

УДК 549.623.7:552.16:552.321.5/6

## ХЛОРИТОВЫЕ ПОРОДЫ И ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЕ БАЗАЛТЫ КАК ВОЗМОЖНЫЕ ПРЕДШЕСТВЕННИКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ В КОКЧЕТАВСКОМ МАССИВЕ, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

© 2004 г. Академик В. В. Ревердатто, А. Ю. Селятицкий

Поступило 06.10.2003 г.

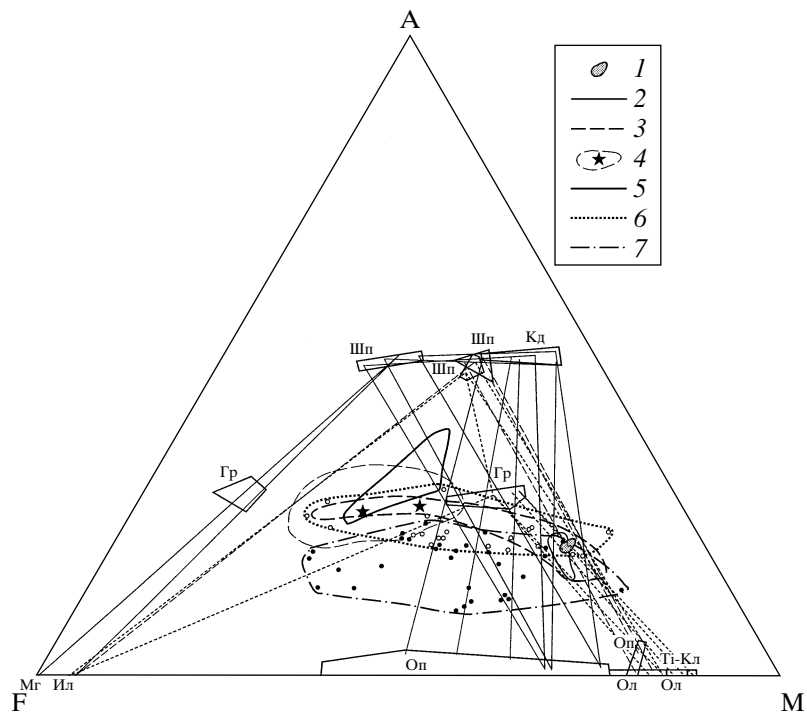
Уникальное проявление коллизионного метаморфизма высоких и сверхвысоких давлений – Кокчетавский массив в Северном Казахстане – представляет собой фрагмент протерозойской коры в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса [1]. Западная часть массива в результате среднекембрийской субдукции погружалась на глубину не менее 140 км, что при давлении более 40 кбар и температуре более 900°C привело к образованию алмазов в метаосадочных породах. Судя по отсутствию находок алмаза, породы восточной части массива погружались на меньшую глубину; однако максимальное погружение все же превышало 80 км, о чем свидетельствует обнаружение здесь коэзитсодержащих сланцев. Верхнекембрийская эксгумация погруженной коры вызвала ее деформацию, расщепление на тектонические пластины со смещением их друг относительно друга и ретроградный метаморфизм. Сформированный мегамеланжевый комплекс представляет собой ансамбль пород, метаморфизованных при разном давлении, от сверхвысокого до низкого, и выдвинутых с разной глубины [1].

В двух участках Кокчетавского массива найдены необычные ультрамафические и мафические породы, классифицированные как перидотиты и пироксениты. Ti-клиногумитсодержащие гранатовые перидотиты встречены в виде крупного бесформенного обособления в пластовом теле эклогитов в западной части массива, вблизи оз. Кумды-Коль. Эти породы тесно ассоциируют с алмазосодержащими метапелитами [2, 3]. В восточной части массива, в ~3 км западнее деревни Энбек-Берлык, среди сланцев и кварцитов обнаружены шпинелевые гарцбургиты и пироксениты, залегающие в виде будин и пластовых тел вблизи амфиболитов и эклогитов. Их условия залегания, химический и минеральный составы опи-

