

РАЗМЕЩЕНИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Массивы дунит-гарцбургитовой (альпино-типной) формации в пределах Южного Урала образуют несколько параллельных поясов меридионального простирания. Основными среди них являются (с запада на восток): Медногорско-Кракинский, зоны Главного Уральского разлома, Миасс-Куликовский и Казбаевский (рис. 1). Формирование ультрабазитов всех перечисленных поясов связывается с палеозойским этапом развития Уральского палеоокеана.

Основной задачей настоящей работы является сопоставление альпинотипных 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.

Практически все рассматриваемые массивы характеризуются стандартным набором пород: преобладают в той или иной степени серпентинизированные ультрабазиты ряда лерцолит – гарцбургит – дунит (ультрабазитовый комплекс), в подчиненных количествах, обычно по периферии массивов, распространен габброидный комплекс. В составе последнего выделяются полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая серия и габбро.

В настоящее время большинством исследователей принята точка зрения, рассматривающая ультрабазитовый комплекс в качестве тугоплавкого остатка (рестита) от частичного плавления мантийного вещества, а габброидный — в качестве дифференциатов выплавки [Магматические ..., 1988; Савельева, 1987 и др.]. При этом наиболее истощенными легкоплавкой составляющей (Са, Al, Ti, P3Э)

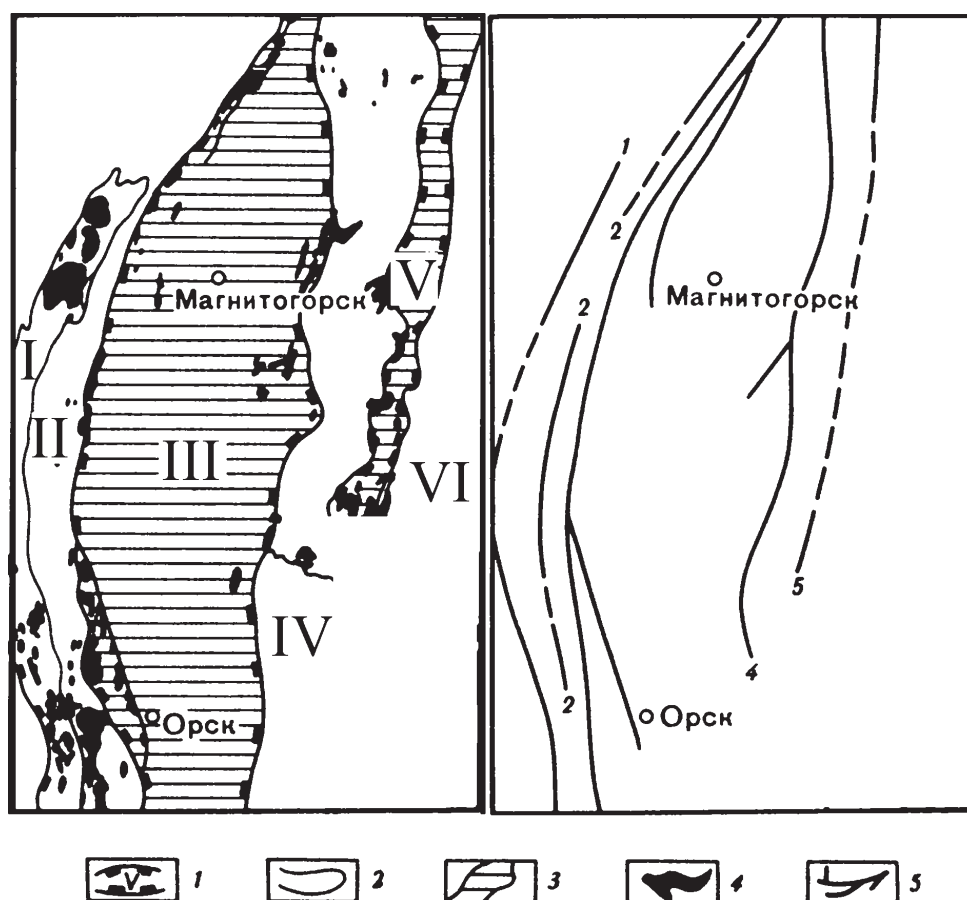


Рис. 1. Схема расположения гипербазитовых массивов в структуре Южного Урала (по Н.М. Годлевскому и др. [1976])
Условные обозначения. 1–2 – структурно-фациальные зоны первого (1) и второго (2) порядка: I – Зилаирский мегасинклинорий, II – зона Урала, III – Магнитогорский мегасинклинорий, IV – Восточно-Уральское поднятие, V – Восточно-Уральский прогиб, VI – Зауральское поднятие; 3 – структурные прогибы, 4 – гипербазитовые массивы, 5 – гипербазитовые пояса и их номера: 1 – Медногорско-Кракинский, 2 – зоны Урала, 3 – зоны Главного Уральского разлома, 4 – Миасс-Куликовский, 5 – Казбаевский

являются массивы гарцбургитового типа, а наиболее близкими к составу примитивной мантии — лерцолитового.

