

Ю. А. БАЛАШОВ

ХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АСТЕНОСФЕРЫ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 5 IV 1976)

Резкие различия в концентрации некогерентных элементов (НЭ) K, Rb, Cs, Ba, Sr, La... Sm, U, Th, Zr и др., значительные изменения отношений этих элементов (K/Rb, Rb/Sr, Ce/Yb и др.) и отношений ряда изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и др.), обнаруженные в базальтах и ультрабазитах ($^{(1-9)}$ и др.), привели к представлениям о химической неоднородности вещества верхней мантии ($^{(1-3, 8-10)}$ и др.). В поисках причин этой неоднородности предложены модели двухстадийного (и более) развития мантии, основанные на изучении теплового потока ($^{(11)}$) и разделения НЭ и изотопов в мантии ($^{(1-3, 9)}$). В последнее время подчеркивается вероятность конвекции как способа привноса недифференцированного материала из глубин мантии ($^{(12)}$), особенно в зонах «горячих пятен» ($^{(10, 12)}$), которым противопоставляется слой низких скоростей (астеносфера) мантии, предположительно дефицитный по НЭ и радиогенным изотопам. Согласно представлениям ($^{(10, 12)}$), глубинное вещество мантии в районах горячих точек растекается, переходя в астеносферу. Это фактически означает тождество состава материала обеих зон. Серьезные сомнения вызывает и предположение о возможности конвекции, что связано с трудностью преодоления градиента плотностей при переходе к большим глубинам мантии. Таким образом, пока не найдено подходящего решения для оценки причин разделения НЭ и изотопов в верхней мантии. В настоящей работе приводятся первые данные, свидетельствующие о вероятности химической зональности в самом слое астеносферы, и рассматриваются некоторые следствия подобного предположения.

Как известно, ультраосновные породы разделяются по составу на две группы: перидолиты, представляющие собой наименее дифференцированное вещество верхней мантии, и гарцбургиты, дуниты — наиболее магнетизальный остаточный продукт, возникающий при парциальном плавлении перидолитов и сепарации базальтовых и других магм.

Анализ данных о распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) в перидолитах ($^{(2)}$) позволил установить преимущественное обогащение легкими лантаноидами относительно среднего хондритового (мантийного) состава РЗЭ в перидолитах континентальных областей и океанических островов и дефицит легких РЗЭ в перидолитах средних океанических хребтов. Понять это расщепление состава РЗЭ мантийного вещества можно, если предположить существование в астеносфере вертикальной химической зональности, возникшей в ходе частичного выноса из нижних частей астеносферы легкоплавких летучих компонентов (H_2O , CO_2 , P, F и др.) и НЭ и концентрирования в верхних ее зонах ($^{(2, 3)}$). Предположение основано на следующем:

1. Небольшая степень плавления в астеносфере признается как один из главных факторов возникновения слоя пониженных скоростей в верхней мантии.

2. Значительная вертикальная мощность слоя астеносферы (50–150 км), сопоставимая с вертикальной протяженностью магматических очагов, при частичном плавлении образует зону с весьма заметным градиентом давлений между верхней и нижней ее границами, что определяет

возможность перемещения легкоплавких компонентов и НЭ в гравитационном поле по разрезу астеносферы, впервые постулированную Грином (³).

3. Найдены признаки частичного плавления и дополнительного приноса легких РЗЭ и Rb в некоторых континентальных лерцолитах и обнаружено нарушение равновесия между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr для пары ортопироксен — оливин в тех же лерцолитах (³, ⁵).

Предполагается, что частичному плавлению в астеносфере подвержены прежде всего акцессорные низкотемпературные фазы (концентраты H_2O , Р и др.) и клинопироксен — главный носитель НЭ среди минералов лерцолитов. Коэффициенты распределения НЭ в клинопироксене наиболее точно отвечают эффекту перераспределения этих элементов в астеносфере, фиксируемому по вариации содержания НЭ и радиогенных изотопов в ультрабазитах и базальтах. Механизм переноса НЭ и летучих компонентов в астеносфере пока неясен.

Различие в уровнях верхней границы слоя пониженных скоростей между континентальными (100—200 км) и океаническими (до 3—15 км) областями является одним из свидетельств подъема вещества астеносферы в зонах срединных океанических хребтов. Господство ультрабазитов и толеитов с дефицитом НЭ в срединных океанических хребтах позволяет отождествлять эти породы с глубинным материалом мобильной зоны астеносферы (лерцолиты — исходный материал, толеиты — продукты их плавления). Обогащенные легкими лантаноидами и другими НЭ ксенолиты лерцолитов океанических островов, развитых по периферии от осевых частей океанических хребтов, и близкие к ним по содержанию НЭ континентальные разности лерцолитов следует относить к приповерхностным и менее подвижным зонам астеносферы. Иначе говоря, вертикальная зональность астеносферы, свойственная, вероятно, мантии под континентальными блоками, трансформируется в областях срединных океанических хребтов в почти горизонтальную вследствие подъема вещества астеносферы в этих областях.

