

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТОВ
ИЗ ПЕРИДОТИТ-ГОРНБЛЕНДИТОВЫХ БРЕКЧИЙ УРАЛА**

И.А. Готтман

Перидотитовые брекчии с цементирующей массой горнблендитового состава были обнаружены и исследованы в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Северного Урала (Кытлымский массив) и Южного Урала (Восточно-Хабарнинская гипербазит-габбровая ассоциация Хабаровинского массива). Геологическое строение и петрохимические характеристики этих образований приведены в ряде работ [Петрология постгарцбургитовых ..., 1991; Пушкарев и др., 2001; Готтман, Пушкарев, 1997 и др.]. Было показано, что цемент брекчий всегда представлен породами, богатыми амфиболом, варьирующими по составу от горнбленди-

тов до пироксен-биотит-амфиболовых пород и амфиболовых меланогаббро. Мощность интрузивных тел обычно составляет первые метры и лишь в редких случаях достигает первых десятков метров, например, в скважине № 570 на Хабаровинском массиве [Петрология..., 1991]. Чаще всего горнблендиты прорывают дуниты и верлиты, реже клинопироксениты и тылаиты. Однако, состав ксеногенного материала брекчий является полимиктовым и не всегда соответствует составу пород, непосредственно вмещающих интрузивные тела. Это является важным геологическим доказательством того, что горнблендиты представляют собой активные

магматические породы. Так, среди перидотит-горнблендитовых брекчий Хабаровинского массива, залегающих преимущественно среди дунитов восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритового комплекса, наряду с ксенолитами вмещающих пород, в большом количестве встречаются ксенолиты метагарцбургитов [Готтман, Пушкарев, 1997].

Количество ксенолитов варьирует в широких пределах от единичных обломков до 80-90 об. %. Форма обломков остроугольная, вытянутая, иногда изометричная, преобладающий размер 1-15 см, хотя встречаются и крупные блоки, достигающие нескольких десятков сантиметров. Обломочный материал ультраосновного состава претерпел воздействие со стороны вмещающих горнблендитов. Особенно отчетливо такое воздействие заметно на ксенолитах дунитов и перидотитов, главным минералом которых является оливин. Вокруг ксенолитов формируются реакционные зональные каймы, состоящие из ортопироксена, амфибола и флогопита. В эндоконтактных зонах ксенолитов происходит перекристаллизация и изменение состава оливина и хромшпинелида. По направлению к центру ксенолитов эти изменения постепенно затухают. Глубина такой проработки невелика – первые сантиметры, поэтому крупные ксенолиты в центре представлены первичными породами [Смирнов, 1989; Готтман, Пушкарев, 1997]. Напротив, можно уверенно говорить, что ксенолиты размером до 4-5 см подвержены изменениям во всем объеме.

По минеральному составу среди ксенолитов перидотитов в Хабаровинском массиве преобладают метагарцбургиты порфировидной структуры, обусловленной неравномерным распределением деформированных порфирокластов энстатита (количество ортопироксена в среднем составляет 10-15 %), дуниты и амфиболовые дуниты линзовидно-полосчатой текстуры, реже встречаются клинопироксениты и верлиты. В Кытлымском массиве – это дуниты эквигранулярной, перекристаллизованной структуры. Химический состав перидотитов не всегда отвечает минеральному составу вследствие присутствия в них метасоматического амфибола, что приводит к более высокому содержанию «базальтоидных» компонентов: $Al_2O_3=0,6-3,3$ мас. %, $Na_2O+K_2O=0,2-0,6$ мас. %, $CaO=0,5-1,5$ мас. %. Общая железистость пород колеблется в пределах $f=0,08-0,15$. Же-

лезистость ортопироксена метагарцбургитов составляет 0,08-0,09, при содержании $Al_2O_3=2,1-2,5$ мас. %. Железистость клинопироксена перидотитов варьирует от 0,08 до 0,17, а содержание глинозема – от 1,9 до 3,7 мас. %.

