

УДК 530.41(550.4:551.2)

Д.Е. Савельев, В.И. Сначев, А.В. Сначев, М.А. Романовская

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОГО УРАЛА

В настоящее время большинством исследователей принята точка зрения, согласно которой ультрабазитовый комплекс офиолитов рассматривается в качестве тугоплавкого остатка (рестита) от частичного плавления мантийного вещества, а габброидный — в качестве дифференциатов выплавки [3, 7 и др.]. При этом наиболее истощенными легкоплавкой составляющей (Ca, Al, Ti, PЗЭ) являются массивы гарцбургитового типа, а наиболее близкими к составу примитивной мантии — лерцолитового.

Гарцбургитовый тип наиболее характерен для гипербазитов срединно-океанических хребтов (СОХ), глубоководных желобов и окраинных морей. Анализ литературных данных по океаническим гипербазитам свидетельствует о высокой степени их серпентинизации с выделением магнетита [1, 3]. В надсубдукционной обстановке, вероятно, должно происходить дальнейшее преобразование пород в более жестких P — T -условиях амфиболитовой фации, которая соответствует антигоритовой фации метаморфизма ультрабазитов [4]. Лерцолитовый тип разреза широко развит в пределах массивов, рассматриваемых обычно в качестве фрагментов слабодеплетированной подконтинентальной мантии [3].

Основная задача работы — сопоставление альпийно-типных гипербазитов различных поясов Южного Урала между собой и с гипербазитами современных геодинамических обстановок с целью установления условий их формирования. Для сопоставления использованы геолого-петрографические и геохимические критерии. Силикатные анализы габброидов и гипербазитов ($n = 500$) выполнены в Институте геологии УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова): содержание редкоземельных элементов в породах ($n = 190$) определено нейтронно-активационным методом в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН (аналитик Д.Ю. Сапожников), термический анализ гипербазитов ($n = 150$) проведен на дериватографе Q-1500D фирмы Ф. Паулик, Я. Паулик, Л. Эрдей (Венгрия) в ИГ УНЦ РАН (аналитик Т.И. Черникова). Кроме того, в работе использованы аналитические данные из фондовых и опубликованных ранее работ [5, 6, 9, 10].

Массивы дунит-гарцбургитовой (альпийнотипной) формации в пределах Южного Урала образуют несколько параллельных поясов меридионального простираения. Основные среди них (с запада на восток): Медногорско-Кракинский (1—1), зоны Главного Уральского разлома (ГУР) (2—2), Миасс-Куликовский (3—3) и Казбаевский (4—4) (рис. 1). Формирование ультрабазитов во всех перечисленных поясах исследователи связывают с палеозойским этапом развития Уральского подвижного пояса.

Практически все рассматриваемые массивы характеризуются стандартным набором пород: преобладают

в той или иной степени серпентинизированные ультрабазиты ряда лерцолит—гарцбургит—дунит (ультрабазитовый комплекс), в подчиненном количестве, обычно по перифериям массивов, распространен габброидный комплекс. В составе последнего выделяются полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая ассоциация и габбро.

В пределах Южного Урала преобладают массивы гарцбургитового типа: к этому типу относятся практически все массивы Миасс-Куликовского и Казбаевского поясов, а также большая часть массивов Главного Уральского разлома. Лерцолитовый тип представлен кракинскими гипербазитами и отдельными массивами в западной части северного сегмента зоны ГУР (Нуралинским и Миндякским).

Метаморфические преобразования гипербазитов Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны представлены в основном лизардитовой фацией без выделения магнетита, т.е. ограничены регрессивной стадией. Хризотилитовые серпентиниты развиты только по периферии массивов и в зонах разрывных нарушений, антигорит для пород данного пояса не характерен.

Вторичные изменения ультрабазитов восточных поясов интенсивнее. В гипербазитах ГУР преобладают хризотилитовые серпентиниты с обильным магнетитом, менее характерны лизардитовые разности с магнетитом и без него. Часто целые массивы ультраосновных пород полностью преобразованы в серпентиниты и дезинтегрированы.

В массивах Миасс-Куликовского и Казбаевского поясов широким развитием пользуются антигоритовые серпентиниты. С внедрением более поздних интрузий гранитов в массивах ультраосновных пород сопряжено во времени формирование разнообразных метасоматитов и гидротермально измененных пород: лиственитов, тальцитов и др.

Выявленная геолого-петрографическая зональность сопровождается также геохимической. Для сопоставления гипербазитов в различных структурно-формационных зонах Южного Урала привлечены данные по главным петрогенным компонентам и элементам-примесям. Наиболее информативными характеристиками при сопоставлениях оказалось отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и распределение редкоземельных элементов (РЗЭ).

Кальций-алюминиевое отношение — один из главных петрохимических критериев деплетированности ультрабазитов. При последовательном обеднении мантийного источника легкоплавкими компонентами постепенно снижается концентрация кальция, а также алюминия. Однако из-за того что кальций входит преимущественно в клинопироксен, который наиболее интенсивно удаляется при частичном плавлении, отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ от 1 и выше в лерцолитах уменьшается в гарцбургитах и дунитах до 0,5 и ниже. В про-

