

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК (552.321.6+552.4):550.42:552.11

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ „МАНТИЙНЫХ“ И „КОРОВЫХ“
ПЕРИДОТИТОВ/ПИРОКСЕНИТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ
ВЫСОКИХ—СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

В.В. Ревердатто, А.Ю. Селятицкий, **Д.А. Карсвелл** *

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптцова, 3, Россия
* Department of Geology, University of Sheffield, Mappin Street, Sheffield, S1 3Jd, England*

Базит-ультрабазитовые породы в коллизийных поясах высоких—сверхвысоких давлений могут быть источником важной петрологической информации. Среди этих пород в фанерозойских орогенных зонах различаются перидотиты и пироксениты, которые по своему происхождению могут быть названы „мантийными“ или „коровыми“. Первые внедрялись в форме мантийных расплавов или тектонических фрагментов в глубокопогруженную литосферу; они сохранили все геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение. Породы второго типа первоначально представляли собой комплексы близповерхностных силлов и даек, внедренных в верхнюю часть земной коры до субдукции, метасоматизированных и позже метаморфизованных при глубоком погружении в мантию. Их первоначальный химический состав был существенно изменен. Как те, так и другие позже были выведены на земную поверхность при экзгумации. Для геохимического исследования и сравнения двух упомянутых базит-ультрабазитовых типов были взяты две выборки мантийных пород и две выборки коровых пород. Мантийные породы включают выборку шпинелевых и гранатовых альпинотипных перидотитов Восточных и Западных Альп и массива Ронда в Испании, и выборку пироксенитов Восточных Альп. Коровые породы включают выборку шпинелевых и гранатовых перидотитов, а также выборку пироксенитов Кокчетавского массива (Сев. Казахстан) и гранатовых перидотитов западно-гнейсового комплекса (Зап. Норвегия). Результаты геохимического сравнения показали, что мантийные перидотиты характеризуются высокими содержаниями MgO 35—46 мас.%, Cr ~1750—12770 г/т и Ni ~900—2500 г/т и сравнительно низкими концентрациями FeO ~5—10 мас.%, TiO₂ ~0.01—0.3 мас.%, Zr 0.002—1.2 г/т, Nb ~0.001—0.3 г/т, Sm ~0.003—0.5 г/т, La 0.005—1 г/т, Yb ~0.006—0.54 г/т, а также суммой редкоземельных элементов (P3Э) 0.06—5.2 г/т. Мантийные пироксениты содержат MgO 27—35 мас.%, Cr ~2300—3300 г/т, FeO ~5.5—9 мас.%, TiO₂ 0.02—0.08 мас.%, Zr 0.2—1.4 г/т, Nb ~0.007—0.06, Sm 0—0.13, La ~0.007—0.23, Yb ~0.02—0.2 при сумме P3Э ~0.05—1.6 г/т. Для коровых перидотитов характерны высокие содержания FeO ~12—25 мас.%, TiO₂ ~0.64—2.6 мас.%, Zr ~33—179 г/т, Nb 3.4—13.8, Sm ~0.7—4, La ~1—8, Yb ~0.8—3.3 и суммы P3Э ~11.5—48 г/т и сравнительно низкие значения для MgO ~15—26 мас.%, Cr 79—244 г/т и Ni ~450—730 г/т. В коровых пироксенитах содержится MgO 6—21.5 мас.%, Cr ~90—230 г/т, FeO ~11—21 мас.%, TiO₂ ~0.7—1.3 мас.%, Zr 45—493 г/т, Nb ~1—8, Sm 1.6—4.3, La ~4.7—14, Yb ~1.3—7.4 при сумме P3Э ~27—80 г/т. Эти данные позволили нам развить идею о различиях между мантийными и коровыми перидотитами и предложить геохимические критерии для их отличия. Эти критерии основываются на различиях в содержаниях MgO, FeO, TiO₂, Cr, Ni, Zr, Y, Nb, P3Э и т.д. в перидотитах и пироксенитах. Бинарные диаграммы MgO—Cr, FeO—TiO₂, La—Yb, Lu—Nd, Eu—Gd, Sm—сумма P3Э, использованные в работе для дискриминации составов, наиболее подходят для практического использования. Полученная информация может быть полезна для суждения о природе протолитов при исследовании мафических—ультрамафических гранулитов в высокометаморфизованных комплексах.

Метаморфические комплексы высоких—сверхвысоких давлений, мантийные и коровые перидотиты/пироксениты, геохимические критерии различия.

GEOCHEMICAL DISTINCTIONS BETWEEN “CRUSTAL” AND MANTLE-DERIVED
PERIDOTITES/PYROXENITES IN HIGH- AND ULTRAHIGH-PRESSURE METAMORPHIC COMPLEXES

V.V. Reverdatto, A.Yu. Selyatitskiy, and **D.A. Carswell**

Basic and ultrabasic rocks in high- and ultrahigh-pressure collision belts can provide important petrological information. Mantle-derived and “crustal” peridotites and pyroxenites are recognized among these rocks in Phanerozoic orogenic zones. The former were emplaced as mantle magma intrusions or tectonically transferred solid fragments of mantle material in the deeply subsided lithosphere, while the latter are shallow complexes of

dikes and sills, which were altered and metamorphosed during subduction process. Both rock types were later exhumed at the Earth's surface. For geochemical comparison of these types, four groups of rocks were chosen: two sample sets of mantle-derived rocks and two sets of crustal rocks. The mantle-derived rocks include a set of spinel and garnet peridotites of alpine-type bodies from the Eastern and Western Alps and the Ronda massif in Spain as well as a set of pyroxenites from the Eastern Alps. The "crustal" rocks include a set of garnet and spinel peridotites from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan, and garnet peridotites from the Western Gneiss Region, western Norway, together with a set of pyroxenites from the Kokchetav massif. Geochemical investigation has revealed that mantle-derived peridotites are characterized, as a rule, by high contents of MgO (35–46 wt.%), Cr (1750–12,770 ppm), and Ni (900–2500 ppm), low contents of FeO (5–10 wt.%), TiO₂ (0.01–0.3 wt.%), Zr (0.002–1.2 ppm), Nb (0.001–0.3 ppm), Sm (0.003–0.5 ppm), La (0.005–1 ppm), and Yb (0.006–0.54 ppm), and the total content of REE equal to 0.06–5.2 ppm. Mantle-derived pyroxenites contain 27–35 wt.% MgO, 2300–3300 ppm Cr, 5.5–9 wt.% FeO, 0.02–0.08 wt.% TiO₂, 0.2–1.4 ppm Zr, 0.007–0.06 ppm Nb, 0–0.13 ppm Sm, 0.007–0.23 ppm La, 0.02–0.2 ppm Yb, and 0.05–1.6 ppm total REE. "Crustal" peridotites are characterized by high contents of FeO (12–25 wt. %), TiO₂ (0.64–2.6 wt. %), Zr (33–179 ppm), Nb (3.4–13.8 ppm), Sm (0.7–4 ppm), La (1–8 ppm), Yb (0.8–3.3 ppm), and total REE (11.5–48 ppm) and comparatively low contents of MgO (15–26 wt.%), Cr (79–244 ppm), and Ni (450–730 ppm). "Crustal" pyroxenites contain 6–21.5 wt.% MgO, 90–230 ppm Cr, 11–21 wt.% FeO, 0.7–1.3 wt.% TiO₂, 45–493 ppm Zr, 1–8 Nb, 1.6–4.3 ppm Sm, 4.7–14 ppm La, 1.3–7.4 ppm Yb, and 27–80 ppm total REE. These data permit us to develop the idea of distinctions between the mantle-derived and "crustal" peridotites and suggest some promising geochemical criteria. The criteria are based on distinctions between the contents of MgO, FeO, TiO₂, Cr, Ni, Zr, Y, Nb, REE, etc. in peridotites and pyroxenites. Binary MgO–Cr, FeO–TiO₂, La–Yb, Lu–Nd, Eu–Gd, and Sm– σ REE diagrams give an opportunity to discriminate the compositions in detail and are the most appropriate for practical use. The obtained information may be helpful in understanding the nature of protoliths when studying mafic/ultramafic granulites in high-grade metamorphic rocks.

High- and ultrahigh-pressure metamorphic complexes, mantle-derived and "crustal" peridotites/pyroxenites, geochemical criteria for distinguishing

ВВЕДЕНИЕ

Среди разнообразных базит-ультрабазитовых пород фанерозойских орогенических зон гранатовые перидотиты и пироксениты представляют собой ключевой, хотя и редко встречающийся петрографический тип, характерный для коллизионных зон высоких—сверхвысоких давлений [Coleman, Wang, 1995]. Они рассматриваются как результат корово-мантийного взаимодействия и позволяют получать важную информацию о петротектонических процессах [Liou, Carswell, 2000]. Более 20 лет назад Д. Карсвелл с коллегами [Carswell et al., 1983] пришли к выводу, что в западно-гнейсовом комплексе Норвегии, произошедшем из субдуцированных пород земной коры, метаморфизованной при высоких—сверхвысоких давлениях, присутствуют гранатовые перидотиты двух типов: магний-хромистые (Mg-Cr тип) и железотитанистые (Fe-Ti тип) (по преобладанию соответствующих химических элементов). Х. Брукнер и Л. Медарис [Brueckner, Medaris, 2000] назвали их соответственно „мантийными“ и „коровыми“. Первые были известны раньше как „перидотитовые массивы“, „альпинотипные перидотиты“, „орогенические перидотиты“. Они внедрялись в форме мантийных расплавов либо тектонических фрагментов в глубокопогруженную литосферу. Вторые, по всей вероятности, первоначально представляли собой комплексы близповерхностных силлов и даек, внедренных в верхнюю часть земной коры до субдукции, метасоматически измененных и затем метаморфизованных при глубоком погружении в мантию во время субдукции. Как те, так и другие позднее были эксгумированы к земной поверхности.

В настоящее время по альпинотипным (мантийным) гипербазитам в мировой геологической литературе накоплен огромный массив данных. В то же время по коровым породам информация весьма ограничена. В недавней работе В.В. Ревердатто и А.Ю. Селятицкий [Ревердатто, Селятицкий, 2005] пришли к выводу, что описанные ранее [Ревердатто, Шеплев, 1999; Ревердатто и др., 2000, 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2004] пироксениты и перидотиты Кокчетавского массива в Северном Казахстане произошли из метасоматически измененных базальтов, внедрившихся в верхнюю часть земной коры и позже субдуцированных в мантию и метаморфизованных при высоких—сверхвысоких давлениях.

В связи с исследованием проблемы корово-мантийного взаимодействия, возникла потребность сравнить геохимические особенности мантийных и коровых перидотитов и пироксенитов. Полученная информация может быть полезна для суждения о природе протолитов при исследовании мафических—ультрамафических пород в высокометаморфизованных комплексах и для определения условий субдукции континентальной литосферы.

ИССЛЕДОВАННАЯ БАЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для выявления геохимических различий между мантийными и коровыми перидотитами/пироксенитами мы выбрали несколько ультрабазитовых массивов, различающихся условиями залегания. В выборе объектов мы были ограничены теми, которые охарактеризованы максимальным количеством содержаний главных, редких и редкоземельных элементов.

В выборку мантийных перидотитов ($n = 41$) мы включили шпинелевые и гранатовые ультраосновные породы (преимущественно гарцбургиты) из альпинотипных массивов Восточных и Западных Альп [Ottonello et al., 1984; Melcher et al., 2002] и массива Ронда в Испании [Frey et al., 1985; Van der Wal, Bodinier, 1996]. Немногочисленная выборка мантийных пироксенитов ($n = 7$) включает породы (преимущественно ортопироксениты) из Восточных Альп [Melcher et al., 2002]. Для сравнения мантийных пород по концентрациям Zr, Y, Nb и Ni для перидотитов ($n = 16$) были взяты данные из работ [Frey et al., 1985; Van der Wal, Bodinier, 1996; Melcher et al., 2002], для пироксенитов ($n = 6$) — из работы [Melcher et al., 2002]. Данные по мантийным перидотитам и пироксенитам представлены в таблицах (см. ниже). Выборка коровых мафит-ультрамафитовых пород включает гранатовые и шпинелевые перидотиты и пироксениты Кокчетавского массива (Сев. Казахстан) и гранатовые перидотиты (в том числе один образец пироксенита) из двух ультрабазитовых комплексов Западной Норвегии: Иксунддал (Eiksunddal) и Ракнестанген (Raknestangen). Кокчетавские перидотиты ($n = 7$) и пироксениты ($n = 5$) изучены в работах В.В. Ревердатто с соавторами [Ревердатто и др., 1993, 2000, 2002; Ревердатто, Шелле, 1999; Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005]. Их анализы, а также концентрации редких и редкоземельных элементов для перидотитов ($n = 9$) и пироксенита ($n = 1$) комплексов Иксунддал и Ракнестанген Западной Норвегии представлены ниже в таблицах. Содержания петрогенных оксидов в этих породах частично опубликованы Д. Карсвеллом [Carswell et al., 1983].

МАНТИЙНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Мантийные HP/UHP перидотит-пироксенитовые комплексы давно и подробно изучаются, поэтому нет необходимости подробно останавливаться на описании геологических проявлений этих пород. Подавляющее большинство этих пород образовалось на мантийных глубинах путем интрузий расплавов или тектонического внедрения пластичных масс горных пород в субдуцирующий литосферный слэб. Гранат- и шпинельсодержащие перидотиты включают лерцолиты, гарцбургиты и дуниты. Они представляют собой в разной степени истощенный реститовый мантийный материал, сформировавшийся при образовании и экстракции базальтовых расплавов. Пироксениты (ортопироксениты, клинопироксениты, вебстериты и верлиты) во многих случаях представляют собой высокобарические кумуляты мантийных магм или метасоматически измененные перидотиты [Frey et al., 1985; Becker, 1996; Medaris, 1999; Brueckner, Medaris, 2000]. Ниже приводится очень краткое описание перидотит-пироксенитовых массивов, состав которых использовался для геохимического анализа.

