Оценка железистости граната (а) и ортопироксена (б) в парагенезисе с оливином в гранат-шпинелевом гарцбурггите.

Гранат-оливиновый и ортопироксен-оливиновый парагенезисы в „коровых“ перидотитах Fe-Ti типа: 1 — западно-гнейсовый комплекс Норвегии [Carswell et al., 1983]; 2—4 — перидотиты района оз. Кумды-Куль Кокчетавского массива, по данным [Шацкий и др., 1989; Zhang et al., 1997; Ревердатто, Селятицкий, 2005] соответственно. Гранат-оливиновый и ортопироксен-оливиновый парагенезисы в мантийных перидотитах Mg-Sr типа: 5 — гнейсовый комплекс Западной Норвегии [Carswell et al., 1983], 6 — пироповые перидотиты Рудных Гор Центральной Европы [Добрецов и др., 1989]; 7 — линейная аппроксимация, отражающая зависимость между f^{Ol} и f^{Grt} , f^{Opx} ; 8 — экстраполяция зависимости в область железистых составов; 9 — известная железистость оливина; y — уравнение аппроксимирующей прямой; R^2 — достоверность аппроксимации (в терминологии Microsoft Excel).



граната и оливина (рис. 4, а) в гранатовых перидотитах западно-гнейсового комплекса Норвегии (11 минеральных пар) [Carswell et al., 1983], Кокчетавского массива (3 пары) [Zhang et al., 1997; Шацкий и др., 1989; Ревердатто, Селятицкий, 2005] и Рудных Гор Центральной Европы (1 пара) [Добрецов и др., 1989]. Большинство минеральных пар представляют собой гранат-оливиновые парагенезисы из „коровых“ перидотитов Fe-Ti типа [Carswell et al., 1983]. Экстраполяция линейного тренда, аппроксимированного по 15 точкам в область железистых составов граната и оливина (см. рис. 4, а), позволяет предположить, что при железистости оливина около 0.45, железистость сосуществующего с ним граната составляет ~0.77 (см. рис. 3).

Аналогичным образом приблизительно оценена железистость ортопироксена в замещенном гранат-шпинелевом гарцбурггите с использованием составов 12 пар сосуществующих оливина и ортопироксена в гранатовых перидотитах Западной Норвегии (10 пар) [Carswell et al., 1983] и Кокчетавского массива (2 пары) [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Для оливина с $f = 0.45$ железистость сосуществующего ортопироксена должна быть ~0.36 (см. рис. 3, 4, б), что значительно выше, чем для ортопироксена из безгранатовой разновидности гарцбурггитов: $f = 0.17—0.19$. В гранатовых пироксенитах железистость ортопироксена составляет ~0.6 (см. рис. 3).

PT -параметры образования шпинелевых гарцбурггитов в районе д. Енбек-Берлык составляют $T = 780—840$ °C, $P = 14—15$ кбар [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Гранат-шпинелевые гарцбурггиты, позже преобразованные (при контактовом метаморфизме) в шпинель-антофиллитовую породу, вероятно, возникли при тех же PT -условиях. Это следует из пространственной близости тех и других и нахождения в пределах одной и той же геологической структуры (см. рис. 1).

Согласно экспериментальным данным [O'Hara et al., 1971; O'Neill, 1981] и теоретическим расчетам [Saxena, Eriksson, 1983], для магнезиальной системы граница фаций шпинелевых и гранатовых перидотитов при температуре ~800 °C находится между 15 и 18 кбар. Система примерно отвечает составу лерцолита [Boyd, Nixon, 1973] с железистостью $f \sim 20$ %: $SiO_2 = 44.54$ мас.%, $Al_2O_3 = 2.8$, $FeO = 10.24$, $MgO = 37.94$, $CaO = 3.32$, $Na_2O = 0.34$ (мас. %). Гранат в этих перидотитах имеет низкую железистость: $f \sim 0.15$ [Schulze, 2003]. Возрастание содержания FeO приводит к смещению границы между фациями шпинелевых и гранатовых перидотитов в область более низких давлений [O'Neill, 1981; Gasparik, 1987]. Это допускает возможность образования гранатсодержащего шпинелевого гарцбурггита с повышенной железистостью при том же давлении, при котором вблизи д. Енбек-Берлык образовались безгранатые шпинелевые гарцбурггиты ($P = 14—15$ кбар).