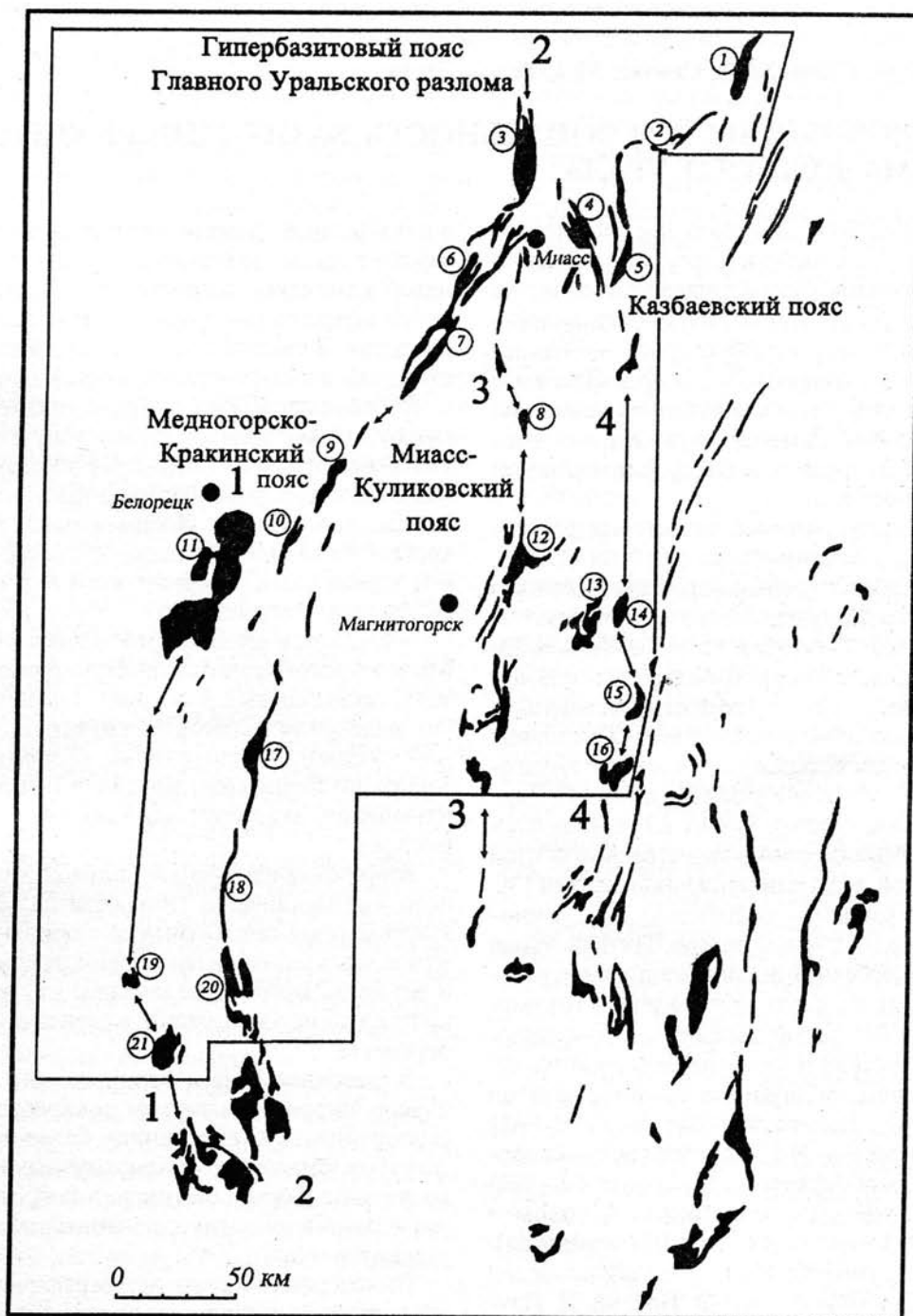


Рис. 1. Схема расположения гипербазитовых массивов Южного Урала. Рамкой выделен район исследований, цифры в кружках — номера массивов (1 — Муслюмовский, 2 — Касаргинский, 3 — Таловский, 4 — Травниковский, 5 — Казбаевский, 6 — Нуралинский, 7 — Калканский, 8 — Аминевский, 9 — Миндякский, 10 — Абзаковский, 11 — Крака, 12 — Куликовский, 13 — Татищевский, 14 — Успеновский, 15 — Верблюжьегорский, 16 — Варшавский, 17 — Верхне-Присакмарский, 18 — Присакмарский, 19 — Шайтантауский, 20 — Байгускаровский, 21 — Катралинский)

цессе серпентинизации гипербазитов это соотношение почти постоянно. Его значительные изменения связаны с гидротермальными процессами: карбонатизацией, родингитизацией и др.

На гистограммах распределения величины $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 2, табл. 1, 2) в гипербазитах Главного Уральского разлома и Казбаевского пояса отчетливо проявлены два пика, соответствующих предельно ис-

тошенным гарцбургитам ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,1 \pm 0,4$) и переходным разновидностям от лерцолитов к гарцбургитам ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,6 \pm 1,0$) при значительном преобладании первых. По изученному параметру ультраосновные породы этих поясов очень схожи. Гипербазиты Миасс-Куликовского пояса характеризуются очень низкими значениями отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ($< 0,5$), что указывает на высокую степень их деплетированности.