Массив Ронда в Испании. Перидотиты известного массива Ронда в плане представляют большое по площади (~300 км²) обнажение верхнемантийных пород, расположенное во внутренней зоне Бетик Кордильер (Южная Испания) [Reisberg et al., 1989]. Массив входит в пояс ультрамафических пород, охватывающий западную часть окраины Средиземного моря [Loomis, 1972, 1975; Bonini et al., 1973; Pearson et al., 1995].

Тектоническая история массива Ронда достаточно сложная. Различные авторы [Reuber et al., 1982; Kornprobst, Vielzeuf, 1984; Tubia, Cuevas, 1986; и др.] сходятся во мнении о двухстадийном становлении массива. Первой стадией считается расширение и утонение литосферы, позволившее подстилавшей мантии подняться до менее глубинного уровня под утоненной континентальной корой [Loomis, 1975; Reuber et al., 1982]. Во время расширения литосферы горячий перидотитовый слой был интродуцирован в земную кору [Westerhof, 1977; Lundeen, 1978; Obata, 1980; Tubia, Cuevas, 1986]. Вероятность внедрения мантийного фрагмента в земную кору согласуется с находкой графитовых псевдоморфоз по кристаллам алмаза в породах массива Ронда [Davies et al., 1992]. Массив слагается серией пород от гарцбургитов до лерцолитов, значительно варьирующих по содержаниям главных петрогенных компонентов, например Al₂O₃ от 0.9 до 4.8 мас.% [Obata, 1980]. Считается, что они отличаются различной степенью плавления с образованием гранатовых и безгранатовых реститов [Frey et al., 1985]. Впоследствии эти реститы были рекристаллизованы в субсолидусных условиях [Obata, 1980]. Sm/Nd-датировки пироксенитов и перидотитов свидетельствуют о раннемиоценовом возрасте массива в диапазоне от 21.5 ± 1.8 млн лет [Zindler et al., 1983] до $21.1—24.5 \pm 7$ млн лет [Reisberg et al., 1989]. Перидотиты Ронда подразделены на три минеральные фации: 1 — гранатовые лерцолиты, 2 — шпинелевые лерцолиты (ариежитовая и собственно шпинелевая субфации), 3 — плагиоклазовые лерцолиты. Различные минеральные фации отражают пере-кристаллизацию и „переуравновешивание“ в субсолидусных условиях по мере поднятия перидотитов из мантии до уровня земной коры [Obata, 1980].

Содержания главных, редких и редкоземельных элементов для 10 образцов ультрамафитовых пород массива Ронда [Frey et al., 1985; Van der Wal, Bodinier, 1996] приведены в табл. 1.

Лигурийские перидотиты в Италии. Лигурийско-пьемонтский океанический бассейн сформирован в течение среднеюрского растяжения западной части Альпийского пояса. После четвертичного закрытия океаническая кора с осадками и офиолитами была включена в состав горных сооружений Альп и Апеннин. На основании структурной позиции и взаимоотношений с осадочными сериями лигурийские

Таблица 1.

**Содержания породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов
в перидотитах массива Ронда [Frey et al., 1985; Van der Wal, Bodinier, 1996]**

| Компонент | [Frey et al., 1985] | | | | | [Van der Wal, Bodinier, 1996] | | | | |
|--------------------------------|---------------------|--------|--------|-------|-------|-------------------------------|--------|--------|--------|--------|
| | R1025 | R196 | R255 | R501 | R123 | 28 | 39 | 11 | 13 | 2 |
| | Grt Per | | | | | Harz | | | | |
| SiO ₂ | 44.00 | 44.07 | 44.36 | 44.28 | 45.23 | 39.60 | 39.70 | 39.50 | 40.30 | 40.90 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.07 | 0.12 | 0.11 | 0.27 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 2.63 | 2.64 | 3.49 | 3.52 | 4.80 | 1.12 | 0.76 | 1.12 | 1.16 | 0.78 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | — | — | 8.04 | 8.20 | 7.68 | 8.30 | 8.25 |
| FeO | 7.63 | 7.84 | 8.29 | 8.07 | 8.73 | — | — | — | — | — |
| MnO | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 |
| MgO | 42.19 | 41.73 | 39.38 | 39.29 | 35.51 | 39.70 | 39.70 | 40.90 | 41.20 | 42.00 |
| CaO | 2.05 | 2.16 | 2.96 | 3.01 | 4.04 | 1.08 | 0.62 | 0.88 | 1.00 | 0.70 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | — | — | — | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | — | — | — | 0.37 | 0.47 | 0.40 | 0.40 | 0.46 |
| П.п.п. | — | — | — | — | — | 8.60 | 9.35 | 8.05 | 6.55 | 6.70 |
| Сумма | 98.72 | 98.65 | 98.75 | 98.42 | 98.72 | 98.66 | 98.95 | 98.69 | 99.06 | 99.94 |
| Mg# | 84.68 | 84.18 | 82.61 | 82.96 | 80.27 | 84.58 | 84.32 | 85.54 | 84.65 | 84.98 |
| Cr | 2830 | 2350 | 2615 | 2350 | 2120 | — | — | — | — | — |
| Ni | 2230 | 2310 | 2190 | 1950 | 1810 | 2334 | 2456 | 2396 | 2239 | 2504 |
| Y | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.004 | — | — | — | — | — |
| Zr | 0.004 | 0.002 | 0.006 | 0.004 | 0.012 | 0.36 | 0.27 | 0.71 | 0.26 | 0.85 |
| Nb | 0.0005 | 0.0005 | 0.0005 | 0.001 | 0.001 | 0.102 | 0.094 | 0.027 | 0.052 | 0.086 |
| La | 0.13 | 0.076 | 0.3 | 0.081 | 0.4 | 0.062 | 0.226 | 0.023 | — | 0.07 |
| Ce | 0.43 | 0.27 | 0.78 | 0.52 | 1.2 | 0.116 | 0.487 | 0.074 | 0.077 | 0.181 |
| Nd | — | 0.39 | 0.69 | 0.66 | 1.2 | 0.071 | 0.144 | 0.105 | 0.06 | 0.118 |
| Sm | 0.16 | 0.11 | 0.26 | 0.26 | 0.53 | 0.019 | 0.019 | 0.045 | 0.02 | 0.031 |
| Eu | 0.074 | 0.065 | 0.12 | 0.12 | 0.23 | 0.0064 | 0.0065 | 0.0204 | 0.0065 | 0.0121 |
| Gd | — | — | — | — | — | 0.029 | 0.023 | 0.065 | 0.027 | 0.04 |
| Tb | 0.062 | 0.049 | 0.072 | 0.084 | 0.14 | 0.0055 | 0.0044 | 0.0131 | 0.0046 | 0.0064 |
| Yb | 0.25 | 0.25 | 0.38 | 0.38 | 0.54 | 0.06 | 0.04 | 0.066 | 0.045 | 0.046 |
| Lu | 0.052 | 0.045 | 0.065 | 0.059 | 0.089 | 0.012 | 0.009 | 0.013 | 0.0088 | 0.0098 |

Примечание. Здесь и далее в таблицах: Mg# = MgO/(MgO + FeO)·100 %; Fe₂O₃ в Mg# пересчитано в FeO. Содержания оксидов в мас.%, редких и редкоземельных элементов — в г/т. Grt — гранат, Sp — шпинель, Harz — гарцбургит, Lherz — лерцолит, Орх — ортопироксенит, Per — перидотит, Px — пироксенит, Webst — вебстерит.

офиолиты подразделяются на два домена: Внутренние и Внешние Лигуриды, образовавшиеся в различных геологических и палеогеографических условиях [Elter et al., 1966; Decandia, Elter, 1969, 1972; Abbate et al., 1970a,b; Braga et al., 1972; Pagani et al., 1972]. В пределах террейна Внутренних Лигурид, относимого к большинству внутренних секторов океанического дна, офиолиты (базальтовые вулканиты, габброидные интрузии и серпентинизированные ультрамафиты) представляют стратиграфическое основание верхнеюрско-палеоценовых осадочных серий (офиолитовые брекчии, магнезиальные радиоляриевые известняки, кремнистые известняки, глинистые сланцы и т. д.). В пределах Внешних Лигурид офиолитовый материал (базальтовые вулканиты и лерцолиты) проявлен в виде огромных олистолитов и олистостром, расположенных внутри четвертично-эоценовых флишевых осадков, отложенных на утоненной континентальной коре. Считают, что Внутренние Лигуриды сформировались в периконтинентальной обстановке, тогда как Внешние Лигуриды представляют океаническую литосферу лигурийско-пьемонтского бассейна [Pagani et al., 1972; Beccaluva et al., 1975; Braga et al., 1975; Ottonello et al., 1984].

По результатам геохимических исследований лигурийские перидотиты считаются реститовым материалом, образовавшимся при плавлении шпинелевого перидотита в условиях низких давлений. Лерцолиты Внешних Лигурид представляют собой фрагменты верхней мантии, испытавшей начальную стадию плавления и перемещенной в верхние части коры при континентальном рифтинге, тогда как перидотиты Внутренних Лигурид интерпретируются как рестит, оставшийся от плавления материала астеносферной мантии [Ottonello et al., 1984].

В табл. 2 представлены содержания главных, редких и редкоземельных элементов 10 образцов лигурийских перидотитов, использованных в настоящей работе.

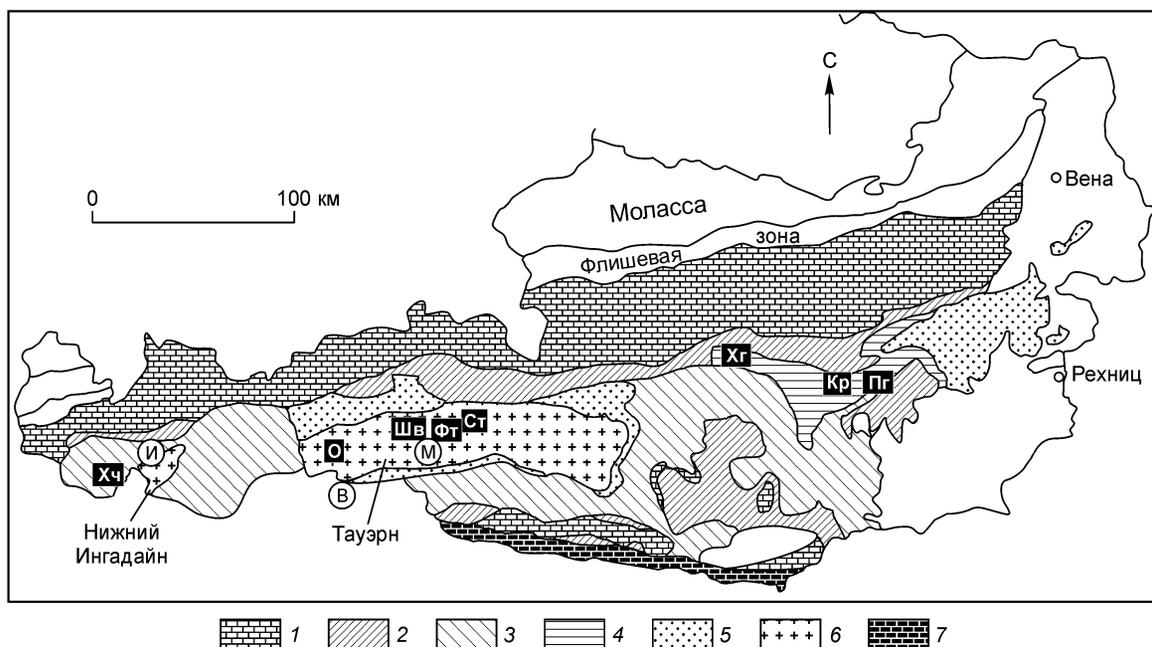


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Австрии (Восточные Альпы) [Melcher et al., 2002], отражающая расположение ультрабазитовых пород.

Разделение на тектонические единицы согласно работе [Frank, 1987].

Тектонические единицы: 1—3 — верхнеавстроальпийские: 1 — пермозойские, 2 — палеозойские, 3 — метаморфические; 4 — среднеавстроальпийские; 5 — нижнеавстроальпийские; 6 — пенинские; 7 — структуры Южных Альп. Домезозойские ультрамафические массивы: О — Ошнер, Ст — Стубактал, Шв — Шварц Ванд, Фт — Фельбергал, Хг — Хочгроссен, Кр — Краубат, Пг — Пернег, Хч — Хочнордерер. Мезозойские ультрамафические массивы: В — Вурмтал, И — Идалм, М — Майлфрознитц.