Целью данного исследования было установить, как отражается на геохимическом уровне влияние горнблендитов на ксеногенный материал ультраосновных пород. По уровню концентраций и характеру распределения редкоземельных элементов (табл. 1), изученные образцы ксенолитов (метагарцбургит, амфиболовый дунит, дунит, верлит) условно можно разделить на две группы с невысоким (около 2) La_N/Yb_N (рис. 1 А, В). Первая образована метагарцбургитами и верлитами Хабаровинского массива (см. рис. 1, А). Конфигурация спектров метагарцбургитов и верлитов имеет отрицательный наклон в области легких и средних РЗЭ, в области тяжелых – слабо положительный наклон. По конфигурации кривых в области легких и средних РЗЭ они идентичны вмещающим горнблендитам, от которых отличаются на порядок меньшими содержаниями РЗЭ. По содержанию тяжелых РЗЭ они близки гарцбургитам Хабаровинского массива. Отчетливо видно, что форма кривых в области легких и средних РЗЭ пород ксенолитов и «исходных» гарцбургитов офиолитового комплекса различна. Изменение формы графиков пород ксенолитов есть результат химического влияния вмещающих горнблендитов на перидотиты. В результате этого воздействия изменилась форма кривой спектра – произошло возрастание содержаний РЗЭ в легкой и средней части спектра, поэтому график приобрел «выпуклую» форму, характерную для пород богатых амфиболом [Кокс, 1982; Интерпретация..., 2001]. При этом следует отметить, что изменение тренда распределения РЗЭ в ультрамафитах контролируется еще видом и степенью серпентинизации пород [Чашухин и др., 2003]. В данном случае можно предположить, что серпентинизация, либо не оказала значительных геохимических изменений пород ксенолитов (содержания редкоземельных элементов в области тяжелых РЗЭ остались на прежнем уровне, а в области легких и средних – возросли на порядок), либо ее влияние так мало, что затушевывается химическим влиянием вмещающих горнблендитов.

Подобное метасоматическое обогащение легкими и средними редкоземельными элемен-

Содержание (г/т) редких элементов в породах перидотит-горнблендитовых брекчий Кытлымского и Хабаровинского массивов

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	1,54	1,00	1,81	1,86	0,85	3,90		4,40
Rb	0,11	7,43	12,87	9,33	2,35	18,13	0,92	5,02
Cs	0,00	0,40	0,20	0,20	0,08	0,34	0,07	0,48
Be	0,00	0,05	0,03	0,04	0,03	0,38	0,09	0,40
Sr	8,84	27,95	28,76	21,99	21,01	362,97	97,45	313,31
Ba	2,73	50,65	92,21	53,80	13,69	289,99	16,47	35,32
Sc	11,22	3,26	4,75	10,39	8,77	104,35	82,73	51,75
V	22,40	14,33	45,97	47,10	45,91	629,96	343,54	273,61
Cr	4330,53	2148,86	3108,70	3303,80	3165,75	142,19	1377,11	956,19
Co	168,12	116,13	137,93	127,55	109,31	69,02	60,26	52,41
Ni	1227,15	2330,38	2295,24	2431,00	2227,39	147,47	278,99	132,24
Cu	9,17	28,85	6,58	3,13	15,99	130,93	54,61	164,19
Zn	64,71	53,14	84,10	52,03	34,27	41,81	37,77	147,99
Ga	1,26	1,36	1,57	1,37	1,42	13,05	7,37	10,47
Y	0,36	0,33	1,03	0,68	0,80	13,01	13,81	11,31
Nb	1,56	0,10	0,38	0,13	0,16	1,30	0,28	1,10
Ta	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,10	0,02	0,07
Mo	0,27	0,04	0,14	0,12	0,41	0,20	9,80	16,52
Zr	0,57	1,11	2,84	2,26	1,72	25,27	0,50	0,76
Sn	н/о	14,73	н/о	0,05	0,18	0,80	н/о	1,24
Sb	0,02	0,07	0,05	0,03	0,08	0,05	0,86	0,97
Te	0,04	0,03	0,07	0,03	0,04	0,03	0,35	3,58
U	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,28	0,03	0,02
Th	0,00	0,03	0,01	0,05	0,04	0,54	0,04	0,05
La	0,14	0,15	0,21	0,31	0,25	3,30	0,75	4,05
Ce	0,29	0,42	0,79	0,92	0,67	10,59	2,87	12,55
Pr	0,04	0,06	0,13	0,13	0,09	1,71	0,64	1,94
Nd	0,20	0,28	0,79	0,60	0,39	9,74	4,12	9,27
Sm	0,06	0,07	0,22	0,15	0,09	2,95	1,66	2,30
Eu	0,02	0,03	0,06	0,05	0,03	0,95	0,63	0,69
Gd	0,08	0,07	0,23	0,13	0,10	2,99	1,97	2,16
Tb	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,44	0,34	0,34
Dy	0,07	0,07	0,22	0,14	0,13	2,82	2,38	1,98
Ho	0,02	0,01	0,05	0,03	0,03	0,56	0,49	0,43
Er	0,04	0,04	0,14	0,09	0,09	1,44	1,24	1,18
Tm	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,19	0,19	0,17
Yb	0,05	0,05	0,14	0,10	0,10	1,14	1,03	1,13
Lu	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,16	0,14	0,16
W	0,33	1,67	0,12	0,11	1,06	0,21	0,33	н/о
Bi	н/о	0,01	н/о	0,00	0,01	0,02	0,00	н/о