Таблица 1

Средний химический состав альпинотипных гипербазитов Южного Урала

| Состав | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 36* | 97 | 17 | 36 | 28 | 154 | 42 | 50 | 2 | 29 | 1 | 11 | 138 | 29 | 28 |
| SiO ₂ | 44,58 | 45,74 | 44,02 | 43,22 | 45,38 | 45,76 | 43,85 | 41,66 | 45,33 | 45,92 | 41,58 | 46,44 | 46,39 | 44,10 | 42,91 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,07 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,07 | 0,09 | 0,09 | 0,11 | 0,05 | 0,19 | 0,10 | 0,05 | 0,04 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 2,81 | 1,43 | 2,01 | 1,08 | 2,24 | 1,59 | 1,39 | 0,97 | 3,12 | 1,48 | 3,33 | 2,44 | 1,69 | 1,31 | 1,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,90 | 5,96 | 5,91 | 6,17 | 4,88 | 6,36 | 6,18 | 6,26 | 7,10 | 7,32 | 12,99 | 4,62 | 5,94 | 7,18 | 6,77 |
| FeO | 5,74 | 2,49 | 3,38 | 2,79 | 3,68 | 2,24 | 3,48 | 3,62 | 4,07 | 2,37 | 3,92 | 4,59 | 2,46 | 2,15 | 2,60 |
| MnO | 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,12 | 0,18 | 0,10 | 0,32 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,12 |
| MgO | 40,94 | 43,39 | 42,91 | 45,59 | 40,77 | 43,37 | 43,90 | 46,75 | 37,40 | 42,34 | 37,47 | 39,31 | 42,87 | 44,41 | 45,54 |
| CaO | 2,51 | 0,65 | 1,12 | 0,79 | 2,50 | 0,38 | 0,76 | 0,38 | 2,10 | 0,23 | 0,00 | 2,15 | 0,29 | 0,58 | 0,71 |
| Na ₂ O | 0,26 | 0,13 | 0,39 | 0,11 | 0,29 | 0,08 | 0,19 | 0,12 | 0,50 | 0,12 | 0,17 | 0,13 | 0,13 | 0,06 | 0,11 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,09 | 0,06 | 0,03 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,06 |
| | 4* | 21 | — | 18 | 5 | 8 | — | 5 | 4 | 3 | — | — | 12 | — | 3 |
| La | 0,370 | 0,802 | — | 0,473 | 0,383 | 0,233 | — | 0,745 | 0,303 | 0,370 | — | — | 0,258 | — | 0,353 |
| Ce | 0,943 | 1,493 | — | 0,944 | 1,025 | 0,438 | — | 1,240 | 0,618 | 0,777 | — | — | 0,648 | — | 0,733 |
| Pr | 0,148 | 0,169 | — | 0,119 | 0,175 | 0,071 | — | 0,137 | 0,078 | 0,105 | — | — | 0,097 | — | 0,090 |
| Nd | 0,855 | 0,683 | — | 0,526 | 0,965 | 0,310 | — | 0,455 | 0,323 | 0,513 | — | — | 0,498 | — | 0,390 |
| Sm | 0,341 | 0,184 | — | 0,133 | 0,360 | 0,085 | — | 0,090 | 0,096 | 0,189 | — | — | 0,170 | — | 0,111 |
| Eu | 0,224 | 0,082 | — | 0,055 | 0,240 | 0,040 | — | 0,032 | 0,185 | 0,026 | — | — | 0,027 | — | 0,085 |
| Gd | 0,533 | 0,268 | — | 0,246 | 0,447 | 0,209 | — | 0,240 | 0,190 | 0,313 | — | — | 0,288 | — | 0,173 |
| Tb | 0,089 | 0,046 | — | 0,042 | 0,079 | 0,038 | — | 0,043 | 0,037 | 0,055 | — | — | 0,050 | — | 0,030 |
| Dy | 0,570 | 0,306 | — | 0,287 | 0,523 | 0,271 | — | 0,300 | 0,283 | 0,367 | — | — | 0,345 | — | 0,217 |
| Ho | 0,141 | 0,078 | — | 0,073 | 0,131 | 0,070 | — | 0,083 | 0,081 | 0,093 | — | — | 0,089 | — | 0,056 |
| Er | 0,410 | 0,240 | — | 0,233 | 0,407 | 0,231 | — | 0,275 | 0,283 | 0,293 | — | — | 0,275 | — | 0,183 |
| Tm | 0,071 | 0,042 | — | 0,041 | 0,070 | 0,043 | — | 0,051 | 0,056 | 0,051 | — | — | 0,048 | — | 0,034 |
| Yb | 0,433 | 0,271 | — | 0,273 | 0,437 | 0,299 | — | 0,334 | 0,405 | 0,340 | — | — | 0,310 | — | 0,237 |
| Lu | 0,082 | 0,053 | — | 0,054 | 0,083 | 0,056 | — | 0,067 | 0,086 | 0,064 | — | — | 0,060 | — | 0,049 |

Примечания. 1—15 — альпинотипные гипербазиты: 1—4 — Кракинско-Медногорский пояс; 5—8 — зона Главного Уральского разлома; 9—11 — Миасс-Куликовский пояс; 12—15 — Казбаевский пояс; 1, 5, 9, 12 — лерцолиты и аполерцолитовые серпентиниты; 2, 6, 10, 13 — гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты; 3, 7, 14 — пироксеновые дуниты; 4, 8, 11, 15 — дуниты и аподунитовые серпентиниты. Содержание петрогенных оксидов — в весовых процентах, редкоземельных элементов — в г/т; все анализы пересчитаны на сухой остаток. * Номер выборки.

Составлена с использованием данных В.В. Бабкина (1982), Э.С. Бучковского и др. (1966), А.В. Ключихина и др. (1969), Г.Г. Кораблева и др. (1999), Д.Д. Криницкого и др. (1963), Ю.И. Панферова (1995), Ал.В. Тевелева (2000), А.Е. Туманова (1968), Р.Н. Шагиной (1974), И.И. Эдельштейна и др. (1964), а также работ [5, 6, 9, 10].