Таблица 2. Содержания порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в лигурийских перидотитах [Ottonello et al., 1984]

| Компонент | 14R | 15R | N1 | 100MA | A7 | Li8 | Li9 | Li12 | Li11A | Li15 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 40.00 | 45.20 | 43.70 | 42.00 | 45.30 | 40.10 | 41.28 | 42.50 | 45.00 | 45.90 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.15 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | 0.20 | 0.18 | 0.22 | 0.22 | 0.16 |
| Al ₂ O ₃ | 3.80 | 3.88 | 3.08 | 5.85 | 3.01 | 3.85 | 3.00 | 3.10 | 3.12 | 3.28 |
| FeO | 9.60 | 8.18 | 7.40 | 7.38 | 7.45 | 8.60 | 8.51 | 7.60 | 7.56 | 7.93 |
| MnO | 0.11 | 0.10 | 0.12 | 0.09 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.12 |
| MgO | 41.80 | 39.38 | 37.31 | 34.75 | 34.92 | 43.75 | 42.84 | 38.38 | 36.67 | 37.25 |
| CaO | 2.87 | 1.45 | 1.97 | 3.01 | 2.23 | 1.41 | 1.56 | 1.71 | 1.74 | 0.48 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | — | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| П.п.п. | 0.50 | 1.00 | 0.01 | 3.80 | 5.29 | 1.02 | 1.20 | 5.20 | 6.00 | 4.80 |
| Сумма | 98.91 | 99.35 | 93.77 | 97.04 | 98.50 | 99.07 | 98.71 | 98.86 | 100.46 | 99.95 |
| Mg# | 81.32 | 82.80 | 83.45 | 82.48 | 82.42 | 83.57 | 83.43 | 83.47 | 82.91 | 82.45 |
| Cr | 2501 | 1754 | 2654 | 2573 | 2360 | 2569 | 2944 | 2736 | 3150 | 2924 |
| Ni | 2030 | 1994 | 1979 | 1941 | 1780 | 2214 | 2211 | 1996 | 2012 | 2016 |
| La | 0.227 | 0.162 | 0.086 | 0.176 | 0.114 | 0.0116 | 0.0064 | 0.009 | 0.005 | 0.005 |
| Ce | 0.93 | 0.52 | 0.535 | 0.776 | 0.68 | 0.146 | 0.135 | 0.08 | 0.1 | 0.132 |
| Nd | 1.29 | 0.62 | — | 0.65 | 0.73 | — | — | — | — | — |
| Sm | 0.35 | 0.233 | 0.202 | 0.254 | 0.267 | 0.071 | 0.064 | 0.055 | 0.056 | 0.043 |
| Eu | 0.147 | 0.103 | 0.076 | 0.104 | 0.109 | 0.035 | 0.029 | 0.024 | 0.022 | 0.027 |
| Gd | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Tb | 0.094 | 0.063 | 0.051 | 0.085 | 0.087 | 0.03 | 0.033 | 0.014 | 0.024 | 0.023 |
| Yb | 0.46 | 0.314 | 0.233 | 0.22 | 0.399 | 0.229 | 0.199 | 0.11 | 0.091 | 0.193 |
| Lu | 0.081 | 0.057 | 0.04 | 0.029 | 0.059 | 0.042 | 0.036 | 0.018 | 0.011 | 0.031 |

Таблица 3.

Содержания породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в перидотитах

| Компонент | ST1 | ST18 | MG45d | HN2 | Och13 | SW1 | SW12 | FT3 | HG23 | HG42 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 39.89 | 39.40 | 41.75 | 44.76 | 40.83 | 38.69 | 39.92 | 38.35 | 37.67 | 40.30 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.11 | 0.04 | 0.06 | 0.02 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 1.58 | 0.94 | 0.26 | 2.39 | 1.55 | 3.02 | 1.92 | 2.34 | 0.83 | 0.56 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.28 | 10.31 | 9.17 | 9.17 | 6.35 | 7.92 | 8.22 | 10.72 | 9.68 | 7.16 |
| MnO | 0.16 | 0.15 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.14 | 0.08 |
| MgO | 40.28 | 45.25 | 44.81 | 39.74 | 38.19 | 35.99 | 36.91 | 35.90 | 40.69 | 39.47 |
| CaO | 2.89 | 1.24 | 0.07 | 2.53 | 0.33 | 0.13 | 0.50 | 0.58 | 0.02 | 0.17 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.87 | 0.55 | 0.43 | 0.39 | 0.56 | 0.34 | 0.36 | 0.91 | 0.74 | 0.44 |
| П.п.п. | 1.70 | 1.02 | 3.60 | 0.92 | 11.66 | 12.86 | 11.84 | 11.41 | 9.93 | 12.65 |
| Сумма | 99.68 | 98.90 | 100.22 | 100.07 | 99.61 | 99.17 | 99.83 | 100.41 | 99.73 | 100.85 |
| Mg# | 79.87 | 82.98 | 84.45 | 82.80 | 86.98 | 83.47 | 83.30 | 78.82 | 82.37 | 85.97 |
| Cr | 12771 | 3791 | 2929 | 2667 | 3804 | 2315 | 2470 | 6243 | 5080 | 3012 |
| Ni | 1950 | 2234 | 2030 | 1536 | 1572 | 1816 | 1910 | 1703 | 1046 | 2162 |
| Y | 0.42 | 0.37 | 0.02 | 0.9 | 0.98 | 0.6 | 1.24 | 2.7 | 0.15 | 0.05 |
| Zr | 0.2 | — | — | 0.1 | 0.5 | — | 0.6 | — | 0.9 | 0.2 |
| Nb | 0.049 | — | — | 0.01 | 0.31 | — | 0.063 | — | 0.072 | 0.007 |
| La | 0.105 | 0.084 | 0.0391 | 0.02 | 0.782 | 1.086 | 0.199 | 0.472 | 0.1527 | 0.0366 |
| Ce | 0.139 | 0.15 | 0.0656 | 0.04 | 1.42 | 2.619 | 0.458 | 1.59 | 0.316 | 0.0626 |
| Nd | 0.06 | 0.07 | 0.0309 | 0.021 | 0.513 | 1.042 | 0.268 | 1.25 | 0.1617 | 0.0262 |
| Sm | 0.025 | 0.022 | 0.006 | 0.022 | 0.051 | 0.165 | 0.082 | 0.347 | 0.0326 | 0.0055 |
| Eu | 0.014 | 0.008 | 0.0009 | 0.012 | 0.025 | 0.089 | 0.025 | 0.051 | 0.0101 | 0.0021 |
| Gd | 0.043 | 0.045 | 0.0036 | 0.063 | 0.081 | 0.104 | 0.112 | 0.404 | 0.03 | 0.005 |
| Tb | 0.009 | 0.008 | 0.0005 | 0.017 | 0.018 | 0.018 | 0.025 | 0.065 | 0.0043 | 0.0009 |
| Yb | 0.051 | 0.045 | 0.0055 | 0.136 | 0.129 | 0.075 | 0.183 | 0.366 | 0.0231 | 0.0141 |
| Lu | 0.008 | 0.008 | 0.0014 | 0.022 | 0.019 | 0.013 | 0.029 | 0.068 | 0.0038 | 0.003 |

Перидотиты и пироксениты Восточных Альп. В Восточных Альпах надвигообразование и скучивание террейнов в результате нескольких орогенических событий привели к региональной сближенности блоков континентальной и океанической коры и мантийных доменов, проявленных как в домезозойских, так и в мезозойских покровно-складчатых сооружениях. Ультрамафитовые породы проявлены в домезозойском основании пеннинских тектонических окон, в домезозойском австроальпийском комплексе основания, в мезозойских образованиях в пределах пеннинских тектонических окон и в перекрывающих австроальпийских структурах (рис. 1) [Dietrich, 1980; Höck, Koller, 1989; Neubauer et al., 1989, 1999; Neubauer, Frisch, 1993; Von Raumer, 1998; Melcher et al., 2002].

Домезозойские ультрамафические породы Пеннинских структур обнажаются в трех больших тектонических окнах: Нижний Ингадайн, Тауэрн и Рехнитц доальпийского основания. Наиболее представительны следующие геологические проявления домезозойских ультрамафических пород: крупные массивы Стубактал (Стубак-группа) и Ошнер в западном окне Тауэрн, и более мелкие тела серпентинитовых пород района Шварц Ванд (участки Шварцтал и Седл, Хабак-группа) и Фельбертал (Хабак-группа) [Melcher et al., 2002]. Ультрамафитовый массив Ошнер представляет собой неоднородную серию серпентинизированных ультрамафических пород, метабазитов, метапелитов, лейкократовых гнейсов и известняков, предположительно раннепалеозойского возраста [Koark, 1950; Lammerer, 1972; Dulski, Morteani, 1989]. Массив Стубактал [Petraakis, 1977, 1978; Frisch, Raab, 1987] сложен метагаббро, амфиболитами и метаперидотитами, которые рассматриваются как офиолиты [Frisch, Raab, 1987; Neubauer et al., 1989; Höck, 1993; Neubauer, Frisch, 1993] позднедокембрийского — раннепалеозойского возраста [Von Quadt, 1992; Eichhorn et al., 1999]. Небольшие тела серпентинитовых пород района Фельбертал обнажены вдоль поверхности надвига в базальных амфиболитах Хабак-группы [Höll, Eichhorn, 2000]. Предполагают, что Стубак-группа и Хабак-группа сформированы в составе древних вулканических дуг вдоль северного края Гондваны [Melcher et al., 2002].

Австроальпийский покров, широко проявленный в Восточных Альпах, состоит из различной степени метаморфизованного домезозойского кристаллического основания, слабометаморфизованных метаоса-

(гарцбургитах) Восточных Альп [Melcher et al., 2002]

| HG43 | HG56 | PE21 | LO1 | LO3 | MG41 | K59 | K71 | WJ4 | IA5 | CM712 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| 39.53 | 38.47 | 34.86 | 39.16 | 38.14 | 40.40 | 39.39 | 37.89 | 41.10 | 38.95 | 40.69 |
| 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| 0.36 | 0.82 | 0.25 | 0.46 | 0.49 | 0.32 | 0.51 | 0.26 | 1.19 | 1.73 | 1.67 |
| 8.79 | 9.20 | 9.37 | 8.12 | 10.25 | 8.35 | 8.00 | 7.75 | 6.86 | 8.11 | 5.34 |
| 0.12 | 0.11 | 0.15 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.07 | 0.10 | 0.07 |
| 42.00 | 38.79 | 41.05 | 40.62 | 41.03 | 42.95 | 41.05 | 40.98 | 38.34 | 36.68 | 39.58 |
| 0.01 | 0.75 | 0.03 | 0.53 | 0.96 | 0.26 | 0.40 | 0.42 | 0.00 | 1.03 | 0.06 |
| 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| 0.48 | 0.40 | 0.48 | 0.37 | 0.60 | 0.36 | 0.45 | 0.38 | 0.39 | 0.67 | 0.30 |
| 9.17 | 11.60 | 13.74 | 10.08 | 7.82 | 6.97 | 9.16 | 11.91 | 11.64 | 11.74 | — |
| 100.48 | 100.17 | 99.95 | 99.46 | 99.44 | 99.73 | 99.08 | 99.71 | 99.62 | 99.03 | 87.76 |
| 84.15 | 82.41 | 82.96 | 84.75 | 81.64 | 85.11 | 85.08 | 85.46 | 86.13 | 83.40 | 89.17 |
| 3260 | 2734 | 3291 | 2566 | 4074 | 2433 | 3102 | 2581 | 2674 | 4585 | 2040 |
| 2404 | 2055 | 2318 | 1880 | 1382 | 2123 | 2225 | 1964 | 1718 | 1890 | 912 |
| 0.07 | 0.21 | 0.05 | 0.03 | 0.23 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.46 | 0.52 | 0.8 |
| 0.5 | 0.8 | 0.2 | — | 0.4 | — | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.3 | 1.2 |
| 0.016 | 0.082 | 0.012 | — | 0.042 | — | 0.028 | 0.021 | 0.027 | 0.012 | 0.076 |
| 0.0793 | 0.1731 | 0.045 | 0.0188 | 0.1417 | 0.0693 | 0.0623 | 0.0535 | 0.059 | 0.018 | 0.072 |
| 0.1866 | 0.3986 | 0.0934 | 0.0121 | 0.1666 | 0.1119 | 0.1318 | 0.0513 | 0.098 | 0.051 | 0.195 |
| 0.1289 | 0.2166 | 0.041 | 0.0069 | 0.1262 | 0.0336 | 0.0789 | 0.0506 | 0.101 | 0.044 | 0.155 |
| 0.0274 | 0.0487 | 0.0101 | 0.0027 | 0.0357 | 0.0078 | 0.0063 | 0.0102 | 0.037 | 0.016 | 0.056 |
| 0.0073 | 0.0182 | 0.0035 | 0.0006 | 0.014 | 0.0038 | 0.0047 | 0.0038 | 0.014 | 0.009 | 0.022 |
| 0.0203 | 0.0421 | 0.0093 | 0.002 | 0.0394 | 0.005 | 0.0131 | 0.0088 | 0.05 | 0.032 | 0.082 |
| 0.0028 | 0.0068 | 0.0016 | 0.0005 | 0.0061 | 0.0009 | 0.0019 | 0.0014 | 0.011 | 0.008 | 0.017 |
| 0.009 | 0.0311 | 0.0115 | 0.0122 | 0.0349 | 0.0099 | 0.0095 | 0.0107 | 0.064 | 0.085 | 0.118 |
| 0.0015 | 0.0054 | 0.0023 | 0.0028 | 0.0067 | 0.0021 | 0.0019 | 0.0022 | 0.01 | 0.015 | 0.019 |

Примечание. Здесь и в табл. 4: домезозойские ультрамафические массивы: Och — Ошнер, ST — Стубактал, SW — Шварц Ванд, FT — Фельбертал, HG — Хочгроссен, MG, LO, So, K — Краубат, PE — Пернег, HN — Хочнордерер. Мезозойские ультрамафические массивы: WJ — Вурмтал; IA — Идалм; CM — Майлфрознитц.

дочных и метавулканических палеозойских пород и от слабо- до неметаморфизованных мезозойских перекрывающих отложений (см. рис. 1) [Melcher et al., 2002]. Домезозойские ультрамафиты Австралийского сегмента редки в кристаллическом основании, включающем кристаллический покров Сильвретта [Frank, 1987] и Спейк-комплекс в Штирии. В сильвреттском кристаллическом основании, на восточном склоне Хочнордерер (Тироль), в мощную толщу амфиболитов внедрены три линзы ультрамафических пород [Fuchs et al., 1986]. Протерозойский Спейк-комплекс тектонически залегает на комплексе ядра, представляющем ансамбль магматических островодужных пород позднепротерозойского—раннепалеозойского возраста [Neubauer, Frish, 1993]. В пределах Спейк-комплекса в тесной ассоциации с амфиболитами и(или) эклогитами находятся три больших массива ультрамафитов: Краубат, Хочгроссен и Пернег (Штирия). Эти массивы преимущественно состоят из серпентинизированных гарцбургитов, сохранивших дометаморфические высокотемпературные деформационные структуры [Melcher et al., 2002].