Примечание. 1, 2 – дуниты; 3 – амфиболовый дунит; 4 – метагарцбургит; 5 – верлит; 6 – горнблендит 7, 8 – клинопироксен-амфиболовая порода. 1, 6, 7 – Кытлымский массив, 2-5, 6, 8 – Хабаровинский массив.

тами перидотитов отмечалось ранее в офиолитовых перидотитах массива Лерц на контакте с жилами амфиболовых клинопироксенитов [Bodinier and al., 1990]. При этом было показано, что оно проявляется в весьма узкой – не более десяти-пятнадцатисантиметровой при-

контактной зоне. Это хорошо коррелирует с нашими данными; в случае, когда размер ксенолитов превышает 15 см, сколько-нибудь заметных изменений в геохимии редкоземельных элементов не наблюдается.

Вторая группа образована спектрами рас-

ГЕОХИМИЯ

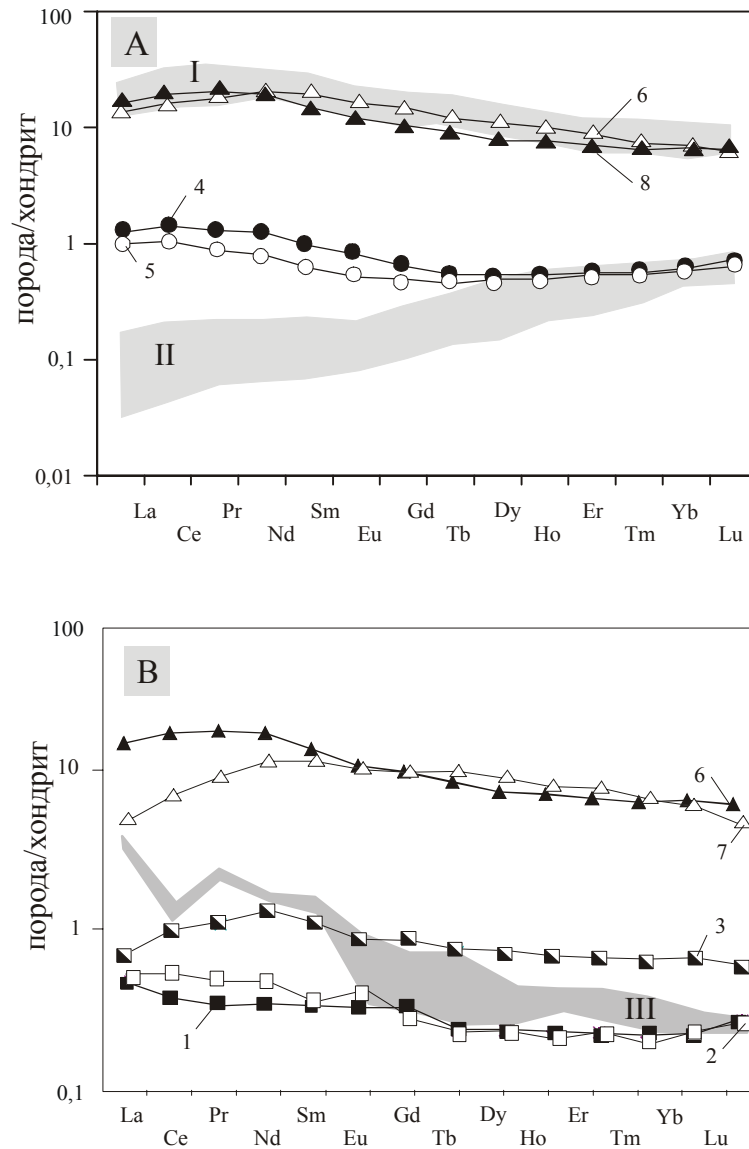


Рис. 1. Распределение РЗЭ в ксенолитах: метагартцбургитов (А), дунитов (В) Кытлымского и Хабаровинского массива.