На современном этапе развития земной коры ультрабазиты развиты преимущественно в геодинамических обстановках океанических структур, а также встречаются в виде ксенолитов в континентальных базальтах. Гарцбургитовый тип наиболее характерен для гипербазитов СОХ, глубоководных желобов и окраинных морей; лерцолитовый — для ксенолитов из базальтов и массивов корневых зон континентов. Анализ литературных данных по океаническим гипербазитам свидетельствует о высокой степени их серпентинизации с выделением магнетита [Геология дна ..., 1980; Магматические ..., 1988; Баррига, 2002]. В надсубдукционной обстановке, вероятно, должно происходить дальнейшее преобразование пород в более жестких Р—Т условиях амфиболитовой фации, которая соответствует антигоритовой фации метаморфизма ультрабазитов [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Наименее подвержены серпентинизации ультрабазитовые ксенолиты из базальтов.

В пределах Южного Урала преобладают массивы гарцбургитового типа: к нему 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 западной части ГУРа (Нуралинским и Миндякским).

Метаморфические преобразования гипербазитов Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны представлены в основном лизардитовой безмагнетитовой фацией, то есть ограничены регрессивной стадией. Хризотилловые серпентиниты развиты только по периферии массивов и в зонах разрывных нарушений, антигорит для пород данного пояса не характерен.

Вторичные изменения ультрабазитов ГУРа, Миасс-Куликовского и Казбаевского поясов более интенсивны. В гипербазитах ГУРа преобладают хризотилловые 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 Восточно-Уральской мегазоне метаморфизм ультрабазитов проявлен еще более интенсивно. Здесь широким развитием пользуются антигоритовые серпентиниты. С внедрением более поздних интрузий гранитов в массивах ультраосновных пород по времени сопряжено формирование разнообразных метасоматитов и гидротермально-измененных пород: лиственинов, тальцитов и др.

Выявленная геолого-петрографическая зональность сопровождается также геохимической. Для сопоставления гипербазитов различных структурно-

формационных зон Южного Урала привлечены данные по главным петрогенным компонентам и элементам-примесям. Наиболее информативными характеристиками при сопоставлениях оказались: отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и распределение редкоземельных элементов (РЗЭ).

Кальций-алюминиевое отношение является одним из главных петрохимических критериев деплетированности ультрабазитов. При последовательном обеднении мантийного источника легкоплавкими компонентами постепенно снижаются концентрации как кальция, так и алюминия. Однако из-за того, что кальций преимущественно входит в клинопироксен, который наиболее интенсивно удаляется при частичном плавлении, отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ уменьшается от 1 и выше в лерцолитах до 0,5 и ниже в гарцбургитах и дунитах. В процессе серпентинизации гипербазитов это соотношение почти не изменяется. Значительные изменения его связаны с гидротермальными процессами: карбонатизацией, родингитизацией и др.

Проведенное сравнение реститовых гипербазитов различных поясов Южного Урала по отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и содержанию СаО показало, что наименее истощенными являются ультрабазиты Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны (рис. 2). В большей степени обеднены легкоплавкими петрогенными компонентами гипербазиты ГУРа и Казбаевского пояса. Тренды, построенные для пород данных поясов на диаграмме $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$, практически накладываются друг на друга. Наиболее деплетированными являются гипербазиты Миасс-Куликовского пояса.

На основе геохимии редкоземельных элементов в работе Е.Е. Лазько и др. [1993] 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 СОХ ($\text{La} < \text{Sm} \geq \text{Lu}$), третьему — предельно истощенные легкими и средними РЗЭ «краинно-океанические» гарцбургиты ($\text{La} \geq \text{Sm} < \text{Lu}$). Кроме того, широким распространением пользуется переходный тип субстрата IIаб [Лазько и др., 1993]. Почти все выделенные типы гипербазитов распространены в основании офиолитовых ассоциаций складчатых поясов, и использование данной классификации делает возможной реконструкцию геодинамических условий их образования.