Мезозойские гарцбургиты и лерцолиты проявлены в Пеннинском сегменте (в тектонических окнах Ингадайн, Рехниц и Тауэрн) и зоне Матри [Melcher et al., 2002]. Зона Матри представляет собой тектонический меланж, разделяющий Пеннинский и Австралийский покровы. Она состоит из смеси классических осадков, карбонатов, радиоляритов, кристаллических пород и остатков офиолитов. В зоне Матри один из наиболее изученных ультрабазитовых массивов находится в районе Вурмтал (Южный Тироль). Офиолиты Идалм как часть зоны Ароса в нижнеингадинском тектоническом окне представляют почти полный разрез сквозь южно-пеннинскую океаническую кору. Они состоят из серпентинизированных гарцбургитов, габбро, метабазальтов и радиоляритов и обнажаются на небольшом участке (см. рис. 1) [Höck, Koller, 1987; Koller et al., 1996; Melcher et al., 2002].

Согласно геохимическим данным, как домезозойские, так и мезозойские перидотиты являются продуктами многоактного плавления. В большинстве случаев это реститы, оставшиеся после 10—30%-го

Таблица 4.

**Содержания порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов
в пироксенитах Восточных Альп [Melcher et al., 2002]**

| Компонент | 97So20 | MG45h | K69 | Och18 | Och23 | ST6 | PE28 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Opх | | | Px | | | |
| SiO ₂ | 56.7 | 53.17 | 52.48 | 47.95 | 44.35 | 45.54 | 46.52 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.06 | 0.04 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 0.51 | 0.69 | 0.66 | 2.61 | 2.19 | 1.43 | 1.04 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.19 | 6.46 | 6.07 | 7.91 | 8.37 | 8.53 | 9.79 |
| MnO | 0.15 | 0.13 | 0.1 | 0.11 | 0.13 | 0.14 | 0.13 |
| MgO | 34.63 | 34.4 | 34.37 | 27.43 | 26.45 | 33.24 | 28.84 |
| CaO | 0.86 | 1.16 | 0.75 | 8.26 | 10.04 | 10.52 | 6.63 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.38 | 0.48 | 0.33 | 0.39 | 0.45 | 0.49 | 0.46 |
| П.п.п. | 0.68 | 4.16 | 5.4 | 5.58 | 8.42 | 1.02 | 7.22 |
| Сумма | 101.14 | 100.67 | 100.18 | 100.31 | 100.46 | 100.95 | 100.72 |
| Mg# | 84.26 | 85.54 | 86.29 | 79.39 | 77.83 | 81.24 | 76.60 |
| Cr | 2612 | 3310 | 2272 | 2636 | 3105 | 3333 | 3147 |
| Ni | 578 | 489 | 385 | 426 | 677 | 1294 | 467 |
| Y | 0.18 | 0.17 | 0.06 | 1.87 | 1.92 | 1.28 | 0.76 |
| Zr | 1 | — | 0.2 | 1.1 | 1.4 | 0.3 | 0.6 |
| Nb | 0.039 | — | 0.007 | 0.043 | 0.037 | 0.031 | 0.062 |
| La | 0.076 | 0.137 | 0.007 | 0.066 | 0.160 | 0.021 | 0.226 |
| Ce | 0.154 | 0.417 | 0.013 | 0.158 | 0.413 | 0.055 | 0.570 |
| Nd | 0.062 | 0.215 | 0.005 | 0.167 | 0.338 | 0.098 | 0.404 |
| Sm | 0.013 | 0.046 | 0.000 | 0.107 | 0.132 | 0.076 | 0.110 |
| Eu | 0.006 | 0.015 | 0.001 | 0.052 | 0.038 | 0.030 | 0.034 |
| Gd | 0.015 | 0.034 | 0.003 | 0.212 | 0.241 | 0.160 | 0.136 |
| Tb | 0.002 | 0.005 | 0.001 | 0.041 | 0.045 | 0.033 | 0.024 |
| Yb | 0.023 | 0.031 | 0.019 | 0.204 | 0.196 | 0.129 | 0.086 |
| Lu | 0.005 | 0.006 | 0.004 | 0.030 | 0.028 | 0.019 | 0.013 |

плавления первичной субокеанической коры или деплетированной мантии. Пироксениты рассматриваются как кристаллические сегрегации, образовавшиеся из базальтового расплава в переходной мантийной зоне [Melcher et al., 2002].

В табл. 3 и 4 представлены составы 21 образца восточно-альпийских перидотитов и 7 образцов пироксенитов [Melcher et al., 2002], использованных в статистической обработке.

КОРОВЫЕ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Кокчетавский массив в Северном Казахстане традиционно рассматривается как тектонический фрагмент Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 2), который развивался в течение длительного времени: от протерозоя до мезозоя. Считают, что складчатый пояс представляет собой гигантский субдукционно-аккреционный комплекс — тектонический коллаж Алтаид [Sengör et al., 1993], включающий крупные тектонические блоки метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений [Zonenshain et al., 1990; Dobretsov et al., 1995, 1999; Добрецов и др., 1998; Theunissen et al., 2000]. Докембрийское ядро Кокчетавского массива окаймляется позднепротерозойскими и кембрийскими слабометаморфизованными вулканическими и осадочными породами [Добрецов и др., 1998; Dobretsov et al., 1999]. Докембрийские породы состоят преимущественно из ортогнейсов, метапелитовых сланцев, бластомилолитов и кварцитов с небольшим количеством эклогитов, амфиболитов и мраморов Зерендинской серии (средний протерозой). Зерендинская серия рассматривается Н.Л. Добрецовым с соавторами [Dobretsov et al., 1995, 1999; Добрецов и др., 1998] и К. Тениссеном с соавторами [Theunissen et al., 2000] как мегамеланж, состоящий из ансамбля складчатых, надвинутых друг на друга пластин („чешуй“) метаморфических пород низких, высоких и сверхвысоких давлений [Dobretsov et al., 1995, 1999; Добрецов, 1998; Theunissen et al., 2000]. Алмазсодержащие метаморфические породы сверхвысоких давлений слагают западную часть

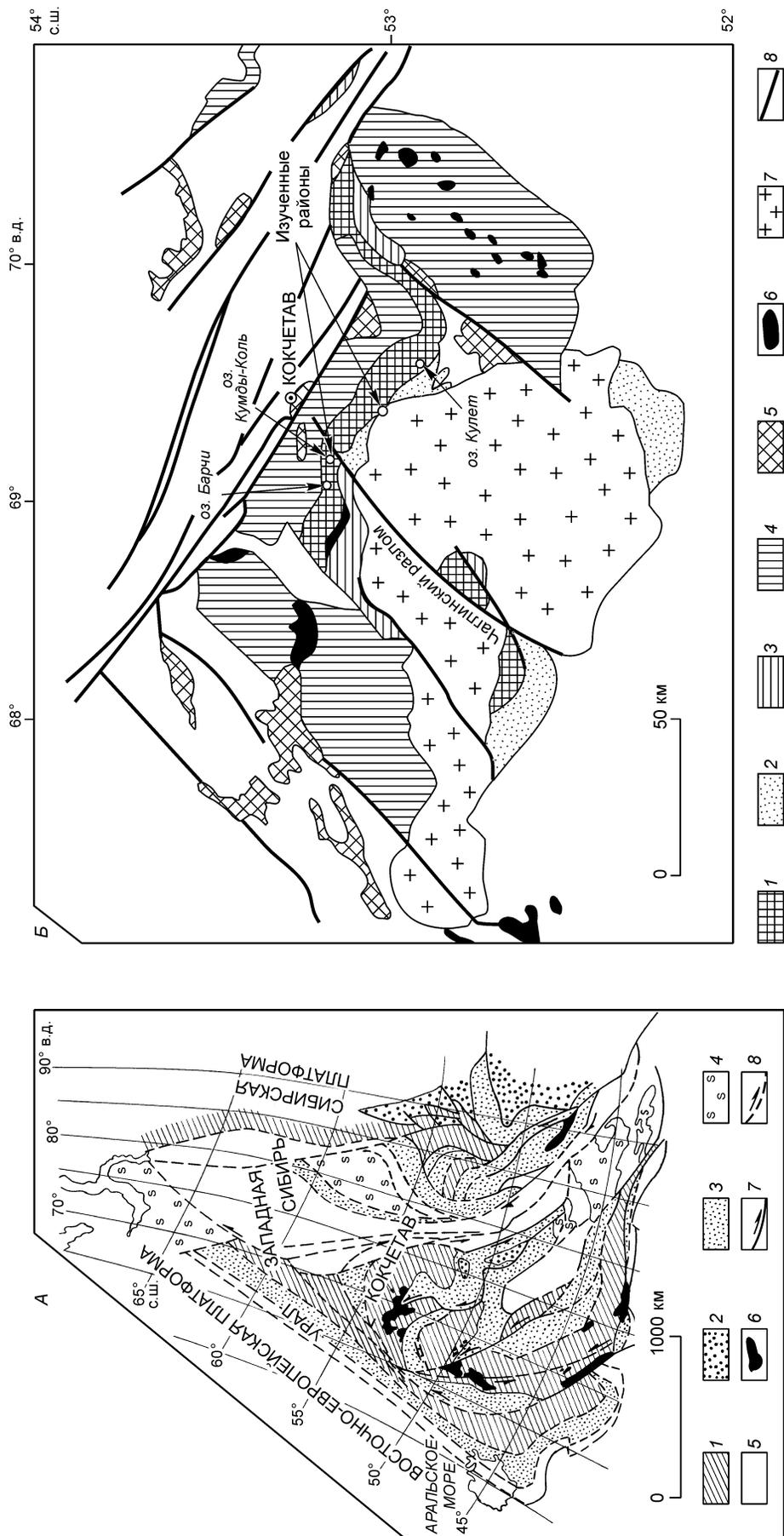


Рис. 2. *A* — схема Западной Сибири и Казахстана, иллюстрирующая главные тектонические элементы, по [Sengör et al., 1993]; *B* — тектонометаморфическая схема Кокчетавского массива, по [Добрецов и др., 1998; Dobretsov et al., 1999; Theunissen et al., 2000] с упрощениями. *A*: 1 — протерозойская континентальная кора; 2 — венд-раннекембрийские субдукционно-аккреционные тектонические комплексы; 3 — среднекембрийско-силурийские субдукционно-аккреционные тектонические комплексы; 4 — пермско-мезозойские бассейны, перекрывающие силурийско-среднекарбонную континентальную кору, испытавшую растяжение и имеющую пониженную мощность; 5 — девон-карбонные субдукционно-аккреционные тектонические комплексы; 6 — выходы протерозойской континентальной коры вне главных кратонов; 7 — сбросы горизонтального смещения; 8 — предполагаемые тектонические швы. *B* — протерозойское ядро: 1 — метаморфические породы высоких—сверхвысоких давлений; 2 — метаморфические породы низких давлений; 3—5 (позднепротерозойские и палеозойские породы: 3 — амфиболиты, сланцы и кварциты, 4 — сланцы, мраморы, метавулканики, метавулканики и кварциты, 5 — вулканы; 6 — офиолиты; 7 — граниты; 8 — главные разломы).

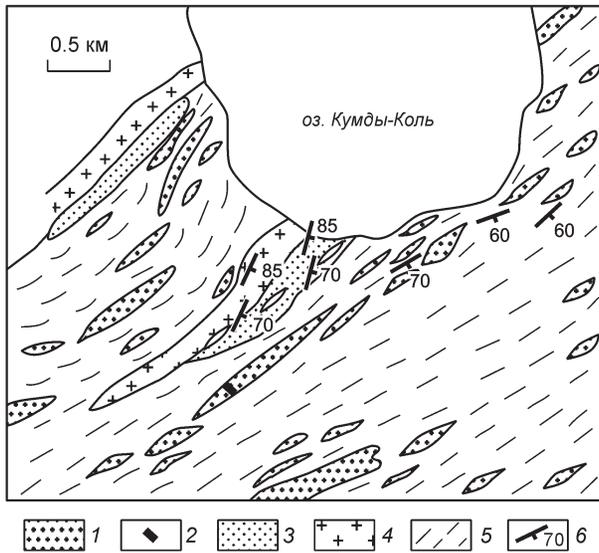


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района оз. Кумды-Коль, по [Zhang et al., 1997] с изменениями.

1 — эклогиты, 2 — тело оливин-гранатовых пород, 3 — алмазосодержащие метасадочные породы, 4 — мигматиты, 5 — простираание сланцеватости в метапелитах, 6 — элементы залегания.

мегамеланжевого комплекса (районы озер Барчи и Кумды-Коль (рис. 3)); метаморфические породы низких, высоких и сверхвысоких (коэзитсодержащие, но не алмазоносные) давлений формируют восточную часть докембрийского ядра Кокчетавского массива (рис. 4). Чаглинский разлом СВ—ЮЗ простираения (см. рис. 2, Б) является границей между этими двумя частями, которые характеризуются сходной литологией слагающих пород, но были метаморфизованы при разных *PT*-условиях.

На берегу оз. Кумды-Коль (см. рис. 3) расположено уникальное алмазное месторождение в метасадочных породах [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Maruyama, Parkinson, 2000]. В этом месте имеется несколько будин и линз эклогитов, включенных в гнейсы и сланцы. В одном протяженном пластовом теле эклогитов обнаружено резко ограниченное тело оливин-гранат-клиногумитовой породы площадью около 50 м². Химические составы образцов этой породы [Ревердатто и др., 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2005] представлены в табл. 5.