Таким образом, из химической зональности астеносферы следует, что нижние ее зоны являются источником для формирования океанических толеитов, наследующих от лерцолитов этой зоны дефицит НЭ, летучих компонентов и пониженные значения отношений радиогенных изотопов (табл. 1). При меньшей степени плавления в этой зоне должны возникнуть щелочные базальты, отличающиеся от подобных пород других районов более низкими величинами отношения Ce/Yb , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, La/Sm и т. д., т. е. как и толеиты, наследующие особенности распределения НЭ лерцолитов нижней зоны астеносферы. Обнаружение щелочных базальтов с подобными геохимическими характеристиками явилось бы дополнительным подтверждением реальности намеченной схемы зональности астеносферы. Можно думать, что такие щелочные базальты должны пространственно тяготеть к осевым частям срединных океанических хребтов, где развит толеитовый магматизм с дефицитом НЭ. Такие щелочные базальты теперь найдены: аномально низкими величинами отношения Ce/Yb , La/Sm , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ щелочные базальты юга Исландии и о. Вознесенья (табл. 1) резко отличаются от щелочных базальтов периферии срединных океанических хребтов (о. Гоф, о. Тристан-де-Кунья и др. — табл. 1).

В свою очередь, накопление летучих компонентов и НЭ в верхних зонах астеносферы позволяет понять причины появления натриевых и калиевых щелочных базальтов, ультраосновных — щелочных магм и кимберлитов, а при большей степени плавления — континентальных типов толеитов. Все эти породы в разной степени обогащены НЭ. Для продуктов дифференциации щелочных магм типично накопление летучих компонентов, реализующееся в богатой фосфатной минерализации и в образовании карбонатов. Все магмы, генерируемые в верхних зонах астеносферы, имеют повышенные величины отношений Ce/Yb , La/Sm (в сравнении с хондридами), а также радиогенных изотопов (табл. 1).

Контрастность отношений Ce/Yb и $^{87}Sr/^{86}Sr$ лерцолитов и базальтов верхних и нижних частей астеносферы

Зона астеносферы	Порода. Район	Содержание, г/т		Ce/Yb *	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Источник
		Ce	Yb			
Верхняя	Калиевые щелочные базальты (катунгиты).					
	Западный рифт Африки	440	2,45	44	—	(²)
	Нефелиниты. Восточный рифт Африки	170	2,2	18,8	0,7032–0,7059	(² , ¹³)
	Мелилитовый щелочной пикрит. Восточный рифт Африки	145	2,3	15,4	—	(²)
	Оливиновый щелочной базальт. о. Тристан-де-Кунья	—	—	—	0,70493–0,70500 **	(¹)
	Оливиновый щелочной базальт. о. Ян-Майен	81	2,1	9,4	0,70327–0,70337 **	(¹⁵ , ¹)
	Пикритовый оливиновый щелочной базальт. о. Гоф	21,2	0,65	8,0	—	(⁷)
	Континентальные толеиты (траппы, долериты)	20,3	2,45	2,0	0,704–0,708	(² , ⁶)
	Лерцолиты океанических островов и континентальные	2,47	0,37	1,63	—	(² , ³)
	Силикатная фаза хондритов	1,16	0,284	1,0	—	(²)
Нижняя	Лерцолиты срединных океанических хребтов	0,67	0,43	0,38	—	(²)
	Толеиты срединных океанических хребтов	10,3	3,2	0,78	0,70233–0,70305	(² , ¹ , ⁸)
	Оливиновый щелочной базальт. о. Вознесения	92	4,6	4,8	0,70265 **	(¹⁴ , ¹)
	Щелочные базальты. Юг Исландии	37	2,8	3,26	0,70303–0,70308 **	(⁴ , ¹)

* Отношения Ce/Yb пород нормализованы по Ce/Yb хондритов.** Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ нормализованы по данным (⁸).

Таким образом, градиент в концентрации некогерентных элементов и летучих компонентов, существующий в разрезе астеносферы, и вариации в степени плавления магматических очагов определяют изменения в содержании отдельных элементов и радиогенных изотопов, наблюдаемые в продуктах парциального плавления верхней мантии и в веществе самой мантии.

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
Академии наук СССР
Москва

Поступило
31 III 1976

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ R. K. O'Nions, R. J. Pankhurst, J. Petrology, v. 15, 3, 603 (1974). ² Ю. А. Балашов, Геохимия редкоземельных элементов, М., «Наука», 1976. ³ F. A. Frey, D. H. Green, Geochim. et cosmochim. acta, v. 38, 1023 (1974). ⁴ R. K. O'Nions, R. J. Pankhurst et al., Nature, v. 243, 5403, 203 (1973). ⁵ E. Dasch, D. H. Green, Am. J. Sci., v. 275, 4, 461 (1975). ⁶ A. R. Crawford, W. Compston, J. Geol. Soc. Austral., v. 19, 4, 453 (1973). ⁷ R. A. Zielinski, F. A. Frey, Contrib. Mineral. and Petrol., v. 29, 242 (1970). ⁸ W. M. White, S. R. Hart, J.-G. Schilling, Carnegie Inst. Year Book, 74, 224 (1975). ⁹ S. S. Sun, G. N. Hanson, J. Geol., v. 3, 297 (1975). ¹⁰ J. G. Schilling, Nature, v. 242, 5400, 565 (1973). ¹¹ F. Birch, Bull. Geol. Soc. Am., v. 76, 133 (1965). ¹² W. J. Morgan, Nature, v. 230, 5288, 42 (1971). ¹³ K. Bell, J. Powell, Bull. Geol. Soc. Am., v. 81, 11, 3481 (1970). ¹⁴ F. A. Frey, M. A. Haskin et al., J. Geophys. Res., v. 73, 18, 6085 (1968). ¹⁵ P. Weigand, A. Brunfelt et al., Nature Phys. Sci., v. 235, 54, 31 (1972).