Нами было проведено изучение геохимии РЗЭ в реститовых гипербазитах и породах габброидных комплексов различных поясов Южного Урала. На основе аналитических данных для ультраосновных и

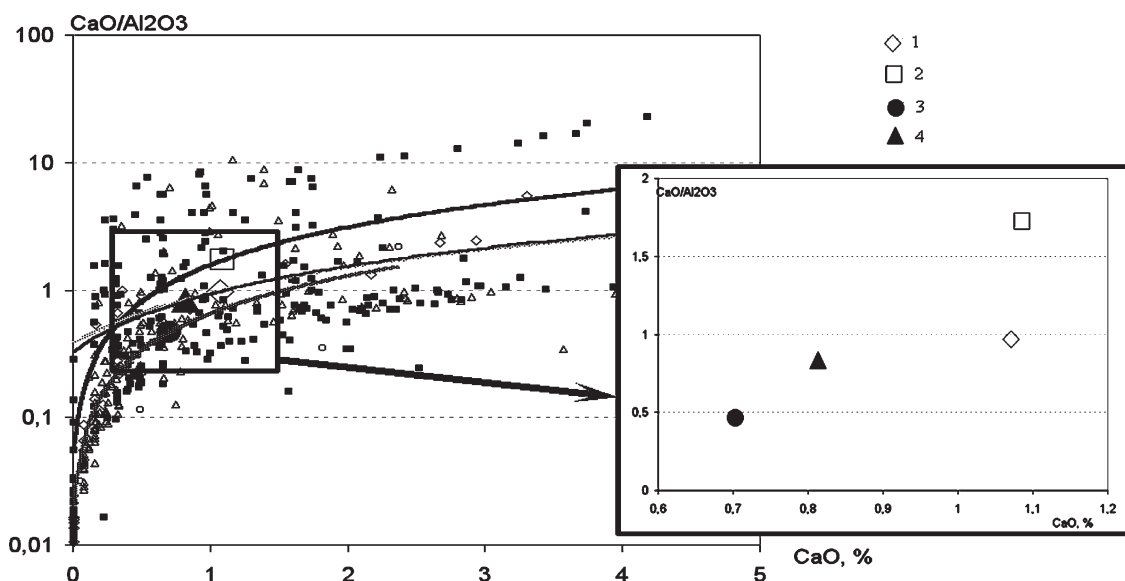


Рис. 2. Диаграмма CaO – CaO/Al₂O₃ для реститовых габброидов различных поясов Южного Урала
Условные обозначения: 1–4 – составы реститовых габброидов различных поясов: 1 – Медногорско-Кракинского, 2 – Главного Уральского разлома, 3 – Миасс-Куликовского, 4 – Казбаевского