В южной части восточного блока (см. рис. 4) Кокчетавского массива вблизи д. Енбек-Берлык найдено несколько тел ортопироксенитов, шпинелевых перидотитов и антофиллитовых пород [Ревердатто и др., 1993; Ashworth et al., 1998; Reverdatto, Lepetukha, 1999; Ревердатто, Шеплев, 1999; Ревердатто и др., 2000, 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005; Селятицкий, 2007]. Химические составы шпинелевых перидотитов и ортопироксенитов также даны в табл. 5. Эти породы в форме будин и линз залегают в сланцах и слюдяных кварцитах Зерендинской серии в ассоциации с будинообразными телами амфиболитов и эклогитов. Структурно все эти породы включены в сложную систему разнообразных складок с преобладающим З—СЗ простираением их осей. Общая площадь, занятая телами шпинелевых перидотитов и ортопироксенитов, составляет около 0.3 км².

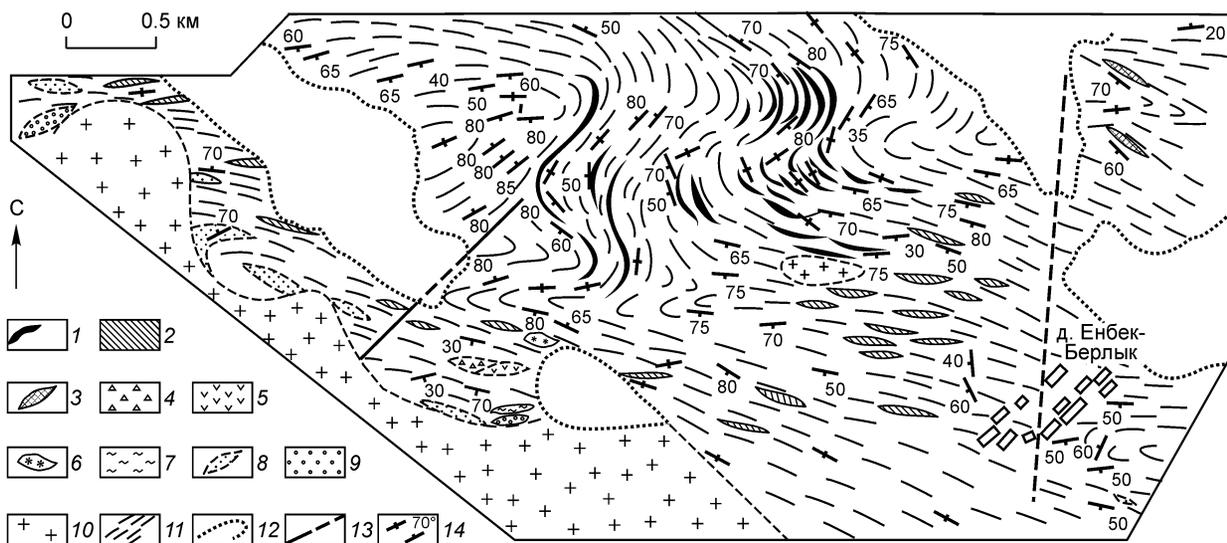


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района Енбек-Берлык [Ревердатто, Селятицкий, 2005], с изменениями.

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-плаггиоклазовые породы, 10 — граниты, 11 — простираание в сланцах и кварцитах, 12 — границы четвертичных отложений, 13 — тектонические нарушения, 14 — элементы залегания.

Таблица 5.

**Содержания породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов
в гранатовых и шпинелевых перидотитах и пироксенитах Кокчетавского массива
[Ревердатто, Шеплев, 1999; Ревердатто и др., 2000, 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2005]**

| Компонент | R-Ku-1 | Kumd-1 | Kumd-2 | Kumd-3 | 9-L-2 | R-118-A-98oe | R-118-98 | R-118-Bc-98e | 35 | 9-L-7 | 9-L-8-2 | 118 |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|---------|--------------|----------|--------------|-------|-------|---------|-------|
| | Grt Per | | | | Sp Harz | | | Grt Opx | Opx | | | |
| SiO ₂ | 34.19 | 41.20 | 34.79 | 35.20 | 33.61 | 33.21 | 33.05 | 47.29 | 47.5 | 48.3 | 48.72 | 46.9 |
| TiO ₂ | 1.48 | 1.27 | 1.46 | 1.98 | 2.19 | 2.41 | 2.61 | 1.24 | 1.03 | 1.34 | 1 | 1.04 |
| Al ₂ O ₃ | 22.01 | 18.92 | 21.81 | 21.33 | 21.97 | 22.02 | 20.55 | 14.93 | 17.9 | 15.5 | 14.68 | 17 |
| Fe ₂ O ₃ | 14.69 | 13.82 | 13.54 | 14.53 | 13.9 | 14.44 | 16.13 | 22.8 | 12.3 | 12.3 | 11.76 | 13.2 |
| MnO | 0.14 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.23 | 0.34 | 0.22 | 2.94 | 0.09 | 0.21 | 0.12 | 0.11 |
| MgO | 25.23 | 20.87 | 25.00 | 24.41 | 25.45 | 26.22 | 26.40 | 5.99 | 18.1 | 18.4 | 18.78 | 18.5 |
| CaO | 2.82 | 4.67 | 2.79 | 2.53 | 3.34 | 2.17 | 2.18 | 4.8 | 1.09 | 2.27 | 1.18 | 1.68 |
| Na ₂ O | 0.31 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0.33 | 0.33 |
| K ₂ O | — | — | — | — | 0.05 | 0.1 | 0.03 | 0.11 | 0.12 | 0.78 | 0.3 | 0.18 |
| P ₂ O ₅ | 0.57 | 0.00 | 0.57 | 0.21 | 0.24 | 0.28 | 0.25 | — | — | 0.14 | 0.07 | — |
| П.п.п. | 1.1 | 2.06 | 6.91 | 6.47 | 1.51 | 1.14 | — | — | 1.87 | 0.67 | 2.98 | 1.26 |
| Сумма | 100.49 | 99.77 | 99.05 | 100.02 | 99.4 | 100.07 | 100.5 | 100.1 | 100 | 100 | 99.92 | 100 |
| Mg# | 65.06 | 61.76 | 65.04 | 63.20 | 66.23 | 66.27 | 64.17 | 22.58 | 61.98 | 62.42 | 63.94 | 60.76 |
| Cr | 140 | 106 | 137 | 108 | 131 | 150 | 142 | 90 | 226 | 190 | 198 | 207 |
| Y | — | 50.5 | 65 | 39 | 12.1 | 16.9 | 8.28 | 23.8 | 12.5 | 17.9 | 27.7 | 24.8 |
| Zr | — | 85 | 105 | 179 | 120 | 110 | 137 | 56.5 | 58.1 | 87.6 | 56.9 | 44.8 |
| Nb | — | 9.74 | 13.4 | 13 | 11.3 | 13.8 | 12.4 | 5.27 | 2.34 | 8.4 | 2.7 | 1.15 |
| La | 2.30 | 1.00 | 5.00 | 4.20 | 1.30 | 2.10 | 1.70 | 4.7 | 5.5 | 5 | 4.7 | 6.5 |
| Ce | 4.80 | 2.40 | 13.00 | 11.30 | 3.40 | 6.30 | 4.10 | 10 | 9.3 | 10 | 10.6 | 11.9 |
| Nd | 4.10 | 2.50 | 10.00 | 9.00 | 2.50 | 4.10 | 2.40 | 7 | 5.5 | 5.9 | 7.2 | 6.6 |
| Sm | 2.20 | 3.20 | 3.90 | 2.80 | 0.80 | 1.30 | 0.69 | 1.9 | 1.72 | 1.6 | 1.9 | 1.68 |
| Eu | 0.42 | 0.78 | 0.60 | 0.61 | 0.38 | 0.31 | 0.37 | 0.89 | 0.55 | 0.49 | 0.63 | 0.66 |
| Gd | 2.40 | 5.60 | 6.40 | 3.60 | 1.20 | 2.00 | 1.10 | 2.6 | 1.9 | 1.9 | 3.2 | 2.5 |
| Tb | 0.50 | 0.95 | 1.32 | 0.71 | 0.24 | 0.37 | 0.20 | 0.45 | 0.38 | 0.35 | 0.63 | 0.5 |
| Yb | 1.90 | 3.30 | 2.80 | 3.20 | 1.40 | 2.20 | 1.10 | 1.7 | 1.5 | 1.3 | 2.8 | 2.2 |
| Lu | 0.31 | 0.45 | 0.40 | 0.46 | 0.23 | 0.32 | 0.18 | 0.25 | 0.21 | 0.18 | 0.45 | 0.31 |

Примечание. R-Ku-1, Kumd-1, Kumd-2, Kumd-3 — образцы гранатовых перидотитов района оз. Кумды-Коль, остальные — шпинелевые гарцбургиты и ортопироксениты района д. Енбек-Берлык.

Протолитами гранатовых и шпинелевых перидотитов, ортопироксенитов, а также ассоциирующих с ними амфиболитов и эклогитов предположительно были базальты, залегающие до метаморфизма в верхней части континентальной коры среди осадочных пород в виде близповерхностных интрузивных тел (силлов и(или) даек), однако протолиты ультрабазитов и пироксенитов перед метаморфизмом в различной степени были хлоритизированы. В результате среднекембрийской коллизии протолиты базит-ультрабазитовых пород, эклогитов и амфиболитов, вместе с вмещающей их континентальной толщей, были субдуцированы, причем западная часть Кокчетавского массива погрузилась глубже, чем восточная, о чем свидетельствует различное давление при метаморфизме пород западной и восточной частей массива [Dobretsov et al., 1995, 1999; Shatsky et al., 1995; Ревердатто и др., 1998; Theunissen et al., 2000; Ревердатто, Селятицкий, 2005].

Комплексы Иксундал и Ракнестанген в Западной Норвегии. В мировой геологической литературе хорошо известен западно-гнейсовый комплекс Норвегии (фрагмент скандинавских каледонид), с широко распространенными телами перидотитов и эклогитов. В структуре скандинавских каледонид преобладают пакеты тектонических пластин, перемещенные в восточном направлении и внедренные в балтоскандинавскую платформу в ходе скандинавского коллизионного события в среднем и позднем силуре. Тектонические единицы подразделяются на пять главных комплексов: автохтон (и паравтохтон) и нижний, средний, верхний и перекрывающий аллохтоны [Roberts, Gee, 1985; Stephens, Gee, 1985; Stephens, 1988; Krogh, Carswell, 1995]. В состав автохтона и паравтохтона входят докембрийский (среднепротерозойского и более древнего возраста) кристаллический фундамент и осадочный чехол вендского и нижнепалеозойского возрастов. Нижний аллохтон состоит из пакета тектонических пластин докембрийского кристаллического основания и верхнепротерозойского и(или) нижнепалеозойского осадочного

Таблица 6. Содержания породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в лерцолитах и гарибургитах Иксуиндал (Норвегия)

| Компонент | E4 | E29 | E32 | E47 | E30 |
|--------------------------------|-----------|--------|-------|--------|----------|
| | Grt Lherz | | | | Grt Harz |
| SiO ₂ | 42.51 | 38.42 | 39.36 | 42.45 | 37.41 |
| TiO ₂ | 0.98 | 0.65 | 0.81 | 0.77 | 1.05 |
| Al ₂ O ₃ | 8.07 | 8.71 | 4.99 | 6.02 | 12.12 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.84 | 7.40 | 5.50 | 6.76 | 5.67 |
| FeO | 13.19 | 14.09 | 19.84 | 16.46 | 18.64 |
| MnO | 0.22 | 0.22 | 0.34 | 0.26 | 0.28 |
| NiO | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.08 |
| MgO | 20.57 | 22.04 | 23.99 | 23.17 | 21.84 |
| CaO | 6.58 | 4.10 | 3.34 | 3.46 | 2.41 |
| Na ₂ O | 0.18 | 0.18 | 0.14 | 0.09 | 0.02 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.02 | 0.15 | 0.16 | 0.12 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.01 |
| S | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.01 |
| H ₂ O ⁺ | 0.44 | 4.11 | 1.15 | 0.70 | 1.09 |
| Сумма | 99.86 | 100.08 | 99.79 | 100.44 | 100.76 |
| Mg# | 51.53 | 51.51 | 49.18 | 50.68 | 47.91 |
| Cr | 243 | 197 | 234 | 244 | 79 |
| Ni | 548 | 734 | 669 | 681 | 617 |
| Y | 11 | 11 | 17 | 13 | — |
| Zr | 33 | 46 | 47 | 74 | — |
| Nb | 5.5 | 4.6 | 4.5 | 4.8 | — |
| La | 5.7 | 1.2 | 5.3 | 7.2 | — |
| Ce | 14 | 4 | 13 | 16 | — |
| Nd | 10 | 4.2 | 9.3 | 9.7 | — |
| Sm | 2.5 | 1.5 | 2.3 | 2.1 | — |
| Eu | 0.72 | 0.51 | 0.62 | 0.67 | — |
| Gd | 2.2 | 1.7 | 2.7 | 2.1 | — |
| Tb | 0.31 | 0.3 | 0.42 | 0.34 | — |
| Yb | 0.77 | 0.97 | 1.4 | 1.2 | — |
| Lu | 0.1 | 0.13 | 0.19 | 0.19 | — |

Примечание. Здесь и в таб. 7: содержания породообразующих оксидов (в мас.%) приведены по данным Д. Карсвелла, в том числе [Carswell et al., 1983]. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Ошибка измерения для РЗЭ не более 10 %, для редких элементов — не более 20 %.

физм, тогда как верхняя часть аллохтона подверглась метаморфизму амфиболитовой и гранулитовой фаций с локальным проявлением эклогитовой фации метаморфизма. Самая верхняя часть среднего аллохтона прорвана многочисленными телами позднедокембрийских толеитовых долеритов. Нижние части верхнего аллохтона состоят из высокометаморфизованных пород (амфиболитовой, гранулитовой, местами — эклогитовой фаций). Верхние части разреза верхнего аллохтона представлены несколькими покровами вулканогенно-осадочных серий офиолитов и островодужных ассоциаций и характеризуются проявлением метаморфизма зеленосланцевой фации. Перекрывающий аллохтон состоит преимущественно из высокометаморфизованных пород континентальной окраины, с локальным проявлением эклогитов [Andreasson et al., 1985; Roberts, Gee, 1985; Stephens, Gee, 1985; Van Roermund, 1985; Mørk et al., 1988; Stephens, 1988; Krogh, Carswell, 1995].