Таблица 2

Средний химический состав пород габброидного комплекса офиолитовых массивов Южного Урала

| Состав | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 10* | 30 | 2 | 77 | 4 | 18 | 43 | 61 | 14 | 1 | 3 | 15 | 1 | 1 | 1 | 34 | 2 |
| SiO ₂ | 46,62 | 48,77 | 41,84 | 48,68 | 57,93 | 46,84 | 50,24 | 51,65 | 60,60 | 52,28 | 50,17 | 50,06 | 50,93 | 55,39 | 48,25 | 50,52 | 63,19 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,23 | 1,30 | 0,77 | 2,29 | 0,16 | 0,26 | 0,67 | 0,51 | 0,20 | 0,19 | 0,38 | 0,14 | 0,30 | 0,23 | 0,56 | 0,23 |
| Al ₂ O ₃ | 1,94 | 1,61 | 15,25 | 15,37 | 15,53 | 1,69 | 3,26 | 13,68 | 16,92 | 5,16 | 6,12 | 12,35 | 15,47 | 17,89 | 7,07 | 16,34 | 17,82 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,40 | 3,81 | 4,29 | 2,73 | 2,21 | 6,23 | 4,37 | 3,85 | 2,59 | 1,59 | 2,59 | 2,30 | 2,73 | 1,85 | 3,33 | 3,17 | 1,26 |
| FeO | 4,67 | 4,68 | 7,82 | 7,12 | 7,59 | 5,64 | 4,20 | 5,98 | 4,36 | 6,37 | 6,57 | 5,07 | 4,09 | 3,70 | 4,06 | 5,62 | 1,92 |
| MnO | 0,16 | 0,15 | 0,13 | 0,16 | 0,44 | 0,20 | 0,13 | 0,15 | 0,12 | 0,20 | 0,17 | 0,15 | 0,11 | 0,10 | 0,14 | 0,14 | 0,09 |
| MgO | 29,00 | 21,92 | 13,98 | 9,30 | 3,67 | 27,74 | 21,30 | 10,49 | 3,87 | 19,59 | 22,77 | 15,24 | 10,82 | 6,41 | 24,02 | 9,84 | 2,07 |
| CaO | 11,56 | 18,24 | 12,96 | 12,50 | 7,15 | 11,18 | 15,60 | 10,13 | 5,53 | 13,81 | 10,60 | 12,75 | 13,96 | 9,16 | 12,38 | 10,94 | 3,53 |
| Na ₂ O | 0,40 | 0,48 | 1,97 | 2,80 | 2,16 | 0,25 | 0,53 | 2,67 | 3,74 | 0,66 | 0,71 | 1,55 | 1,57 | 5,02 | 0,46 | 2,50 | 9,69 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,09 | 0,45 | 0,50 | 1,02 | 0,04 | 0,07 | 0,64 | 1,64 | 0,12 | 0,11 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,02 | 0,37 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,12 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,19 |
| | 13* | — | — | 24 | — | 14 | — | 25 | — | 3 | — | 9 | — | — | — | 18 | — |
| La | 0,643 | — | — | 5,588 | — | 0,657 | — | 5,787 | — | 0,380 | — | 0,536 | — | — | — | 2,065 | — |
| Ce | 1,784 | — | — | 12,425 | — | 2,028 | — | 13,348 | — | 0,953 | — | 1,650 | — | — | — | 6,715 | — |
| Pr | 0,334 | — | — | 1,650 | — | 0,375 | — | 1,891 | — | 0,144 | — | 0,314 | — | — | — | 1,260 | — |
| Nd | 1,610 | — | — | 7,657 | — | 2,255 | — | 9,181 | — | 0,777 | — | 2,129 | — | — | — | 7,950 | — |
| Sm | 0,620 | — | — | 2,491 | — | 0,832 | — | 2,766 | — | 0,300 | — | 0,967 | — | — | — | 3,590 | — |
| Eu | 0,148 | — | — | 0,536 | — | 0,277 | — | 0,981 | — | 0,077 | — | 0,310 | — | — | — | 1,135 | — |
| Gd | 0,934 | — | — | 3,391 | — | 1,606 | — | 3,162 | — | 0,490 | — | 1,524 | — | — | — | 5,400 | — |
| Tb | 0,147 | — | — | 0,513 | — | 0,263 | — | 0,523 | — | 0,087 | — | 0,237 | — | — | — | 0,840 | — |
| Dy | 0,901 | — | — | 3,034 | — | 1,635 | — | 3,231 | — | 0,563 | — | 1,431 | — | — | — | 4,905 | — |
| Ho | 0,210 | — | — | 0,669 | — | 0,377 | — | 0,740 | — | 0,140 | — | 0,329 | — | — | — | 1,100 | — |
| Er | 0,607 | — | — | 1,881 | — | 1,107 | — | 2,094 | — | 0,443 | — | 0,939 | — | — | — | 3,140 | — |
| Tm | 0,095 | — | — | 0,289 | — | 0,176 | — | 0,331 | — | 0,079 | — | 0,174 | — | — | — | 0,465 | — |
| Yb | 0,558 | — | — | 1,562 | — | 1,013 | — | 1,944 | — | 0,480 | — | 0,803 | — | — | — | 2,560 | — |
| Lu | 0,097 | — | — | 0,270 | — | 0,203 | — | 0,322 | — | 0,093 | — | 0,141 | — | — | — | 0,435 | — |

Примечания. 1—17 — породы габброидного комплекса: 1—5 — Кракинско-Медногорский пояс; 6—9 — зона Главного Уральского разлома; 10—14 — Миасс-Куликовский пояс; 15—17 — Казбаевский пояс; 1, 6, 10 — верлиты; 2, 7, 11, 15 — пироксениты; 3, 13 — горнблендиты; 4, 8, 12, 16 — габброиды; 5, 9, 14 — диориты; 17 — сиениты. Содержание петрогенных оксидов — в весовых процентах, редкоземельных элементов — в г/т; все анализы пересчитаны на сухой остаток. См. также примечания к табл. 1.