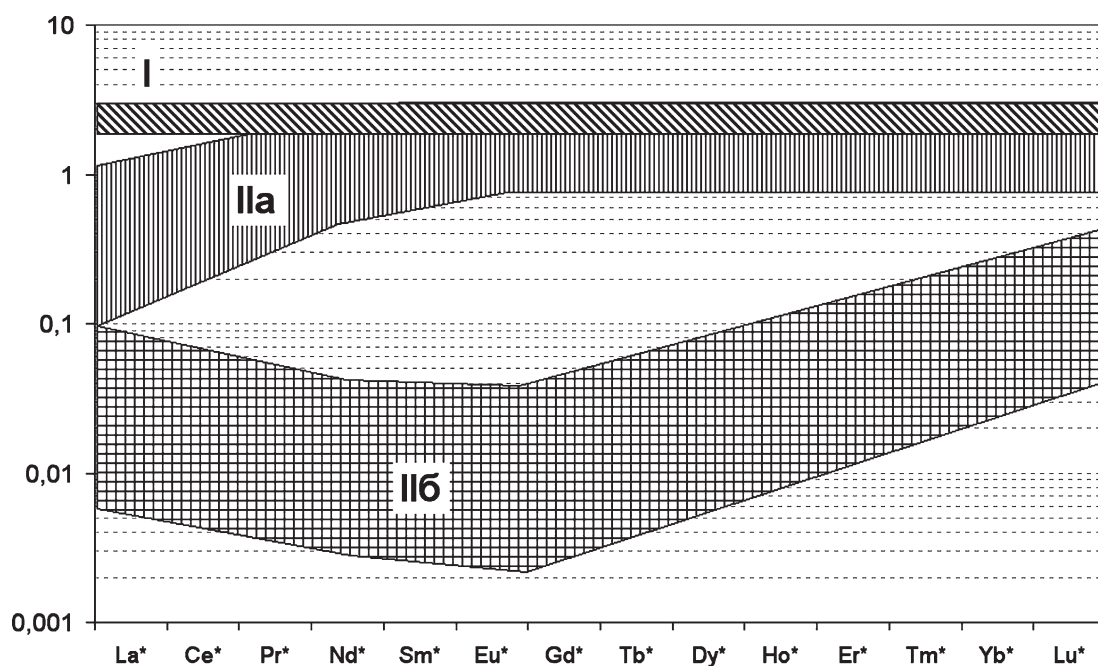


Рис. 3. Распределение РЗЭ в главных типах мантийных субстратов по Е.Е. Лазько и др. [1993]

основных пород построены соответствующие диаграммы. Частные анализы содержатся в ряде опубликованных и фондовых источников [Сначев и др., 2001; Рыкус и др., 2002; Ферштатер, Беа, 1996; Петров и др., 2001 ф и др.].

Габброиды массивов Крака характеризуются субхондритовым типом распределения РЗЭ (рис. 4А) 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. 4Б, В). От меланократовых к лейкократовым габбро происходит постепенное увеличение концентрации легких РЗЭ. Таким образом, составы рести́та и дифференциатов выплавки являются комплементарными [Савельев и др., 2000], а состав вероятного источника близок гипотетическому составу примитивной мантии (тип I).

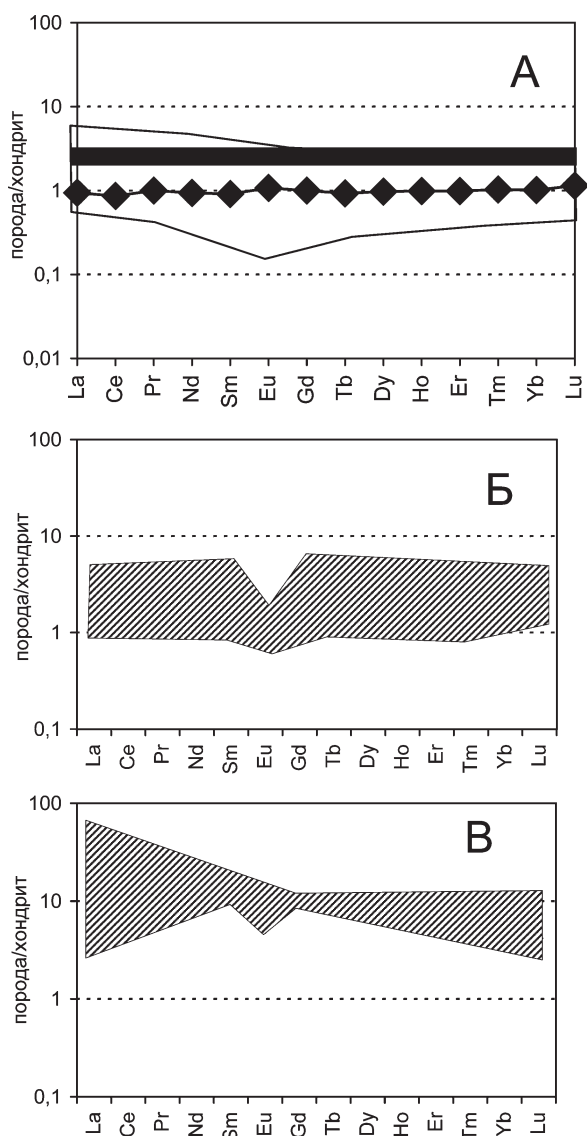


Рис. 4. Распределение РЗЭ в рестиговых гипербазитах (А), породах полосчатого комплекса (Б) и габброидах (В) массивов Крака, отдельно показано среднее содержание РЗЭ в рестиговых гипербазитах (47 анализов), жирной линией показан состав неистощенного мантийного источника

В гипербазитах ГУРа проявлены два типа распределения РЗЭ: умеренноистощенный (тип Па) и переходный от умеренно- к сильноистощенному (тип Паб). Причем к составу Па наиболее близки ультрабазиты лерцолитового типа, а к составу Паб — гарцбургитового (рис. 5А). В ультрамафитах полосчатого комплекса массивов ГУРа отмечается характерное для офиолитов распределение РЗЭ: $La < Sm < Lu$ при умеренных содержаниях 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. 5В).