Различные аллохтонные тектонические структуры скандинавских каледонид характеризуются полифазной тектонотермальной эволюцией. Выделяются два главных тектонических события: позднекембрийско-раннеордовикского [Sturt et al., 1978] и силурского возрастов [Gee, Wilson, 1974]. Оба этапа во времени ассоциируют с закрытием океана Япетус. Тектонические модели метаморфизма высоких—

Таблица 7. Содержания породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в лерцолитах, вебстеритах и пироксените Ракнестанген (Норвегия)

| Компонент | U125 | U406 | U407 | U408 | U410C |
|--------------------------------|-----------|--------|-------|-----------|-------|
| | Grt Lherz | | | Grt Webst | Opx |
| SiO ₂ | 39.87 | 41.21 | 40.37 | 45.09 | 48.14 |
| TiO ₂ | 0.64 | 0.86 | 0.79 | 1.11 | 0.71 |
| Al ₂ O ₃ | 7.65 | 7.42 | 7.17 | 11.71 | 6.74 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.02 | 10.24 | 10.45 | 2.72 | 2.89 |
| FeO | 13.56 | 13.96 | 13.66 | 14.94 | 17.20 |
| MnO | 0.28 | 0.27 | 0.28 | 0.20 | 0.29 |
| NiO | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.05 |
| MgO | 20.84 | 21.09 | 21.57 | 15.10 | 21.53 |
| CaO | 4.20 | 3.84 | 4.18 | 6.23 | 1.88 |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.08 | 0.14 | 0.55 | 0.10 |
| K ₂ O | 0.15 | 0.58 | 0.38 | 1.08 | 0.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.20 | 0.11 | 0.24 | 0.20 | 0.04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| S | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.06 |
| H ₂ O ⁺ | 0.49 | 0.57 | 0.55 | 0.47 | 0.11 |
| CO ₂ | — | 0.04 | — | — | 0.02 |
| Сумма | 99.08 | 100.38 | 99.89 | 99.52 | 99.78 |
| Mg# | 47.02 | 47.64 | 48.33 | 46.48 | 52.09 |
| Cr | 210 | 208 | 171 | 219 | 138 |
| Ni | 529 | 516 | 446 | 451 | 394 |
| Y | 11 | 9.6 | 9.8 | 16 | 61 |
| Zr | 43 | 52 | 46 | 81 | 493 |
| Nb | 3.4 | 4 | 4.8 | 7.3 | 1.3 |
| La | 7.5 | 4.4 | 3.4 | 7.8 | 14 |
| Ce | 16 | 10 | 8.7 | 19 | 30 |
| Nd | 9.4 | 6.9 | 6.6 | 13 | 15 |
| Sm | 2.2 | 1.7 | 1.6 | 2.7 | 4.3 |
| Eu | 0.71 | 0.64 | 0.61 | 0.89 | 1.6 |
| Gd | 2 | 2 | 1.6 | 2.8 | 5.5 |
| Tb | 0.31 | 0.29 | 0.28 | 0.43 | 1.1 |
| Yb | 1.1 | 0.91 | 0.96 | 1.4 | 7.4 |
| Lu | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.19 | 1.1 |

чехла. Средний аллохтон состоит преимущественно из вендских и других верхнепротерозойских песчаниковых отложений и пластин докембрийских кристаллических пород. Для нижней части среднего аллохтона характерен зеленосланцевый метаморфизм.

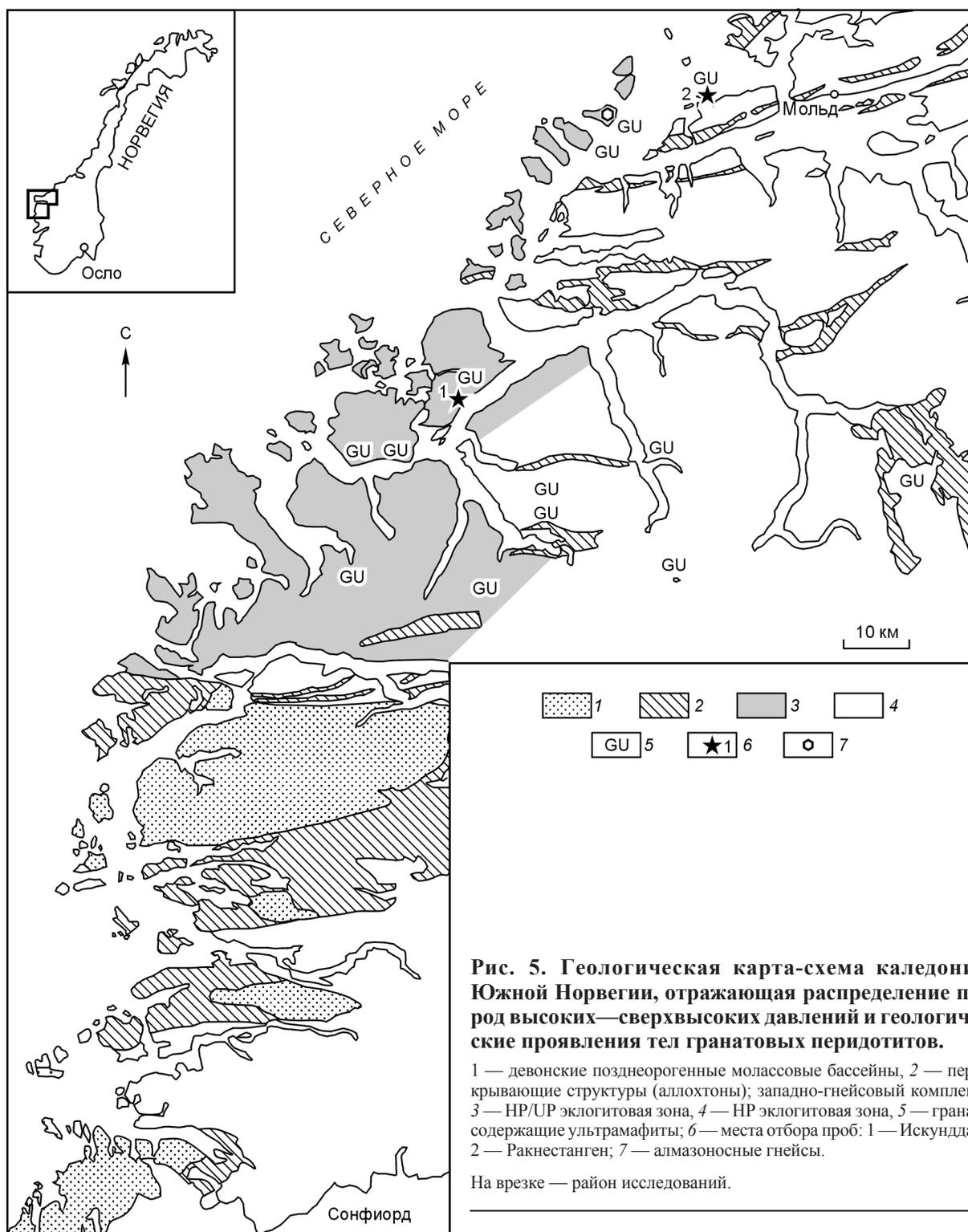


Рис. 5. Геологическая карта-схема каледонид Южной Норвегии, отражающая распределение пород высоких—сверхвысоких давлений и геологические проявления тел гранатовых перидотитов.

1 — девонские позднеорогенные молассовые бассейны, 2 — перекрывающие структуры (аллохтоны); западно-гнейсовый комплекс: 3 — НР/УР эклогитовая зона, 4 — НР эклогитовая зона, 5 — гранатосодержащие ультрамафиты; 6 — места отбора проб: 1 — Искунддал, 2 — Ракнестанген; 7 — алмазные гнейсы.

На врезке — район исследований.

сверхвысоких давлений в скандинавских каледонидах соотносятся с субдукцией, коллизией и эксгумацией, однако, они оказываются недостаточными для полного описания истории региона.

Рисунок 5 (по данным Д. Карсвелла) демонстрирует небольшую часть западно-гнейсового комплекса, в которой автохтон (среднепротерозойский фундамент) частично перекрыт верхним аллохтоном и девонскими молассовыми отложениями. Показано также распределение НР и УНР пород, основанное на термобарометрических данных по эклогитам и гранатовым перидотитам. Минеральные ассоциации эклогитов свидетельствуют об увеличении *PT*-параметров метаморфизма в северо-западном направлении [Griffin et al., 1985; Krogh, Carswell, 1995].

Считается, что большинство гранатовых перидотитов было сформировано путем тектонического внедрения мантийных ультрамафитовых тел в высокометаморфизованные коровые гнейсы в результате корово-мантийного взаимодействия при коллизии литосферных плит. Они имеют мантийные геохимические признаки и относятся к Mg-Cr типу перидотитов. В противоположность им, перидотиты Fe-Ti типа проявлены как второстепенный компонент метаморфизованных габбро-перидотитовых комплексов (таких как Иксунддал и Ракнестанген), для которых ранее было предложено [Carswell et al., 1983; Jamtveit, 1987; Krogh, Carswell, 1995] происхождение из низкобарического мафит-ультрамафитового протолита („коровые кумуляты“?). В табл. 6 и 7 приведены химические составы перидотитов, гарцбургитов, вебстеритов и пироксенита массивов Иксунддал и Ракнестанген (образцы пород из коллекции Д. Карсвелла). Возраст этих перидотитов коррелируется с раннекаледонским высокобарическим метаморфизмом свеко-норвежских (гренильских) коровых интрузивов [Jamtveit et al., 1991].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СРАВНЕНИЯ

Выполненные нами исследования показали что Mg и Cr, с одной стороны, и Fe и Ti, с другой, могут успешно использоваться для суждения о происхождении перидотитов и пироксенитов в коллизионных поясах высоких—сверхвысоких давлений. MgO—Cr диаграмма на рис. 6, А демонстрирует, что перидотиты Кокчетавы и Западной Норвегии (Иксунддал и Ракнестанген) как представители коровых ультрабазитовых пород содержат <244 г/т Cr при содержании MgO ~15—26 мас.%, тогда как коровые пироксениты содержат <230 г/т Cr и 6—21.5 мас.% MgO. Поля составов норвежских и кокчетавских пород полностью перекрываются. В противоположность им мантийные перидотиты обладают гораздо большими концентрациями MgO (~35—46 мас.%) и Cr (от 1750 до более чем 12000 г/т). Расположенное по соседству поле мантийных пироксенитов характеризуется чуть меньшим количеством MgO (27—35 мас.%) и Cr (2300—3300 г/т). Диаграмма FeO—TiO₂ (см. рис. 6, А) показывает, что мантийные перидотиты и пироксениты (их поля составов перекрываются) содержат (мас.%) не больше 0.3 TiO₂ и 5—10 FeO, кокчетавские гранатовые и шпинелевые перидотиты содержат 1.3—2.6 TiO₂ и 12—15 FeO, тогда как кокчетавские пироксениты характеризуются широкими вариациями FeO 11—21 и близкими значениями TiO₂ 1—1.3. Гранатовые перидотиты Иксунддал и Ракнестанген в западно-гнейсовом комплексе содержат (мас.%) 17—25 FeO и 0.6—1 TiO₂. Точка состава одного пироксенита находится внутри поля гранатовых перидотитов.

Существенные различия мантийных и коровых перидотитов также проявлены в концентрациях таких редких элементов, как Zr, Y и Nb (см. рис. 6, А). Как норвежские, так и кокчетавские Fe-Ti перидотиты и пироксениты характеризуются широкими интервалами в содержаниях этих элементов в сравнении с альпинотипными перидотитами и пироксенитами. Кроме того, суммарная концентрация редких элементов в коровых породах заметно выше, чем в альпинотипных породах. Диаграмма MnO—Ni (см. рис. 6, А) демонстрирует хорошую дискриминацию только для мантийных и коровых перидотитов. Перидотиты Иксунддал и Ракнестанген характеризуются высоким содержанием MnO (0.2—0.34 мас.%) и низким количеством Ni (450—730 г/т) в сравнении с мантийными перидотитами, которые обогащены никелем (900—2500 г/т) и обеднены относительно MnO. Мантийные пироксениты, контрастируя с мантийными перидотитами, имеют очень низкие концентрации Ni, которые близки по своим значениям к породам Fe-Ti типа. Для кокчетавских коровых базит-ультрабазитовых пород данные по концентрациям Ni отсутствуют.

Не менее очевидное различие между мантийными и коровыми перидотитами/пироксенитами демонстрируется по содержаниям P3Э, что иллюстрируется с помощью бинарных диаграмм типа P3Э—P3Э и P3Э—сумма P3Э. В частности, мантийные и коровые перидотиты и пироксениты хорошо разделяются на диаграммах La—Yb, Nd—Sm, Eu—Gd, Yb—Lu и Sm—сумма P3Э (см. рис. 6, Б). Поля составов мантийных перидотитов и пироксенитов достаточно узкие на представленных диаграммах. Они характеризуются низкими концентрациями всех редкоземельных элементов и, соответственно, их суммой. В противоположность им коровые базит-ультрабазитовые породы значительно обогащены этими элементами и демонстрируют широкие колебания концентраций. Кокчетавские гранатовые и шпинелевые перидотиты и пироксениты содержат соответственно 14—45 и 25—35 г/т всех P3Э в сумме. Перидотиты Иксунддал и Ракнестанген имеют интервал суммы P3Э 14.5—39.5 и 24—48 г/т соответственно, а пироксенит Ракнестанген содержит в сумме 80 г/т P3Э. Для сравнения мантийные перидотиты содержат, как правило, < 2 г/т P3Э в сумме (редко до 3—5), а мантийные пироксениты — только 0.05—1.6 г/т суммы редких земель.