саны в [4–8]. Гранатовые перидотиты обладают весьма неоднородной текстурой и тонко-среднезернистой, до крупнозернистой, порфиробластовой, гломеробластовой или гранобластовой структурой. Они состоят из переменных количеств граната, оливина, Ti-клиногумита, клинопироксена, цоизита, шпинели, апатита, ильменита и магнетита. Обычно гранат количественно преобладает в породе вплоть до образования настоящих гранотитов. Ильменит и магнетит большей частью присутствуют в оливине и Ti-клиногумите в форме многочисленных тонких ориентированных включений. Вторичные минералы – роговая обманка, хлорит и серпентин. Гарцбургиты характеризуются гнейсовидной или параллельно-полосчатой текстурой, призматически-зернистой, порфиробластовой или гломеробластовой, тонко-среднезернистой структурой; они состоят из оливина, ортопироксена, шпинели, магнетита и ильменита; в качестве вторичных минералов встречаются антофиллит, роговая обманка, плагиоклаз, биотит, хлорит и серпентин. Ламели шпинели, вместе с ильменитом и магнетитом, часто встречаются в зернах оливина, ориентируясь параллельно удлинению зерен. При уменьшении количества ортопироксена гарцбургиты переходят в дуниты, пользующиеся ограниченным развитием. Пироксениты обладают неоднородной, полосчатой, или массивной текстурой и порфиробластовой, гранобластовой или гломеробластовой тонко-среднезернистой структурой. В их составе преобладает ортопироксен и шпинель, также имеются гранат, оливин, ильменит и магнетит; вторичные минералы – биотит, антофиллит, роговая обманка, плагиоклаз, цоизит, кордиерит, хлорит и др. В некоторых гранатовых пироксенитах в качестве первичной фазы, возможно, присутствовал клинопироксен – чермакит [8].

По химическому составу гранатовые перидотиты и шпинелевые гарцбургиты очень необычны и подобны между собой. Они отличаются от типичных мантийных перидотитов повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (18–21.5 мас. %),

Институт минералогии и петрографии  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск



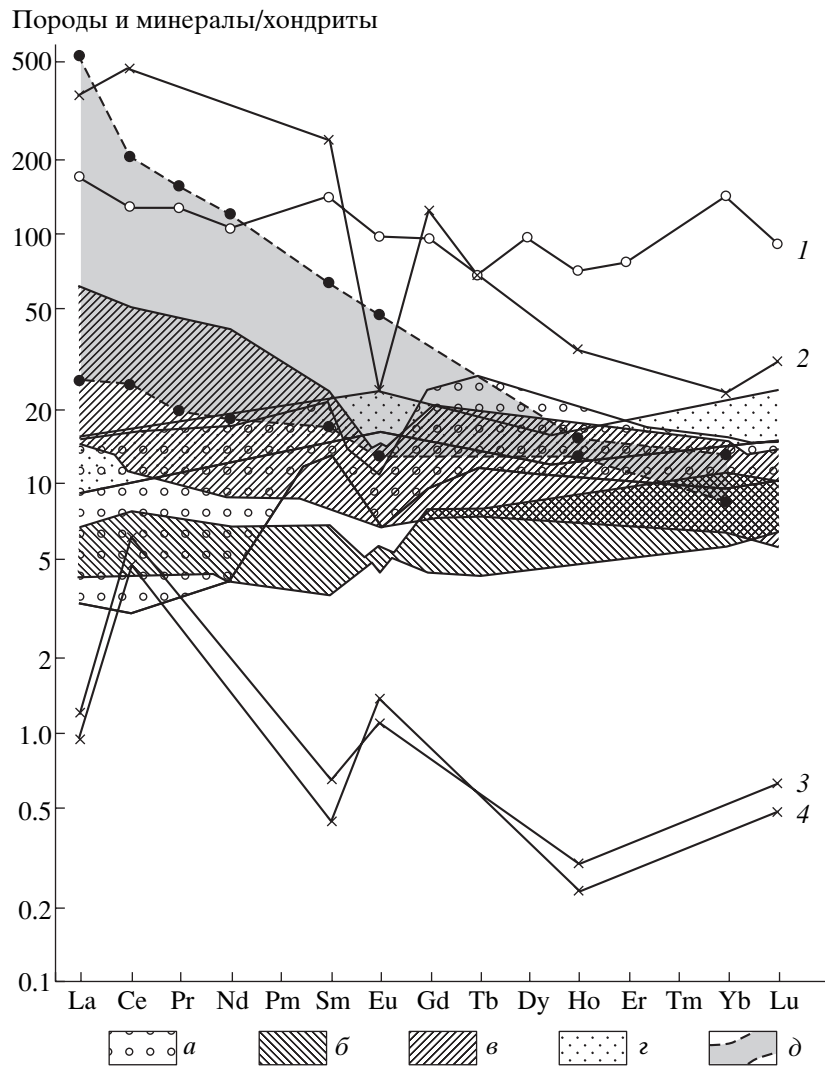
**Рис. 1.** AFM-фазовая диаграмма для кокчетавских перидотитов и пироксенитов. Показаны поля составов минералов: Гр – граната, Кд – кордиерита, Ол – оливина, Оп – ортопироксена и Тi-Кл – титан-клиногумита; Ил – ильменит и Мг – магнетит. Пунктирными прямыми линиями соединены сосуществующие минералы в гранатовых перидотитах [3,7], штриховыми линиями – в шпинелевых гарцбурггитах [5], сплошными тонкими линиями – в пироксенитах, испытавших регрессивный метаморфизм (в коронитах) [4, 5]. Замкнутыми контурами показаны поля составов: 1 – шпинелевых гарцбурггитов [5], 2 – гранатовых перидотитов [3,7], 3 – пироксенитов/коронитов [4, 5], 4 – сибирских траппов как представителей континентальных базальтов (звездочками обозначены средние составы пород из двух разных провинций) [14], 5 – амфиболитов из района Энбек-Берлык [4], 6 – хлоритов из зеленых сланцев (кружками обозначены составы отдельных минералов) [9] и 7 – хлоритов из основных изверженных пород (черные точки относятся к составам отдельных минералов) [9].