Сопоставление массивов лерцолитового типа западного склона (Крака) и ГУРа (Нурали) показало четкое различие гипербазитов по фугитивности

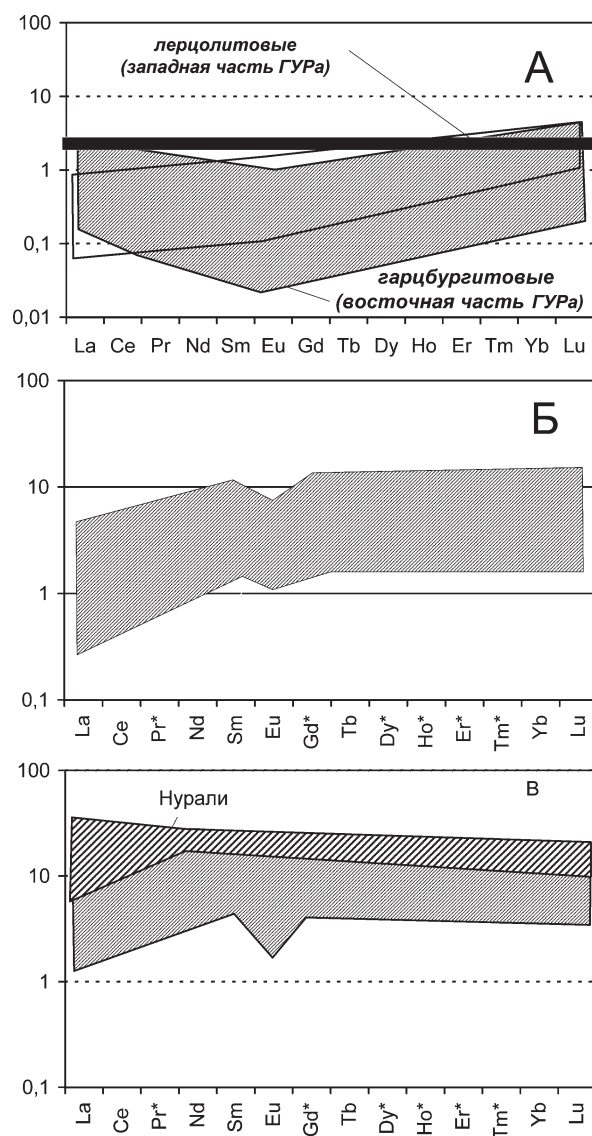


Рис. 5. Распределение РЗЭ в рестиговых гипербазитах (А), породах полосчатого комплекса (Б) и габброидах (В) Главного Уральского разлома. Отдельно показано поле составов габбро Нуралинского массива.

кислорода, имевшей место при их формировании: соответственно от -2 до $+0,5$ для первого и от $-0,5$ до $+1,7$ для второго [Чашухин, Уймин, 1997]. Это позволяет предположить подконтинентальную природу для массивов Крака и подокеаническую для Нуралинского. Таким образом, геолого-петрографические и геохимические данные указывают на то, что ультрабазиты ГУРа и Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны сформировались в различных геодинамических обстановках.

В рестиговых гипербазитах Миасс-Куликовского пояса характер распределения РЗЭ близок к типу Па. В тоже время, по уровню концентрации лантаноидов они являются заметно обедненными по сравнению с аналогичными породами других

поясов (рис. 6А). Также низкими содержаниями лантаноидов при резком преобладании тяжелых над легкими отличаются пироксениты и габбро рассматриваемого пояса (рис. 6Б, В).