Вполне удовлетворительное разделение полей составов мантийных и коровых перидотитов и пироксенитов также возможно на дискриминационных диаграммах Sm—Tb, Lu—Nd, La—Lu. Такие элементы, как Co, Sc, Ta, Th, могут быть использованы для определения геохимических различий.

Очевидно, что Fe-Ti перидотиты и пироксениты из двух коллизионных HP/UHP метаморфических комплексов в Северном Казахстане и Западной Норвегии проявляют значительное сходство в содержаниях P3Э, что также хорошо проявлено в P3Э-спектрах этих пород. Рисунок 7 демонстрирует интер-

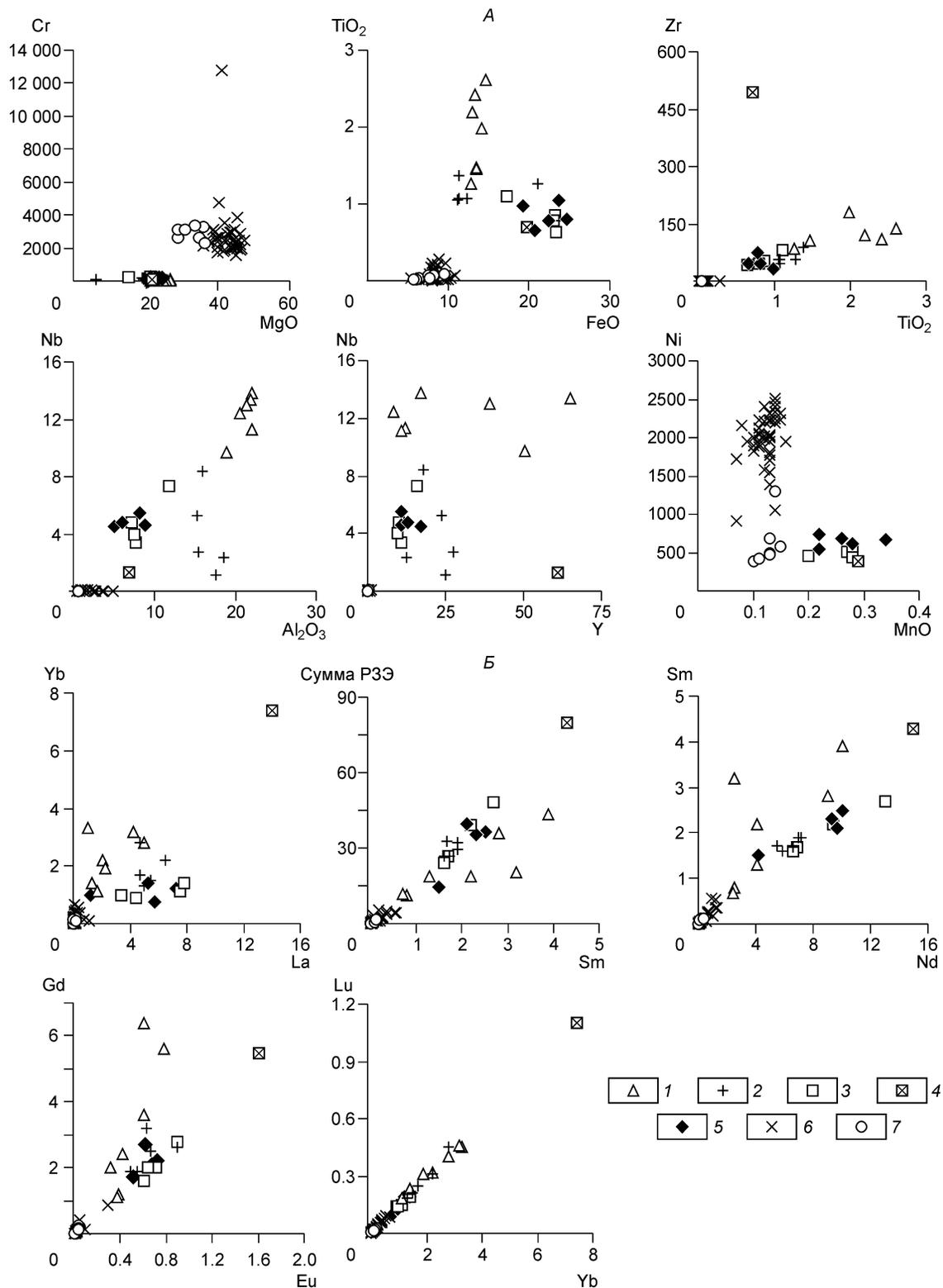


Рис. 6. Бинарные диаграммы, отражающие геохимические различия между мантийными и коровыми перидотитами и пироксенитами по содержаниям: А — порообразующих оксидов (мас.%) и редких элементов (г/т); Б — редкоземельных элементов.

1—5 — коровые ультрамафиты: 1 — кокчетавские перидотиты (Сев. Казахстан), 2 — кокчетавские пироксениты, 3 — перидотиты Ракнестанген (Норвегия), 4 — пироксениты Ракнестанген, 5 — перидотиты Искундал (Норвегия); 6, 7 — мантийные ультрамафиты: 6 — перидотиты Ронда (Южная Испания), лигурийские перидотиты Западных и Восточных Альп, 7 — пироксениты Восточных Альп. Содержание Cr_2O_3 пересчитывалось (при необходимости) из мас.% в г/т. Все железо в форме FeO. Содержания порообразующих оксидов пересчитаны на 100 % без п.п.п. Сумма P3Э = La + Ce + Nd + Sm + Eu + Gd + Tb + Yb + Lu.

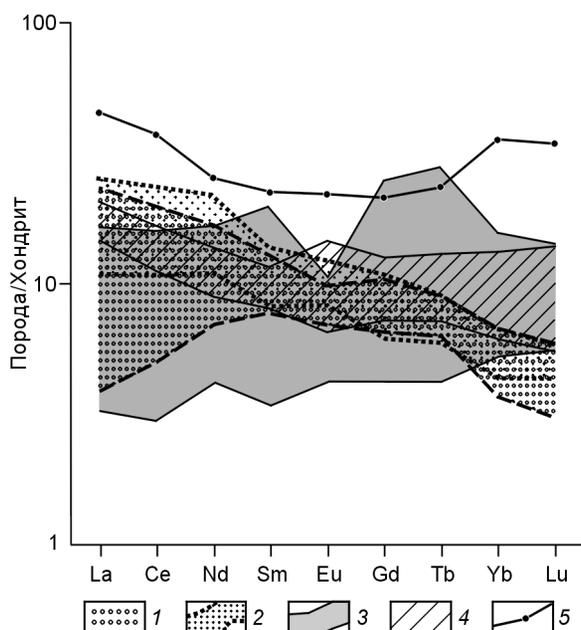


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов для коровых базит-ультрабазитовых пород Fe-Ti типа из Кокчетавского массива (Сев. Казахстан) и комплексов Ракнестанген и Иксунддал (Зап. Норвегия).

1—3 — интервалы распределений РЗЭ-спектров для перидотитов: 1 — Иксунддал, 2 — Ракнестанген, 3 — Кокчетав; 4 — интервал распределений РЗЭ-спектров для пироксенитов Кокчетав; 5 — РЗЭ-спектр для пироксенитов Ракнестанген.

валы распределения РЗЭ-спектров для перидотитов и пироксенитов Иксунддал и Ракнестанген по сравнению с кокчетавскими метаморфическими базит-ультрабазитами. Средние части интервалов РЗЭ-спектров пород обоих регионов полностью перекрываются. Содержания легких РЗЭ в перидотитах перекрываются частично. Пироксенит Ракнестанген более обогащен РЗЭ по сравнению с кокчетавскими пироксенитами.

Геохимические различия между двумя типами базит-ультрабазитовых пород в коллизионных поясах, где проявлен метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений хорошо проявляются статистически.

В табл. 8 и 9, по данным этой статьи (см. табл. 1—7), представлены средние значения, а также минимальные и максимальные концентрации порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в мантийных и коровых перидотитах и пироксенитах. Средние значения для всех химических элементов в породах двух геохимических типов различаются

Таблица 8. Средние (X_{cp}), минимальные (мин) и максимальные (макс) содержания порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в коровых (Fe-Ti тип) и мантийных (Mg-Cr тип) перидотитах

| Компонент | Коровые перидотиты | | | Мантийные перидотиты | | |
|--------------------------------|--------------------|--------|---------|----------------------|-------|-------|
| | X_{cp} | мин | макс | X_{cp} | мин | макс |
| SiO ₂ | 38.25 | 33.05 | 45.09 | 41.05 | 34.86 | 45.90 |
| TiO ₂ | 1.32 | 0.64 | 2.61 | 0.08 | 0.01 | 0.27 |
| Al ₂ O ₃ | 13.91 | 4.99 | 22.02 | 1.99 | 0.25 | 5.85 |
| FeO _{общ} | 17.76 | 12.19 | 24.79 | 7.79 | 4.81 | 10.15 |
| MnO | 0.23 | 0.14 | 0.34 | 0.12 | 0.07 | 0.16 |
| MgO | 22.74 | 15.10 | 26.40 | 39.73 | 34.75 | 45.25 |
| CaO | 3.68 | 2.17 | 6.58 | 1.22 | 0.00 | 4.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | 0.00 | 0.57 | 0.01 | 0.00 | 0.03 |
| Mg# | 55.8 | 46.5 | 66.3 | 83.6 | 78.8 | 89.17 |
| Cr | 170 | 79 | 244 | 3246 | 1754 | 12771 |
| Ni | 577 | 446 | 734 | 1986 | 912 | 2504 |
| Y | 20.727 | 8.280 | 65.000 | 0.384 | 0.002 | 2.700 |
| Zr | 82.714 | 33.000 | 179.000 | 0.379 | 0.002 | 1.200 |
| Nb | 8.039 | 3.400 | 13.800 | 0.048 | 0.001 | 0.310 |
| La | 4.007 | 1.000 | 7.800 | 0.148 | 0.005 | 1.086 |
| Ce | 9.733 | 2.400 | 19.000 | 0.403 | 0.012 | 2.619 |
| Nd | 6.913 | 2.400 | 13.000 | 0.328 | 0.007 | 1.290 |
| Sm | 2.099 | 0.690 | 3.900 | 0.099 | 0.003 | 0.530 |
| Eu | 0.589 | 0.310 | 0.890 | 0.041 | 0.001 | 0.230 |
| Gd | 2.627 | 1.100 | 6.400 | 0.053 | 0.002 | 0.404 |
| Tb | 0.465 | 0.200 | 1.320 | 0.029 | 0.001 | 0.140 |
| Yb | 1.641 | 0.770 | 3.300 | 0.145 | 0.006 | 0.540 |
| Lu | 0.239 | 0.100 | 0.460 | 0.025 | 0.001 | 0.089 |
| Сумма РЗЭ | 28.313 | 11.450 | 48.210 | 1.191 | 0.059 | 5.211 |

Примечание. Здесь и в табл. 9: FeO_{общ} — все железо в форме FeO. Порообразующие оксиды в мас.%, редкие и редкоземельные элементы в г/т.

Таблица 9. Средние, минимальные и максимальные содержания порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в коровых (Fe-Ti тип) и мантийных (Mg-Cr тип) пироксенитах

| Компонент | Коровые пироксениты | | | Мантийные пироксениты | | |
|--------------------------------|---------------------|--------|--------|-----------------------|-------|-------|
| | X_{cp} | мин | макс | X_{cp} | мин | макс |
| SiO ₂ | 47.81 | 46.85 | 48.72 | 49.53 | 44.4 | 56.7 |
| TiO ₂ | 1.06 | 0.71 | 1.34 | 0.04 | 0.02 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 14.47 | 6.74 | 17.94 | 1.30 | 0.5 | 2.6 |
| FeO _{общ} | 14.16 | 10.58 | 20.52 | 6.98 | 5.5 | 8.8 |
| MnO | 0.63 | 0.09 | 2.94 | 0.13 | 0.1 | 0.2 |
| MgO | 16.88 | 5.99 | 21.53 | 31.34 | 26.5 | 34.6 |
| CaO | 2.15 | 1.09 | 4.80 | 5.46 | 0.8 | 10.5 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.04 | 0.14 | 0.01 | 0.0 | 0.0 |
| Mg# | 54.0 | 22.6 | 63.9 | 81.6 | 76.6 | 86.3 |
| Cr | 175 | 90 | 226 | 2916 | 2272 | 3333 |
| Ni | — | — | — | 617 | 385 | 1294 |
| Y | 27.95 | 12.50 | 61.00 | 0.891 | 0.060 | 1.920 |
| Zr | 132.82 | 44.80 | 493.00 | 0.767 | 0.200 | 1.400 |
| Nb | 3.53 | 1.15 | 8.40 | 0.037 | 0.007 | 0.062 |
| La | 6.733 | 4.700 | 14.000 | 0.099 | 0.007 | 0.226 |
| Ce | 13.633 | 9.300 | 30.000 | 0.254 | 0.013 | 0.570 |
| Nd | 7.867 | 5.500 | 15.000 | 0.184 | 0.005 | 0.404 |
| Sm | 2.183 | 1.600 | 4.300 | 0.069 | 0.000 | 0.132 |
| Eu | 0.803 | 0.490 | 1.600 | 0.025 | 0.001 | 0.052 |
| Gd | 2.933 | 1.900 | 5.500 | 0.114 | 0.003 | 0.241 |
| Tb | 0.568 | 0.350 | 1.100 | 0.022 | 0.001 | 0.045 |
| Yb | 2.817 | 1.300 | 7.400 | 0.098 | 0.019 | 0.204 |
| Lu | 0.417 | 0.180 | 1.100 | 0.015 | 0.004 | 0.030 |
| Сумма РЗЭ | 37.955 | 26.560 | 80.000 | 0.881 | 0.053 | 1.603 |

кардинально. Например, $X_{cp}(Mg\#)$ в коровых и мантийных перидотитах соответственно ~56 и 84 мас.%; для пироксенитов 54 и 82 мас.% соответственно. Средние значения хрома различаются в $n \cdot 10$ раз для разных типов пород, например, 170/175 г/т Cr для коровых перидотитов/пироксенитов и 3246/2916 г/т Cr для мантийных. Среднее по сумме РЗЭ отличается в $n \cdot 10$ раз для перидотитов, тогда как для пироксенитов — в $n \cdot 100$ раз. Для коровых Fe-Ti пород среднее по редким элементам (за исключением Cr) в $n \cdot 10 - n \cdot 100$ раз больше, чем для мантийных Mg-Cr пород. Предельные значения в содержаниях редких и редкоземельных элементов для коровых пород в $n \cdot 10 - n \cdot 10\ 000$ раз больше, чем для мантийных. Кроме того, коровые перидотиты и пироксениты Fe-Ti типа обогащены Al₂O₃, MnO и P₂O₅, в отношении мантийных пород Mg-Cr типа. Очевидно, содержания SiO₂ и CaO не могут быть использованы для геохимического сравнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По всей вероятности, протолитами кокчетавских перидотитов и пироксенитов были метаморфизованные базальты, залегающие среди осадочных пород в верхней части континентальной коры в виде приповерхностных силлов и(или) даек и испытавших разной степени метасоматоз (хлоритизацию) до того, как подверглись коллизионному метаморфизму высоких—сверхвысоких давлений. По нашему мнению, геохимическое подобие коровых кокчетавских перидотитов/пироксенитов и пород Иксунддал и Ракнестанген западно-гнейсового комплекса Норвегии является веским аргументом в пользу сходства их происхождения, т. е. вполне возможно, что протолитом норвежских перидотитов/пироксенитов также были метасоматизированные базальты, испытавшие метаморфизм высоких—сверхвысоких давлений при субдукции. Это подкрепляется геологическим сходством их проявления и ассоциацией с эклогитами и амфиболитами.