FeO (12.2–14.5 мас. %) и пониженным содержанием  $P_2O_5$  (0.2–0.6 мас. %) и  $SiO_2$  (31–34; крайне редко до 40 мас. %) и MgO (20–26 мас. %). Кроме того, эти породы обеднены  $Cr_2O_3$  (сотые доли мас. %) и обогащены  $TiO_2$  (1.2–2, 6 мас. %) [5–7]. Как гранатовые перидотиты, так и шпинелевые гарцбурггиты обогащены редкоземельными элементами (РЗЭ) по сравнению с обычными альпинотипными гипербазитами. В то же время перидотиты по сравнению со шпинелевыми гарцбурггитами имеют более высокие концентрации средних и тяжелых РЗЭ, но близкие содержания легких РЗЭ [6, 7]. Пироксениты напоминают обычные ортопироксениты и вебстериты, отличаясь несколько повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (13–18 мас. %) и  $TiO_2$  (1–2 мас. %). По содержанию  $SiO_2$  (47–51.5 мас. %), FeO (9–20.5%) и MgO (6–22%) они похожи на основные изверженные породы, но имеют пониженные концентрации CaO (1–5 мас. %; весьма редко до 14.5%) и щелочей ( $Na_2O + K_2O = 0.1–0.8$  мас. %; в единичных случаях до 2%) [5]. По содержанию редких земель пироксениты района Энбек-Берлык близки к некоторым кумды-кольским гранатовым перидотитам,

но отличаются от шпинелевых гарцбурггитов более высокими концентрациями легких и средних РЗЭ; вместе с тем часть пироксенитов и гарцбурггитов похожа по содержаниям тяжелых РЗЭ [6,7].

Гранатовые перидотиты около оз. Кумды-Коль, возникшие при среднекембрийской субдукции, по-видимому, испытали максимальный метаморфизм при тех же  $PT$ -параметрах, что ассоциирующие с ними алмазные доломитистые мраморы и гнейсы:  $T = 900–1000^\circ C$ ,  $P \geq 40$  кбар [2, 3]. Гарцбурггиты и пироксениты вблизи деревни Энбек-Берлык были образованы в результате той же субдукции при меньшей температуре и давлении:  $T = 780–840^\circ C$ ,  $P = 14–15$  кбар [8]. Это, вероятно, связано с погружением земной коры на разную глубину при коллизии континентальных плит.