Вытянутые субпараллельные включения шпинели и ильменита в оливине гарцбурггитов (см. рис. 2, б), по нашему мнению, представляют собой синтетктические сростания. Они могли возникнуть при одновременном росте силиката и оксидов, замещающих хлорит при метаморфизме хлоритового протолита (хлоритизированных базальтов). Судя по кристаллическим структурам оливина и шпинели, такие сростания возможны путем совмещения слоев MgO_6 -октаэдров, имеющих как в структуре шпинели (перпендикулярно L_3 ПКУ*), так и в структуре оливина (перпендикулярно L_6 ПГУ). При такой кристаллогра-

* ПКУ — плотнейшая кубическая упаковка; ПГУ — плотнейшая гексагональная упаковка.

фической ориентировке слои MgO_6 -октаэдров имеют одинаковый структурный мотив, в результате чего осуществляется двумерный контроль срастания. Образованию синтаксических срастаний оливина и шпинели или ильменита могла также способствовать слоистая структура хлорита как минерала-предшественника.

Возможность одновременного роста оливина и шпинели при разложении хлорита подтверждается экспериментальными данными: в интервале давлений от 3 до 18 кбар и $T > 750$ °С магнезиальный хлорит превращается в энстатит, форстерит и шпинель [Chernosky et al., 1988]. Линии реакций для Mg-Fe хлоритов будут смещены в область более низких температур и давлений.

Как показано в работах [Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005], шпинелевые гарцбургиты и ортопироксениты образовались при метаморфизме хлоритизированных базальтов, содержащихся до субдукции в верхней части земной коры. Вероятное нахождение гранатсодержащих гарцбургитов в районе д. Енбек-Берлык расширяет химический и минеральный составы ультрабазитов этого участка. Разнообразии химического (вариации FeO и MgO) и минерального составов гарцбургитов (шпинелевые и гранатшпинелевые), а также и пироксенитов (гранатсодержащие, безгранатовые, чермакитовые) участка Енбек-Берлык может быть объяснено вариациями химического состава хлоритового протолита этих пород, или, иными словами, особенностями и степенью метасоматической переработки (хлоритизации) исходных (коровых) базальтов до стадии субдукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные в 2 км к западу от д. Енбек-Берлык низкокальциевые ультраосновные амфиболиты (шпинель-антофиллитовые породы) возникли при изохимическом контактовом метаморфизме предположительно гранатсодержащей разновидности шпинелевых гарцбургитов в результате термического воздействия расположенных поблизости гранитов. Разнообразие химического и минерального составов гарцбургитов в этом районе объясняется изменчивостью химического состава хлоритового протолита этих пород. Шпинель-оливиновые микроструктуры, развитые как в гранатсодержащих, так и в безгранатовых шпинелевых гарцбургитах и сохранившиеся в виде реликтов в шпинель-антофиллитовой породе, могут быть интерпретированы как синтаксические срастания, образовавшиеся при замещении хлорита в протолите гарцбургитов.

Автор благодарит академика В.В. Ревердатто за руководство работой, к.г.-м.н. С.З. Смирнова и к.г.-м.н. В.В. Хлестова за ценные консультации. Автор признателен профессору Л.Л. Перчуку и к.г.-м.н. А.В. Корсакову, конструктивные замечания которых способствовали улучшению первоначального текста статьи.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ „Ведущие научные школы“ (НШ-4922.2006.5), Фонда содействия отечественной науке и РФФИ (грант № 02-05-64042а).

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н.Л., Ащепков И.В., Колчева К. Пироповые перидотиты и эклогиты в гнейсовых комплексах Центральной и Юго-Западной Европы // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, с. 35—54.

Кежежинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., Наука, 1965, 135 с.

Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, Наука, 1975, 218 с.

Ревердатто В.В., Шеплев В.С. Мафические гранулиты северо-восточной части Кокчетавского массива (Казахстан) // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 5, с. 672—676.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Хлоритовые породы и хлоритизированные базальты как возможные предшественники метаморфических перидотитов и пироксенитов в Кокчетавском массиве, Северный Казахстан // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 4, с. 533—536.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология, 2005, т. 13, № 6, с. 564—591.