Так называемые „мантийные“ перидотиты и пироксениты были внедрены в форме мантийных расплавов в глубоко погруженную при субдукции литосферу. Они сохранили все геохимические признаки

мантйных пород. Очевидно, что отраженные на рисунках геохимические различия между мантйными и коровыми перидотитами/пироксенитами могут быть полезны при определении природы протолита в качестве геохимических критериев различия базит-ультрабазитовых пород в высокометаморфизованных комплексах.

Работа получила финансирование по гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ № НШ-4922.2006.5 и грантов РФФИ № 02-05-64042 и № 05-05-64057, а также Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

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

Селятицкий А.Ю. Шпинель-антофиллитовые породы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (5), с. 511—520.

Abbate E., Borlotti V., Passerini P., Saggi M. Development of the Northern Apennines geosyncline: introduction to the geology of the Northern Apennines // *Sediment. Geol.*, 1970a, v. 4, p. 207—249.

Abbate E., Borlotti V., Passerini P., Saggi M. Development of the Northern Apennines geosyncline: olistostromes and olistoliths // *Sediment. Geol.*, 1970b, v. 4, p. 527—557.

Andreasson P.G., Gee D.G., Sukotjo S. Seve eclogites in the Norrbotten Caledonides, Sweden / Eds. D.G. Gee, B.A. Sturt // *The Caledonide orogen — Scandinavia and related areas.* John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 1985, p. 887—901.

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.

Beccaluva L., Venturelli G., Zanzucchi G. Dati geologici e geochimici sui basalti di associazione ofiolitica del L'Appennino Ligure-Emiliano. L'Ateneo Parmense // *Acta Nat.*, 1975, v. 11, p. 789—802.

Becker H. Crustal trace elements and isotopic signatures in garnet pyroxenites from garnet peridotite massifs from lower Austria // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 785—810.

Bonini W.E., Loomis T.P., Robertson J.D. Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar // *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 1372—1382.

Braga G., Casnedu R., Galbiati B., Marchetti G. Le unita ofiolitifere nella Val di Vara // *Memoir. Soc. Geol. Italia*, 1972, v. 11, p. 547—560.

Braga G., Casnedi R., Giammetti F., Marchetti G., Zerbi M. Elementi granulitici basici in livelli clastici associate a masse ofiolitiche ultramefiche del versante apennino padano // *Atti. Ist. Geol. Univ. Pavia*, 1975, v. 25, p. 89—105.

Bruceckner 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.

Coleman R.G., Wang X. Overview of the geology and tectonics of UHPM / Eds. R.G. Coleman, X. Wang // *Ultrahigh pressure metamorphism.* Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 1—32.

Davies G.R., Nixon P.H., Pearson D.G., Obata M. The tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, S. Spain // *Geology*, 1992, v. 21, p. 471—474.

Decandia F.A., Elter P. Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino Settentrionale (nota preliminare) // *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Memoir., serie A*, 1969, v. 75, p. 1—9.

Decandia F.A., Elter P. La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Appennino Ligure) // *Memoir. Soc. Geol. Italia*, 1972, v. 11, p. 503—530.

Dietrich V.J. The distribution of ophiolites in the Alps // *Ofioliti*, 1980, v. 1, Special issue, p. 7—51.

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 // *Isl. 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 / Eds. N.L. Dobretsov, N.V. Sobolev, V.S. Shatsky // *Field Symposium Guide: To the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) (Fourth International Eclogite Field Symposium)*. Novosibirsk, 1999, p. 6—24.

Dulski P., Morteani G. Magnesite formation by CO₂ metasomatism during regional metamorphism of the ultrabasic rocks of the Ochsner serpentinite (Zillertaler Alpen, Tyrol, Austria). *Monogr. Ser. Miner. Deposits* 28. Borntraeger, Berlin, 1989, p. 95—104.

Eichhorn R., Höll R., Loth G., Kennedy A. Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria) // *Int. J. Earth Sci.*, 1999, v. 88, p. 496—512.

Elter G., Elter P., Sturani C., Weidman M. Sur la prolongation du domain Ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des preAlpes romandes et chablaisiennes // *Arch. Sci. Genève.*, 1966, v. 19, p. 279—377.

Frank W. Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous / Eds. H.W. Flügel, P. Faupl // *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 1987, p. 379—406.

Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, v. 49, p. 2469—2491.

Frisch W., Raab D. Early Paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern window (Eastern Alps) // *Jb. Geol. B.-A.*, 1987, v. 129, p. 545—566.

Fuchs G., Kurat G., Ntaflos T. Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtur // *Jb. Geol. B.-A.*, 1986, v. 129, p. 283—290.

Gee D.G., Wilson M.R. The age of orogenic deformation in Swedish Caledonides // *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 1—9.

Griffin W.L., Austrheim H., Brastad K., Bryhni I., Krill A.G., Krogh E.J., Mørk M.B.E., Ovale H., Tørudbakken B. High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides / Eds. D.G. Gee, B.A. Sturt // *The Caledonide orogen — Scandinavia and related areas*. John Wiley and Sons, Ltd., New York, 1985, p. 783—801.

Höck V. The Habach-Formation and the Zentralgneis — a key in understanding the Paleozoic evolution of the Tauern Window (Eastern Alps) / Eds. J.F. von Raumer, F. Neubauer // *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer, Berlin, 1993, p. 361—374.

Höck V., Koller F. The Idalm ophiolite (Lower Ingadine Window, Eastern Alps): its petrology and geochemistry // *Ofioliti*, 1987, v. 12, p. 179—192.

Höck V., Koller F. Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria // *Chem. Geol.*, 1989, v. 77, p. 209—227.

Höll R., Eichhorn R. Tungsten mineralization and metamorphic remobilization in the Felbertal scheelite deposit. Central Alps. Austria / Eds. P.G. Spry, B. Marshall, F.M. Vokes // *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits* // *Rev. Econ. Geol.*, 2000, v. 11, p. 233—264.

Jamtveit B. Metamorphic evolution of the Eiksunddal eclogite complex, Western Norway, and some tectonic implications // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 82—99.

Jamtveit B., Carswell D.A., Mearns E.W. Chronology of the high-pressure metamorphism of Norwegian garnet peridotites/pyroxenites // *J. Metamorph. Geol.*, 1991, v. 9, p. 125—139.

Koark H.J. Die serpentine des Ochsner (Zillertal) und des Reckners (Tarnal) als Beispiel polymetamorpher Fazies verschiedener geologischer Stellung // *N. Jb. Miner. Abh.*, 1950, v. 81, p. 399—476.

Koller F., Dingeldey Ch., Höck V., Exkurtion F. Hochdruckmetamorphose im Recknerkomplex/Tarnaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ofiolit/Unteregadiner Fenster // *Mitt. Osterr. Miner. Ges.*, 1996, v. 141, p. 305—330.

Kornprobst J., Vielzeuf D. Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations / Ed. J. Kornprobst // *Kimberlites. II. The mantle and crust — mantle relationships*. Elsevier, Amsterdam, 1984, p. 347—359.

Krogh E.J., Carswell D.A. HP and UHP eclogites and garnet peridotites in the Scandinavian Caledonides / Eds. R.G. Coleman, X. Wang // *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 244—298.

Lammerer B. Statistisch-chemische Untersuchungen an Serpentiniten der Ostalpen und Ost-Elbas zur Klärung ihrer Genese und ihres Stoffhaushaltes. PhD Dissertation, L.-M. Universität München, München, 1972, 93 p.

Liou J.G., Carswell D.A. Garnet peridotites and ultrahigh-pressure minerals // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 121.

Loomis T.P. Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, p. 2475—2496.

Loomis T.P. Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar // *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, p. 1—30.

Lundeen M.T. Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, v. 89, p. 172—180.

Maruyama S., Parkinson C.D. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure—ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Isl. Arc*, 2000, v. 9, p. 439—455.

Medaris L.G. Garnet peridotites in Eurasian high-pressure and ultrahigh-pressure terranes: a diversity of origins and thermal histories // *Int. Geol. Rev.*, 1999, v. 41, p. 799—815.

Melcher F., Meisel T., Puhl J., Koller F. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry // *Lithos*, 2002, v. 65, p. 69—112.

Mørk M.B.E., Kullerud K., Stable A. Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden — evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 44—351.

Neubauer F., Frisch W. The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window / Eds. J.F. von Raumer, F. Neubauer // *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer, Berlin, 1993, p. 515—536.

Neubauer F., Frisch W., Schmerold R., Schlöser H. Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps // *Tectonophysics*, 1989, v. 164, p. 49—62.

Neubauer F., Hoinkes G., Sassi F.P., Handler R., Höck V., Koller F., Frank W. Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps // *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.*, 1999, v. 79, p. 41—62.

Obata M. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-herzolite facies and the *P-T* trajectories of a high-temperature mantle intrusion // *J. Petrol.*, 1980, v. 21, p. 533—572.

Ottoneo G., Joron J.L., Piccardo G.B. Rare earth and 3D transition element geochemistry of peridotitic rocks: II. Ligurian peridotites and associated basalts // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 373—393.

Pagani G., Papani G., Rio F., Torelli L., Zanzucchi G., Zerbi M. Osservazioni sulla giacitura delle ofioliti nelle alte valli del T. Ceno e del T. Taro // *Memoir. Soc. Geol. Italia*, 1972, v. 11, p. 531—546.

Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H. Orogenic ultramafic rocks of UHP (diamond facies) origin / Eds. R.G. Coleman, X. Wang // *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 456—510.

Petrakakis K. Zur Geologie des Stubachtalultramafitit-Komplexes // *Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud*, 1977, v. 24, p. 47—57.

Petrakakis K. Der Stubachtal-Ultramafitit-Komplex (Salzburg, Österreich) // *Tschermak's Miner. Petrog. Mitt.*, 1987, v. 25, p. 1—32.

Reisberg L., Zindler A., Jagoutz E. Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 96, p. 161—180.

Reuber I., Michald A., Chalouan A., Juteau T., Jermoumi B. Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation // *Tectonophysics*, 1982, v. 82, p. 231—251.

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

Roberts D., Gee D.G. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides / Eds. D.G. Gee, B.A. Sturt // *The Caledonide orogen — Scandinavia and related areas*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 1985, p. 55—68.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

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

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.

Stephens M.B. The Scandinavian Caledonides: a complexity of collision // *Geol. Today*, 1988, Jan.—Feb., p. 20—26.

Stephens M.B., Gee D.G. A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides / Eds. D.G. Gee, B.A. Sturt // *The Caledonide orogen — Scandinavia and related areas*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 1985, p. 953—978.

Sturt B.A., Pringle I.R., Ramsay D.M. The Finnmarkian phase of the Caledonian orogeny // *J. Geol. Soc. London*, 1978, v. 13, p. 381—391.

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.

Tubia J.M., Cuevas J. High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain) // *J. Struct. Geol.*, 1986, v. 8, p. 473—482.

Van der Wal D., Bodinier J-L. Origin of the recrystallisation front in Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 122, p. 387—405.

Van Roermund H. Eclogites of the Seve nappe, central Scandinavia Caledonides / Eds. D.G. Gee, B.A. Sturt // *The Caledonide orogen — Scandinavia and related areas*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 1985, p. 873—886.

Von Quadt A. U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 57—67.

Von Raumer J.F. The Palaeozoic evolution of the Alps: from Gondwana to Pangea // *Geol. Rundsch.*, 1998, v. 87, p. 407—435.

Westerhof A.B. On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serrania de Ronda, southern Spain // *Tectonophysics*, 1977, v. 39, p. 579—591.

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.

Zindler A., Staudigel H., Hart S.R., Endres R., Golstein S. Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex // *Nature*, 1983, v. 304, p. 226—230.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. Geodynamics series. American Geophysical Union, 1990, v. 21, 230 p.

*Рекомендована к печати 22 июня 2007 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию
5 апреля 2007 г.*