Как показано выше, гранатовые перидотиты и шпинелевые гарцбурггиты весьма необычны и близки по своему химическому составу, что позволяет предполагать тождество их протолитов. Нахождение в пределах одних и тех же геологических структур, тесная пространственная ассоциация с эклогитами и амфиболитами, образо-



**Рис. 2.** Хондрит-нормализованные распределения содержаний РЗЭ в кокчетавских метаморфических базит/ультрабазитовых породах в сравнении с хлоритами и континентальными базальтами: *а* – гранатовые перидотиты [7], *б* – шпинелевые гарцбургиты [6], *в* – пироксениты [6], *з* – хлориты [10], *д* – континентальные базальты [13]; 1–4 – распределения РЗЭ в хлорите [11] (1), прохлорите [12] (2), пенните [12] (3) и клинохлоре [12] (4).

ванными при метаморфизме пластовых базитовых интрузивных тел, как будто допускает возможность считать протолиты кумулатами основной магмы. Однако повышенное содержание  $Al_2O_3$ , FeO и  $TiO_2$  и пониженное  $SiO_2$ , MgO и  $Cr_2O_3$  несовместимо с этим предположением. Такой состав, как в кокчетавских перидотитах, может быть получен при аккумуляции пироп-альмандинного граната из кристаллизующейся основной магмы при большом давлении. Однако реликты офитовой структуры в центральных частях пластовых тел гранатовых амфиболитов вблизи деревни Энбек-Берлык свидетельствуют о малой глубине застывания базальтовой магмы, интродированной в форме силлов и даек [2, 7]. Альтернативный механизм аккумуляции большого количества Fe–Mg-шпинели при кристаллизации

малоглубинной основной магмы не представляется вероятным, и примеры образования таких ультрамафических (бедных  $Cr_2O_3$ ) кумулатов не известны.

По нашему мнению протолитами для гранатовых перидотитов и шпинелевых гарцбургитов явились метасоматизированные базальты, сохранившие пластовую форму тел. О первичном химическом составе базальтов, по-видимому, можно судить по составу амфиболитов, развитых в районе Энбек-Берлык [4], мас. %:  $SiO_2$  47.1–50.2;  $TiO_2$  1–1.7;  $Al_2O_3$  12.5–17.5; FeO = 9–16.2 (все железо пересчитано в форме FeO); MnO 0.16–0.22; MgO 6–7.7; CaO 10–12.7;  $Na_2O$  1.5–2.5;  $K_2O$  0.1–0.5; п.п.п. 0.2–3.5. Пересчет на “сухое” вещество несущественно увеличит содержания перечисленных компонентов; они останутся практически в пре-

делах интервалов колебаний. На основании особенностей химического состава пород наиболее вероятным процессом гидротермального изменения базальтов представляется возможным считать Mg–Fe-метасоматоз, проявленный в хлоритизации. Состав хлоритов из зеленосланцевых пород укладывается в следующие пределы содержания компонентов [9], мас. %: SiO<sub>2</sub> 22.5–29.8; TiO<sub>2</sub> 0.01–0.6; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 19.2–26.7; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.8–4; FeO 6–31; MnO 0.04–1.13; MgO 8.6–27.7; CaO 0.06–0.7; H<sub>2</sub>O 11–13. Для хлоритов из измененных основных изверженных пород [9], мас. %: SiO<sub>2</sub> 25.1–33.7; TiO<sub>2</sub> 0.05–2; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10–22; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.2–12.7; FeO 6.8–31.9; MnO 0.1–3.1; MgO 9.5–23; CaO 0.02–1.8; H<sub>2</sub>O 10.7–12.5. Хлоритизация базальтов должна сопровождаться привнесением MgO, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O и выносом SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O. Для того чтобы получить химический состав, подобный кумды-кольским гранатовым перидотитам и энбек-берлыкским шпинелевым гарцбургитам, исходные базальты должны быть преобразованы в существенно хлоритовые породы. Вода при метаморфизме, естественно, уходит из системы. Частично хлоритизированные базальты совместимы по составу с энбек-берлыкскими пироксенитами (рис. 1). Предположение о хлоритовых предшественниках описываемых метаморфических пород поддерживается также сравнением содержаний РЗЭ. Распределения содержаний РЗЭ в хлоритах [10–12] и кокчетавских перидотитах и пироксенитах [6, 7] полностью перекрываются. Концентрации легких и средних РЗЭ в континентальных базальтах [13] при хлоритизации значительно уменьшаются, тогда как содержания тяжелых редких земель изменяются мало (рис. 2).