Ревердатто В.В., Лепетюха В.В., Колобов В.Ю. Воздействие зерендинских гранитов на породы берлыкской свиты в Кокчетавском антиклинории // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 132—140.

Ревердатто В.В., Колмогоров Ю.П., Пархоменко В.С. Редкие и редкоземельные элементы в мафических гранулитах Кокчетавского массива (Казахстан) // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 1, с. 95—98.

Ревердатто В.В., Колмогоров Ю.П., Пархоменко В.С., Селятицкий А.Ю. Геохимия перидотитов Кокчетавского массива, Казахстан // Докл. РАН, 2002, т. 386, № 1, с. 88—93.

Ревердатто В.В., Королюк В.Н., Селятицкий А.Ю. Признаки присутствия клинопироксена — чермакита в гранатовых пироксенитах Кокчетавского массива, Казахстан // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 5, с. 682—685.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Ремизов Д.Н., Хлестов В.В. Геохимические различия „мантйных“ и „коровых“ перидотитов и пироксенитов высоких — сверхвысоких давлений // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 1, с. 72—76.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Гилберт А.Э. Эклогиты Кокчетавского массива // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, с. 54—83.

Шацкий В.С., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1039—1044.

Ashworth J.R., Reverdatto V.V., Kolobov V.Y., Lepetyukha V.V., Sheplev V.S., Bryxina N.A. Textures of diffusion-controlled reaction in contact-metamorphosed Mg-rich granulite, Kokchetav area, Kazakhstan // *Miner. Mag.*, 1998, v. 62, p. 213—224.

Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of upper mantle beneath Lesotho // *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 1973, v. 72, p. 431—445.

Brueckner H.K., Medaris L.G. A general model for the intrusion and evolution of „mantle“ garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 123—133.

Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high-grade gneiss complex of Western Norway // *Bull. Miner.*, 1983, v. 106, p. 727—750.

Chernosky J.V., Berman R.G., Bryndzia L.T. Stability, relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals // *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*, V. 19. Review in mineralogy. Wash. (D.C.): Miner. Soc. Amer., 1988, p. 295—346.

Dear W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals, V. 2. London, Longmans, Green & Co Ltd, 1963, p. 216.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav complex, northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.

Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N., Smirnova L.V., Zayachkovsky A.A. Geological and tectonic outline of the Kokchetav massif // To the diamondiferous and high-pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan). Fourth International Eclogite Field Symposium: Field guide book. Eds. N.L. Dobretsov, N.V. Sobolev, V.S. Shatsky. Novosibirsk, OIGGM, 1999, p. 6—24.

Gasparik T. Orthopyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 96, p. 357—370.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.

Muko A., Okamoto K., Yoshioka N., Zhang R.Y., Parkinson C.D., Ogasawara Y., Liou J.G. Petrogenesis of Ti-clinohumite-bearing garnetiferous ultramafic rocks from Kumdy-Kol // The diamond-bearing Kokchetav massif (Kazakhstan): petrochemistry and tectonic evolution of an unique ultrahigh-pressure metamorphic terrane / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Univ. Acad. Press Inc., 2002, p. 343—359.

O'Hara M.J., Richardson S.W., Wilson G. Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 1971, v. 32, p. 48—68.

O'Neill H.S.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 77, p. 185—194.

Reverdatto V.V., Lepetyukha V.V. Polymetamorphism in the vicinity of diamond-bearing rock mass in the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Arch. Miner.*, 1999, v. 52, p. 3—34.

Saxena S.K., Eriksson G. Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolite and lherzolite // *J. Petrol.*, 1983, v. 24, p. 538—555.

Schulze D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 195—213.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. R.G. Coleman, X. Wang. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 427—455.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999a, v. 137, p. 185—205.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Korsakov A.V. The diamondiferous rocks of Unit I // To the diamondiferous and high-pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan). Fourth International Eclogite Field Symposium: Field guide book / Eds. N.L. Dobretsov, N.V. Sobolev, V.S. Shatsky. Novosibirsk, OIGGM, 1999b, p. 25—33.

Theunissen K., Dobretsov N., Shatsky V.S., Smirnova L., Korsakov A. The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000, v. 12, p. 181—187.

Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G., Coleman R.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 479—496.

*Рекомендована к печати 7 ноября 2006 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 3 мая 2006 г.,
после доработки — 11 октября 2006 г.*