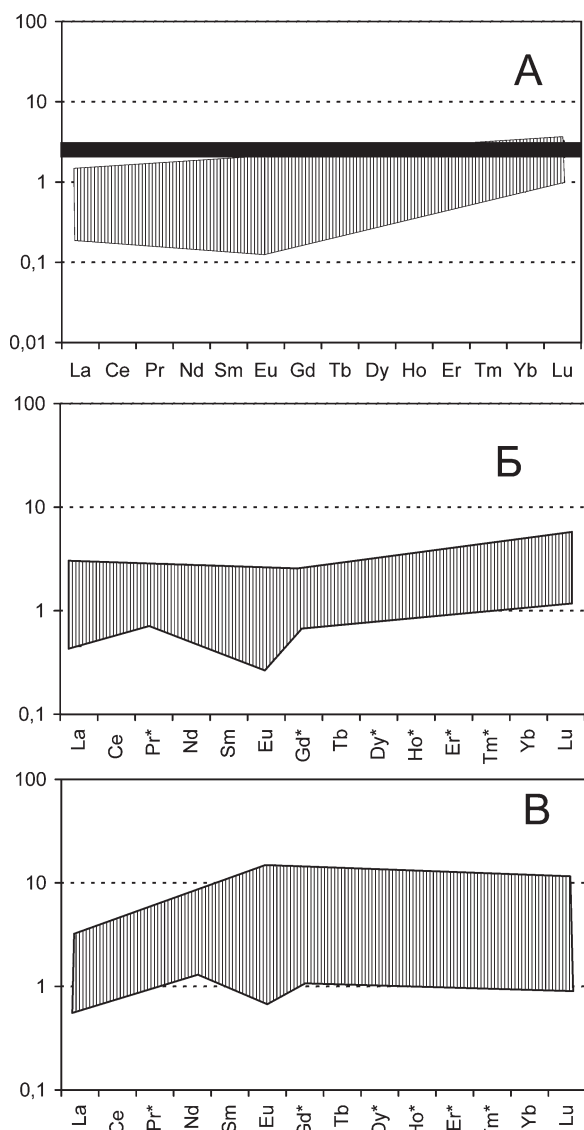


Рис. 6. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А), породах полосчатого комплекса (Б) и габбродах (В) Миасс-Куликовского пояса

В ультрамафитах Казбаевского пояса характер распределения РЗЭ наиболее близок к умеренно-истощенному типу (IIa) (рис. 7А). Концентрации редкоземельных элементов здесь также низкие, но породы характеризуются довольно высоким отношением Sm/Yb, что отличает их от всех рассмотренных выше (рис. 8). С реститовыми гипербазитами в массивах пояса ассоциируют габбро двух типов: 1) $La \approx Sm \approx Lu$ и 2) $La > Sm \approx Lu$ (рис. 7Б). По данному признаку они близки к офиолитам Главного Уральского разлома.

Проведенный анализ геологических и геохимических особенностей ультрабазитов дунит-гарцбург-

гитовой формации Южного Урала показывает, что они представляют собой базальные части офиолитовых комплексов, образовавшихся на разных этапах эволюции Уральского подвижного пояса.

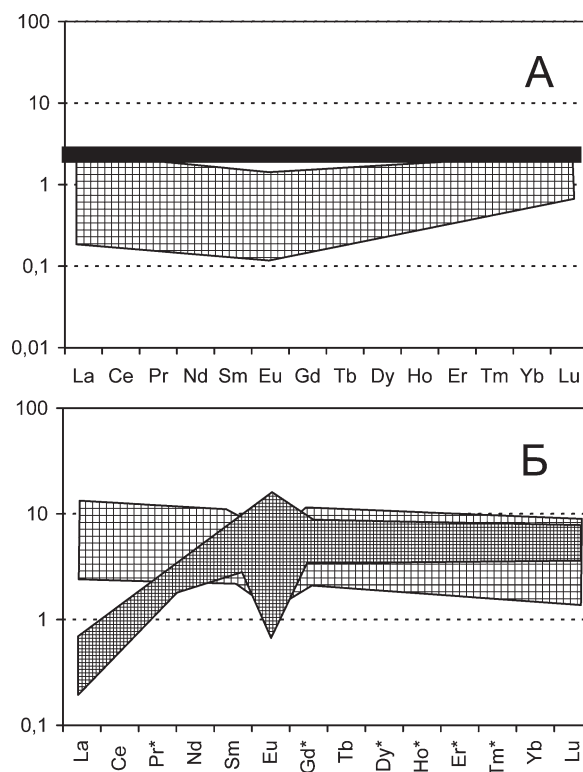


Рис. 7. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А) и габбродах (Б) Казбаевского пояса