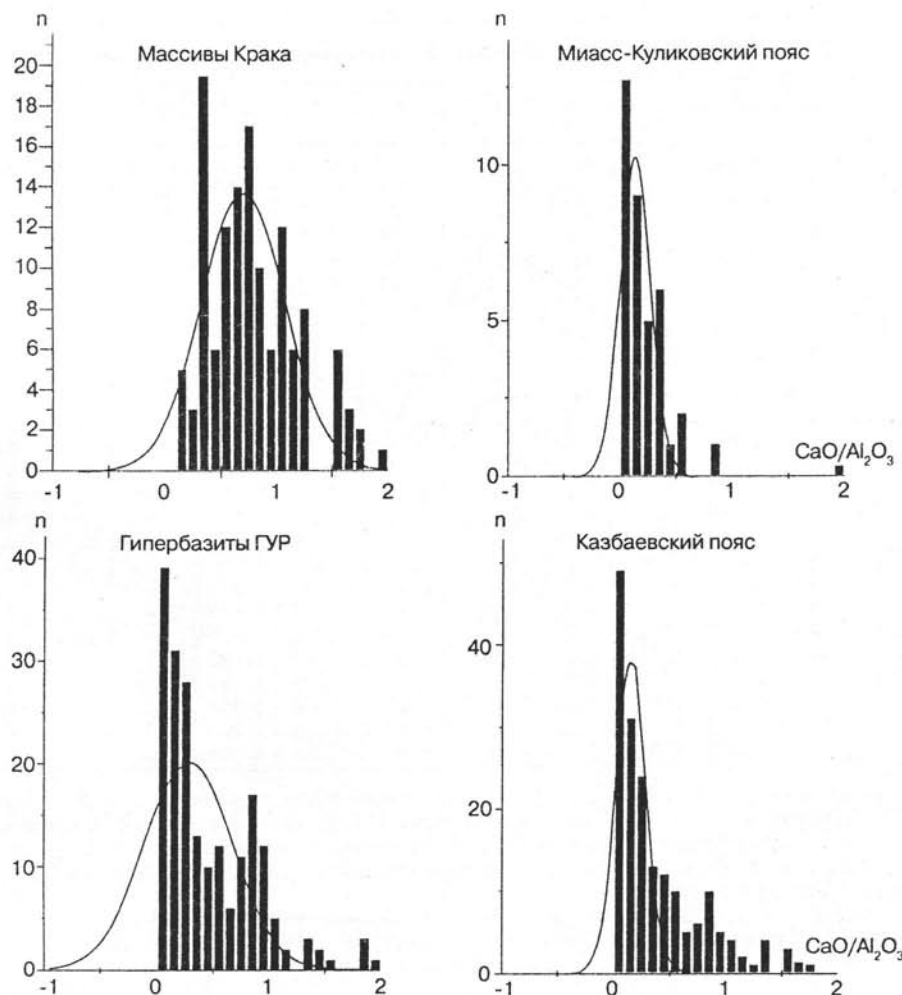


Рис. 2. Вариации $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в реститовых гипербазитах различных поясов Южного Урала

Наиболее сложная картина распределения величины кальций-алюминиевого отношения зафиксирована в реститовых гипербазитах массивов Крака (рис. 2). На гистограмме наблюдается несколько вершин, соответствующих значениям $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,4; 0,8$ и $1,1$. Эти цифры соответствуют гарцбургитам, клинопироксеновым гарцбургитам и лерцолитам.

Таким образом, сравнение реститовых гипербазитов из различных поясов Южного Урала по отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ показало, что наименее истощенными являются ультрабазиты Медногорско-Краинской структурно-формационной зоны (рис. 2). В большей степени обеднены легкоплавкими петрогенными компонентами гипербазиты ГУР и Казбаевского пояса, наиболее деплетированные — гипербазиты Миасс-Куликовского пояса.

На основе геохимии редкоземельных элементов в работе Е.Е. Лазыко и др. [2] проведена типизация “мантийных субстратов” различных геодинамических обстановок. Выделяются три главных типа распределения РЗЭ: 1) I — хондритовый, 2) IIa — умеренноистощенный, 3) IIб — сильноистощенный (рис. 3). Первому типу соответствуют шпинелевые лерцолиты подконтинентальной мантии с содержанием РЗЭ на уровне 2–3 единиц относительно хондрита C1 ($\text{La} \approx \text{Sm} \approx \text{Lu}$), второму — незначительно обедненные легкими РЗЭ

лерцолиты COX ($\text{La} < \text{Sm} \geq \text{Lu}$), третьему — предельно истощенные легкими и средними РЗЭ “окарино-океанические” гарцбургиты ($\text{La} \geq \text{Sm} < \text{Lu}$). Кроме того, широким распространением пользуется переходный тип субстрата IIab [2]. Почти все выделенные типы гипербазитов распространены в основании офиолитовых ассоциаций складчатых поясов, поэтому использование этой классификации позволяет реконструировать геодинамические условия их образования.

Мы изучили геохимию РЗЭ в реститовых гипербазитах и породах габброидных комплексов из различных поясов Южного Урала (табл. 1, 2). На основе аналитических данных для ультраосновных и основных пород построены соответствующие диаграммы. Частные анализы содержатся в ряде опубликованных и фондовых источников [5, 9, 10 и др.].