1, 2, 3 – дуниты; 4 – метагартцбургит; 5 – верлит; 6 – горнблендит; 7, 8 – клинопироксен-амфиболовые породы. Составы пород приведены в табл. 1. Состав хондрита для нормирования по [Sun, 1989].

А: поля: I – цементирующая масса – горнблендиты и клинопироксен-амфиболовые породы перидотит-горнблендитовых брекчий Хабаровинского массива [Готтман, 2004], II – гартцбургиты Хабаровинского массива [Пушкарев, 1998];

В: III – поле составов дунитов Кытлымского массива [Ферштатер и др., 1999].

пределения дунитов и амфиболовых дунитов Кытлымского и Хабаровинского массивов. Форма кривых, принадлежащих дунитам, характеризуются почти плоскими графиками распределения РЗЭ (рис. 1 В). По уровню содержания РЗЭ в области легких и средних РЗЭ они значительно беднее дунитов Кытлымского массива. Амфиболовые дуниты характеризуются более высоким содержанием всего спектра РЗЭ. Кривая распределения РЗЭ амфиболово-

го дунита демонстрирует обогащение в области средних РЗЭ. Столь заметное изменение конфигурации графиков объясняется наличием в породе метасоматического амфибола, количество которого достигает 25-30 об. %. Характер распределения РЗЭ в амфиболовом дуните показывает, что он имеет обычное для амфиболов повышенное содержание редкоземельных элементов в средней части спектра [Кокс, 1982; Интерпретация..., 2001]. Амфибол явля-

ется минералом-концентратором легких и средних РЗЭ, поэтому в амфиболовых дунитах с ростом содержанием амфибола форма кривой распределения РЗЭ приобретает все более «выгнутую» форму в области легких и средних РЗЭ.

Наличие в перидотит-горнблендитовых брекчиях ксенолитов дунитов с плоскими спектрами распределения и низким содержанием в области легких и средних РЗЭ, на порядок отличающихся от исходных дунитов Кытлымского массива, ставит вопрос об их формационной принадлежности. Можно предположить, что они связаны с этапами позднего магматизма, приводящего к формированию молодых ультрамафит-мафитовых серий молостовского типа [Петрология..., 1991; Пушкарев и др., 2001], но в целом изучение этого вопроса – задача дальнейших исследований.

Полученные данные позволяют сделать вывод, что влияние горнблендитов на преобразование ксенолитов перидотитов проявляется не только на петрохимическом, но и на геохимическом уровне. Увеличение содержаний редкоземельных элементов в ксенолитах ультрамафитов в области легких и средних РЗЭ можно объяснить только химическим обогащением истощенных перидотитов за счет цементирующей массы горнблендитов, являющихся дифференциатом флюидонасыщенных магматических расплавов типа оливинового клинопироксенита или тылаита [Пушкарев, Ферштатер, 1993].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64795, интеграционного проекта УрО РАН-СО РАН 2007-2008 гг, гранта Президента по поддержке научных школ НШ-4210-2006.5.

Список литературы

Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинский офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Под ред. Балыкина П.А., Конникова Э.Г., Кривенко А. П. и др. Свердловск: АН СССР, 1991. 160 с.

Готтман И.А. О геохимических особенностях уральских горнблендитов // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 279-282.

Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Реакци-

онное взаимодействие перидотитов с флюидонасыщенными расплавами основного состава (на примере Хабарнинского массива // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 71-76.

Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Складорова. М.: Интермет инженеринг, 2001. 288 с.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных пород. М.: Наука, 1982. 414 с.

Пушкарев Е.В. Истощенные лерцолиты Хабарнинского массива на Южном Урале // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 109-111.

Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Богатов С. и др. Геологическое свидетельства трех стадий формирования клинопироксенитов и связанных с ними основных пород в Платиноносном поясе Урала // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 85-89.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. Минералого-петрографическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 100-119.

Смирнов С.В. Изменение состава оливины в ксенолитах метагарцбургита // Ежегодник-1989. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1990. С. 117.

Чащухин И.С., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. О влиянии ранней серпентинизации на геохимию редкоземельных элементов в гарцбургитах Кемпирсайского массива // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 246-249.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352-370.

Bodinier J.L., Vasseur G., Vernieres J. et al. Mechanisms of Mantle Metasomatism: Geochemical Evidence from the Lherz Orogenic Peridotite // Journal of Petrology. V. 31. 1990. P. 597-698.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors). Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 42. 1998. P. 313-345.