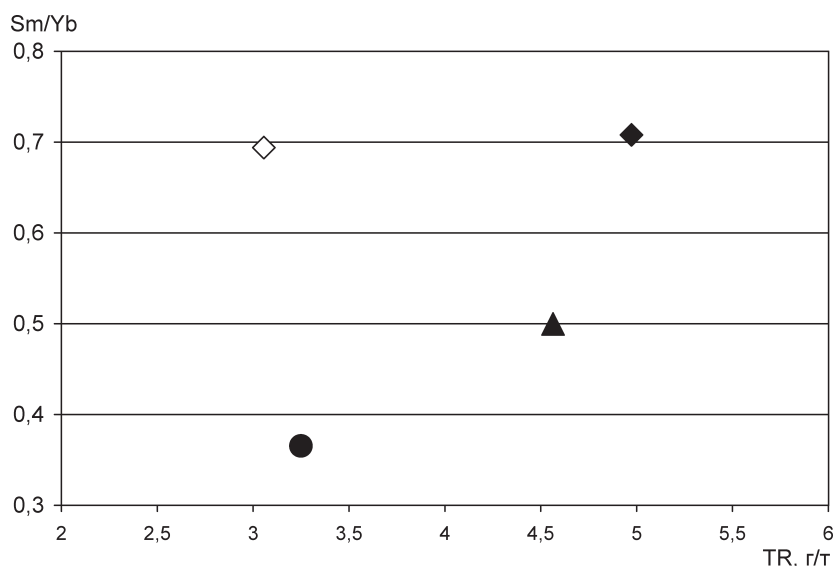
Гипербазиты Медногорско-Кракинской структурно-формационной зоны, по мнению некоторых исследователей, представляют собой корневые части рифтогенной щелевой структуры [Серавкин, 1997; Сначев и др., 2001]. Ее развитие не дошло до стадии океанического рифтинга. В девоне, на фоне раскрытия Уральского палеоокеана (Магнитогорская мегазона), Медногорско-Кракинская рифтогенная структура завершила свое формирование.

Гипербазиты Главного Уральского разлома представляют собой фрагменты океанической коры. Они более истощены легкоплавкими компонентами по сравнению с аналогичными породами массивов Крака. Вероятно, первоначально массивы ГУРА располагались на различных глубинных уровнях. В верхних частях разреза океанической коры были развиты полностью серпентинизированные гипербазиты, в современном эрозионном срезе представленные массивами существенно гарцбургитового типа: Присакмарским, Байгускаровским, Калканским и др. Корневым зонам океанической коры, по всей видимости, соответствуют лерцолитовые массивы Нурали и Миндяк.

Для гипербазитов Миасс-Куликовского пояса характерны противоречивые геохимические характеристики: предельная истощенность петрогенны-

Рис. 8. Диаграмма TR – Sm/Yb для реститовых гипербазитов различных поясов Южного Урала

Условные обозначения см. рис. 2



ми компонентами и относительно слабая степень деплетированности реститовых ультрамафитов легкими РЗЭ, крайне низкие концентрации лантаноидов в габброидах и породах полосчатого комплекса. Возможно, в пределах пояса совмещены реликты океанической коры СОХ и фундамента островной дуги. Такое предположение косвенно подтверждается соседством с рассматриваемыми гипербазитами Сахаринского массива, относимого к дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) формации [Таловина, Лазаренков, 2001].

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 занимают 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».

Литература:

Баррига Ф. Серпентинизация — типичный феномен океанической коры // Металлогения древних и современных океанов. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах: Материалы / VIII научная студенческая школа. Миасс, 2002. С. 107–109.

Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.

Годлевский М.Н., Эдельштейн И.И., Ильвицкий М.М. Распределение петрогенных компонентов в гипербазитах на Южном Урале // Геохимия

рудобразующих элементов основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1976. С. 8–19.

Лазыко Е.Е., Шарков Е.В., Богатиков О.А. Мантийные субстраты, их геохимическая типизация и роль в образовании подкорковых магм // Геохимия. 1993. № 2. С. 165–189.

Магматические горные породы. Ультраосновные горные породы / Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. Т. 5. 508 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа, 2002. 266 с.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Романовская М.А. Новые данные по геохимии полосчатого комплекса массива Средний Крак (Южный Урал) // Вестник МГУ. 2000. № 6. С. 32–40.

Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука. 1987. 246 с.

Сервакин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника, 1997. № 1. С. 32–47.

Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

Таловина И.В., Лазаренков В.Г. Распределение и генезис платиноидов в никелевых рудах Сахаринского и Елизаветинского месторождений, Урал // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 134–141.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.

Чашухин И.С., Уймин С.Г. О редокс-условиях становления ультрамафитов складчатых областей (на примере Урала) // Ежегодник—1996 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. С. 86–89.