Гипербазиты массивов Крака характеризуются субхондритовым типом распределения РЗЭ (рис. 4, А) с незначительно проявленной тенденцией к обеднению средними лантаноидами при положительной европиевой аномалии. По этим показателям они близки к ультрабазитовым ксенолитам из базальтов континентальных рифтов. В породах габброидного комплекса массива Крака наблюдается обогащение средними РЗЭ при отрицательной аномалии европия (рис. 4, Б, В). От меланократовых габбро к лейкократовым происхо-

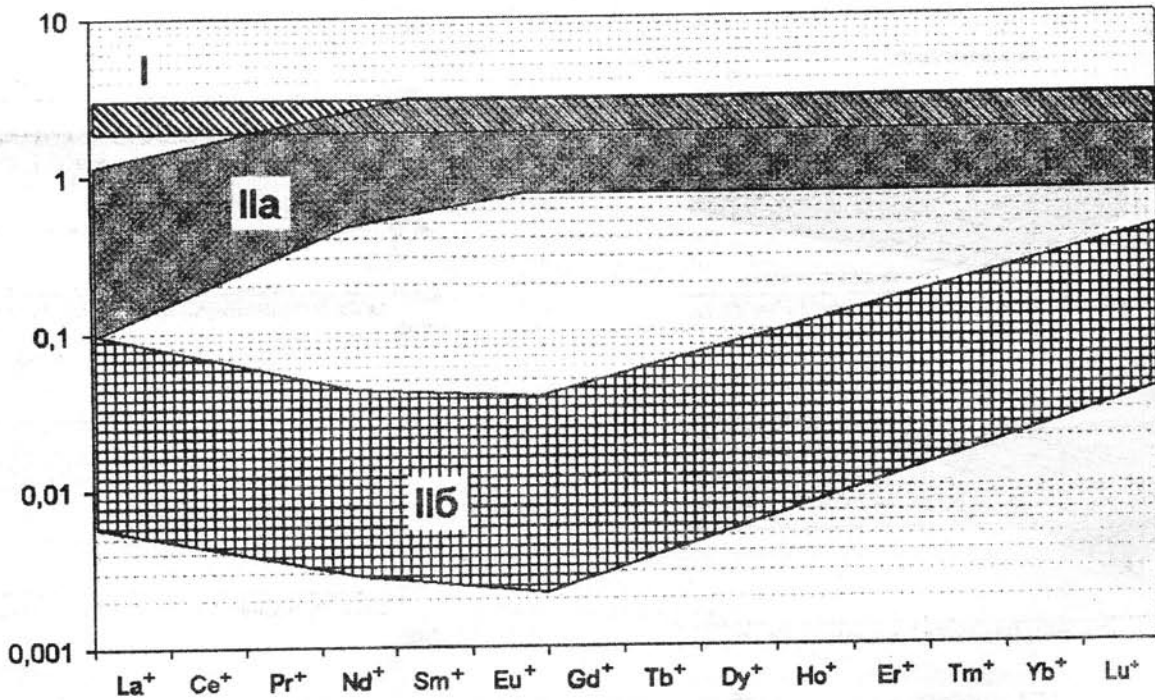


Рис. 3. Распределение РЗЭ в главных типах мантийных субстратов, по Е.Е. Лазько и др. [2]

дит постепенное увеличение концентрации легких РЗЭ. Таким образом, составы рестиита и дифференциатов выплавки являются комплементарными [6], а состав вероятного источника близок к гипотетическому составу примитивной мантии (тип I).

В гипербазитах ГУР проявлены два типа распределения РЗЭ: умеренноистощенный (тип IIa) и переходный от умеренно- к сильноистощенному (тип IIab), причем к составу IIa наиболее близки ультрабазиты лерцолитового типа, а к составу IIab — гарцбургитовые (рис. 5, А). В ультрамафитах полосчатого комплекса массивов ГУР отмечается характерное для офиолитов распределение РЗЭ: $La < Sm < Lu$ при умеренном содержании лантаноидов. Среди габброидов по данному признаку выделяются два типа: 1) $La < Sm < Lu$ (“офиолитовый”) и 2) $La \geq Sm \approx Lu$. Последний проявлен только в габброидах Нуралинского массива (рис. 5, В).

Сопоставление массивов лерцолитового типа западного склона Южного Урала (Крака) и ГУР (Нурали) показало четкое различие гипербазитов по фугитивности кислорода, имевшей место при их формировании: от -2 до $+0,5$ для первого и от $-0,5$ до $+1,7$ для второго [10]. Это позволяет предположить подконтинентальную природу для массивов Крака и подокеаническую для Нуралинского. Таким образом, геолого-петрографические и геохимические данные указывают на то, что ультрабазиты ГУР и Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны сформировались в различных геодинамических обстановках.

В реститовых гипербазитах Миасс-Куликовского пояса характер распределения РЗЭ близок к типу IIa. В то же время по уровню концентрации лантаноидов они заметно обеднены по сравнению с аналогичными породами других поясов (рис. 6, А). Низким содержанием лантаноидов при резком преобладании тяжелых над легкими отличаются также пироксениты и габбро рассматриваемого пояса (рис. 6, Б, В).

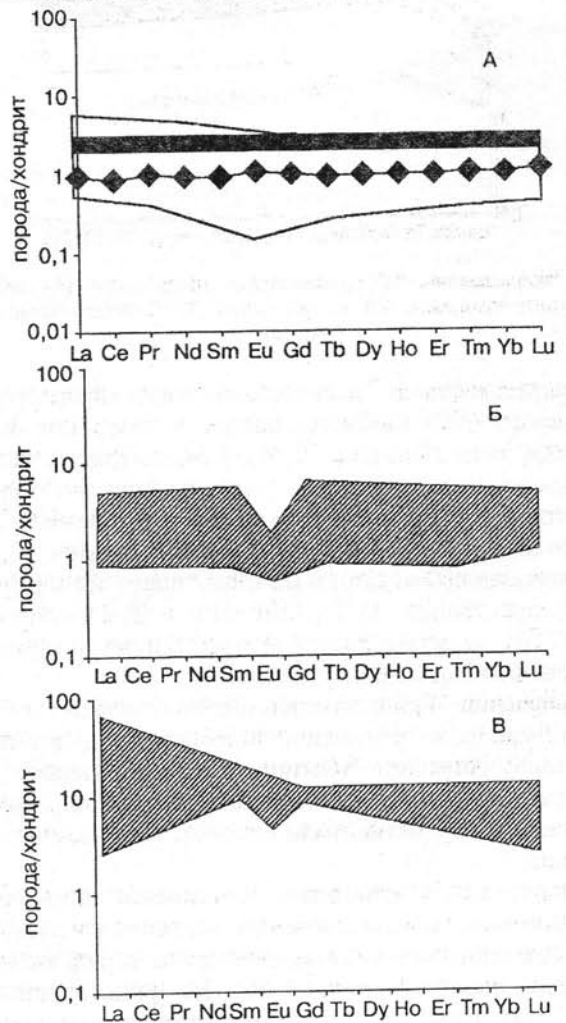


Рис. 4. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А), породах полосчатого комплекса (Б) и габброидах (В) массивов Крака. Ромбами показано среднее содержание РЗЭ в реститовых гипербазитах (47 анализов), жирной линией — состав неистощенного мантийного источника