Возможность образования перидотитов из хлоритовых пород подтверждают экспериментальные данные и термодинамические расчеты: при водном давлении между 3 и 18–20 кбар и  $T > 750^\circ\text{C}$  Mg-хлорит превращается в энстатит, форстерит и шпинель, а при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  между 18–20 и 35 кбар и  $T > 850^\circ\text{C}$  – в форстерит, пироп и шпинель [15]; температуры соответствующих реакций для Mg–Fe-хлоритов должны быть на 50–150 $^\circ\text{C}$  ниже. Эти параметры согласуются с  $PT$ -условиями шпинелевых гарцбургитов и гранатовых перидотитов Кокчетавского массива. Хлоритизированные базальты преобразовывались в пироксениты, состоящие главным образом из ортопироксена, граната и шпинели.

**З а к л ю ч е н и е.** Необычный и подобный химический состав гранатовых перидотитов и шпине-

левых гарцбургитов позволяет предположить, что они образовались за счет хлоритовых пород, содержащихся в верхней части земной коры. Погружение при субдукции на глубину до 100–150 км привело к метаморфизму этих пород. Ассоциирующие с гарцбургитами пироксениты возникли за счет хлоритизированных базальтов. Это наиболее вероятное объяснение, если исходить из геологических условий залегания, ассоциации с эклогитами и амфиболитами и сравнения состава метаморфических пород с хлоритами по содержанию петрогенных и редкоземельных элементов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Theunissen K., Dobretsov N., Shatsky V.S. et al.* // Terra Nova. 2000. V. 12. P. 181–187.
2. *Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al.* // J. Metamorph. Geol. 1997. V. 15. P. 479–496.
3. *Muko A., Okamoto K., Yoshioka N. et al.* // In: The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan. Petrochemistry and Tectonic Evolution of an Unique Ultra-high-Pressure Metamorphic Terrane. Frontiers Science ser. № 38. Tokyo: Universal Acad. Press, 2002. P. 343–359.
4. *Ashworth J.R., Reverdatto V.V., Kolobov V.Yu. et al.* // Miner. Mag. 1998. V. 62. № 2. P. 213–224.
5. *Ревердатто В.В., Шенлев В.С.* // ДАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 672–676.
6. *Ревердатто В.В., Колмогоров Ю.П., Пархоменко В.С.* // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 95–98.
7. *Ревердатто В.В., Колмогоров Ю.П., Пархоменко В.С., Селятицкий А.Ю.* // ДАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 88–93.
8. *Ревердатто В.В., Королюк В.Н., Селятицкий А.Ю.* // ДАН. 2003. Т. 391. № 5. С. 682–685.
9. *Кебезинская К.Б.* Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 135 с.
10. *Copeland R.A., Frey F.A., Wones D.R.* // Earth and Planet Sci. Lett. 1971. V. 10. P. 186–192.
11. *Roaldset E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. V. 39. P. 455–469.
12. *Cullers R.L., Chaudhuri S., Arnold B. et al.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. V. 39. P. 1691–1703.
13. *Duncan A.R., Erlank A.J., March J.S.* // Geol. Soc. South Afr. Spec. Publ. 1984. V. 13. P. 355–388.
14. *Шарапов В.Н., Васильев Ю.П., Прусская С.Н.* // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1299–1313.
15. *Chernosky J.V., Berman R.G., Bryndzia L.T.* // Rev. Miner. 1988. V. 19. P. 295–346.