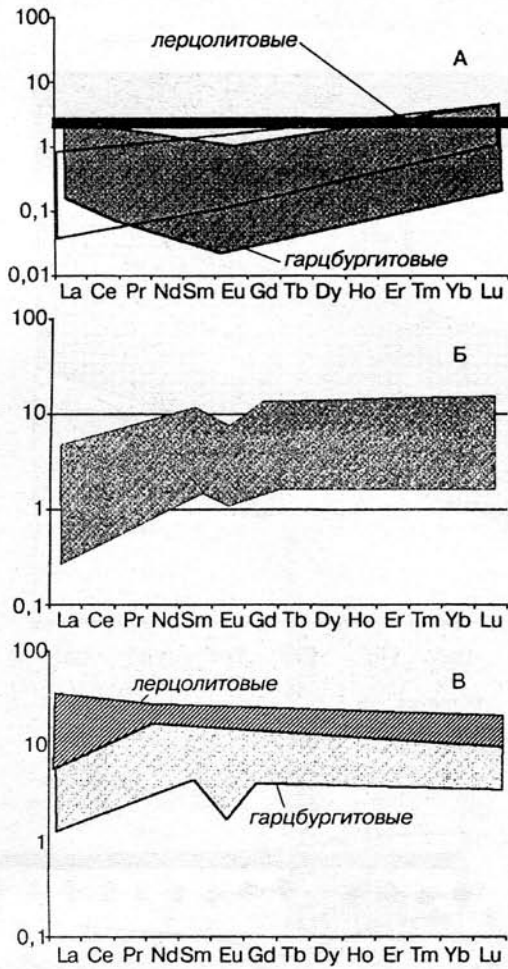


Рис. 5. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А), породах полосчатого комплекса (Б) и габброидах (В) Главного Уральского разлома

В ультрамафитах Казбаевского пояса характер распределения РЗЭ наиболее близок к умеренно истощенному типу (IIa) (рис. 7, А). Концентрации редкоземельных элементов здесь также низкая, но породы характеризуются довольно высоким отношением Sm/Yb , что отличает их от всех рассмотренных выше. С реститовыми гипербазитами в массивах пояса ассоциируют габбро двух типов: 1) $La \approx Sm \approx Lu$ и 2) $La < Sm \approx Lu$ (рис. 7, Б), по этому признаку они близки к офиолитам Главного Уральского разлома.

Заключение. Проведенный анализ геологических и геохимических особенностей ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации Южного Урала показывает, что они представляют собой базальные части офиолитовых комплексов, образовавшихся в разных геодинамических условиях.

Гипербазиты Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны, по мнению некоторых исследователей, представляют собой корневые части рифтогенной структуры щелевого типа [8, 9]. На фоне раскрытия Уральского палеоокеана (Магнитогорская мегазона) эта рифтогенная структура быстро завершила свое развитие.

Гипербазиты Главного Уральского разлома представляют собой фрагменты океанической коры и деплети-

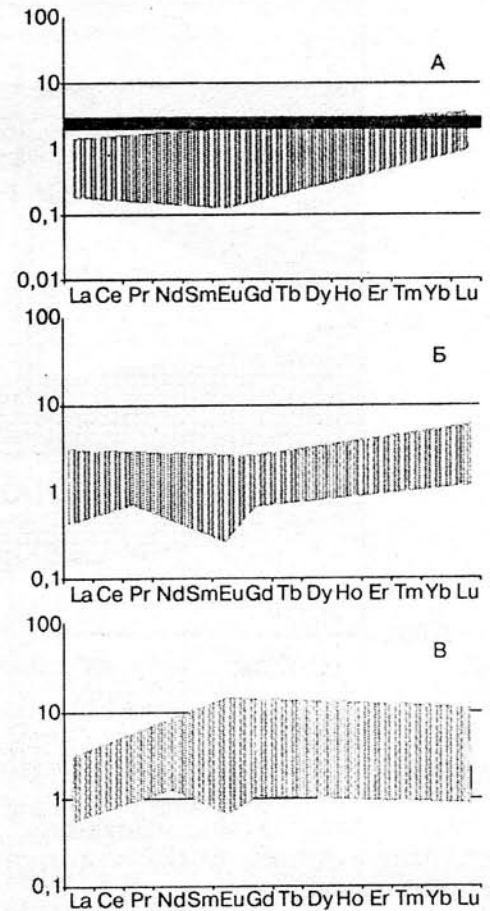


Рис. 6. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А), породах полосчатого комплекса (Б) и габброидах (В) Миасс-Куликовского пояса

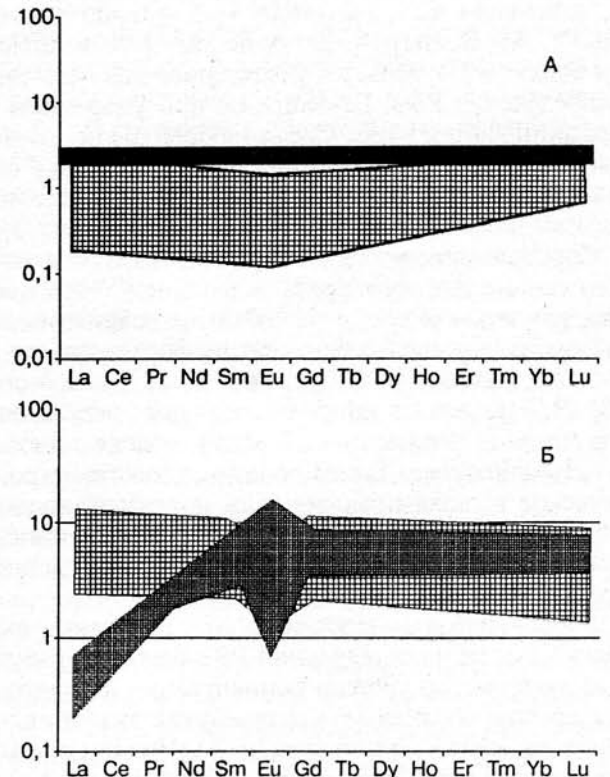


Рис. 7. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А) и в двух типах габброидов (Б) Казбаевского пояса

рованной верхней мантии. Они более истощены легкоплавкими компонентами по сравнению с аналогичными породами массивов Крака. Вероятно, первоначально массивы ГУР находились на различных глубинных уровнях. В верхних частях разреза были развиты полностью серпентинизированные гипербазиты, в современном эрозионном срезе представленные массивами существенно гарцбургитового типа: Присакмарским, Байгускарским, Калканским и др. Корневым зонам океанической литосферы, вероятно, соответствуют лерцолитовые массивы Нурали и Миндяк.

Гипербазиты Миасс-Куликовского пояса характеризуются противоречивыми геохимическими характеристиками: предельная истощенность петрогенными компонентами и относительно слабая степень деплетированности реститовых ультрамафитов легкими РЗЭ, крайне низкая концентрация лантаноидов в габброидах и породах полосчатого комплекса. Возможно, в преде-

лах пояса совмещены реликты океанической коры СОХ и фундамента островной дуги. Такое предположение косвенно подтверждается соседством Сахаринского дунит-пироксенит-габбрового массива с рассматриваемыми гипербазитами.

Гипербазиты Казбаевского пояса близки по составу к ультрамафитам Главного Уральского разлома. Не вызывает сомнений, что они прошли стадию деплетирования в процессе океанического рифтогенеза и сопоставимы с ультраосновными породами срединно-океанических хребтов либо задуговых бассейнов.

Выведение гипербазитов в верхние горизонты коры происходило уже в орогенную стадию. В современном эрозионном срезе большинство массивов занимает аллохтонное положение по отношению к окружающим породам. Вместе с тем мы считаем, что гипербазиты залегают либо в пределах тех же структур, где были сформированы, либо выдавлены на их "плечи".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология дна Филиппинского моря. М., 1980.
2. Лазько Е.Е., Шарков Е.В., Богатиков О.А. Мантийные субстраты, их геохимическая типизация и роль в образовании подкорковых магм // Геохимия. 1993. № 2.
3. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные горные породы / Под ред. Е.В. Шаркова. М., 1988.
4. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб., 1999.
5. Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа, 2002.
6. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Романовская М.А. Новые данные по геохимии полосчатого комплекса массива Средний Крака (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 6.
7. Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., 1987.
8. Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1.
9. Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд массивов Крака. Уфа, 2001.
10. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3.
11. Чапухин И.С., Уймин С.Г. О редокс-условиях становления ультрамафитов складчатых областей (на примере Урала) // Ежегодник-1996. Екатеринбург, 1997.

Поступила в редакцию
10.01.2005

УДК 538.0

И.Ю. Кантор, А.П. Кантор, В.С. Урусов, Л.С. Дубровинский

ФАЗОВЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В СИСТЕМЕ ВЮСТИТ—ПЕРИКЛАЗ ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ

Введение. Периклаз MgO и вюстит FeO и их твердые растворы (Mg,Fe)O имеют важное значение для наук о Земле. Принято считать, что ферропериклаз (Mg,Fe)O является одним из главных породообразующих минералов нижней мантии Земли (вторым по распространенности после (Mg,Fe)SiO₃ с перовскитоподобной структурой), а с учетом общего объема нижней мантии — самым распространенным на Земле оксидом [1]. Периклаз со структурой типа NaCl (структурный тип B1, пр. гр. *Fm3m*) — уникальное бинарное соединение: экспериментально не наблюдались его полиморфные превращения вплоть до давления 227 ГПа (что соответствует давлению в земном ядре) и температуры плавления 2825°C [7]. Сжимаемость и упругие свойства периклаза хорошо изучены в широких диапазонах давления и температуры [23]. Свойства MgO

могут быть рассчитаны также на основе квантовой механики (из "первых принципов") с высокой точностью [18].

Вюстит FeO в отличие от периклаза — один из наиболее сложных для изучения бинарных оксидов [16]. Во-первых, вюстит всегда содержит некоторое количество Fe³⁺, а избыточный заряд компенсируется вакансиями ионов железа. Ситуация также осложняется тем, что часть Fe³⁺ занимает тетраэдрические пустоты плотнейшей упаковки кислорода. Таким образом, кристаллохимическую формулу вюстита можно записать

как $Fe_{1-3y-3z}^{2+(o)} V_{y+3z} Fe_{2y}^{3+(o)} Fe_{2z}^{3+(t)} O$, где Fe^{2+(o)} — двухвалентное железо в октаэдрической позиции, V — катионная вакансия в октаэдрической позиции, Fe^{3+(o)} и Fe^{3+(t)} — ионы трехвалентного железа в октаэдрической