

УДК 550.42:551.14

## ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА Pb, Nd И Sr В ГЕТЕРОГЕННОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ НАД ОБЛАСТЬЮ КОНВЕКТИРУЮЩЕЙ МАНТИИ

© 2002 г. С. В. Рассказов, С. А. Бауринг, Т. Хоуш, Е. И. Демонтерова,  
академик Н. А. Логачев, А. В. Иванов, Е. В. Саранина, М. Н. Масловская

Поступило 05.07.2002 г.

В последние десятилетия интенсивно разрабатывалась проблема глобальной изотопно-химической геодинамики океанов и зоны перехода океан–континент в терминах конечных мантийных компонентов DMM, EM1, EM2 и HIMU [1, 2 и др.]. По сравнению с океанами континенты характеризуются более толстой и более древней литосферой. При обсуждении изотопной систематики континентальных базальтов, контаминированных выплавками из коры, предполагалось существование обедненного мантийного источника и обогащенных компонентов нижней и верхней частей коры, подобных по изотопам Nd и Sr компонентам EM1 и EM2. В то же время было показано, что обогащенные компоненты континентальных базальтов могут представлять собой не только коровый материал, но и материал континентальной мантийной литосферы [2, 4 и др.]. Иногда для характеристики мантийных компонентов континентальных базальтов использовалась терминология конечных компонентов океанических базальтов. Выявилось прямое соответствие компоненту EM1 выплавки из архейской континентальной литосферы с низкими отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и отличие протерозойской и фанерозойской континентальной литосферной мантии от архейской, выраженное в повышенных концентрациях Pb и легких редких земель, со временем выражающихся в высоких  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при низких  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  [5].

Исследованиями сейсмических волн под континентами на глубинах 100–400 км установлены низкоскоростные аномальные области с поперечником в несколько тысяч километров [6, 7 и др.]. Геофизические параметры областей аномальной

мантии и пространственная связь с ними базальтового вулканизма свидетельствуют об их повышенных температурах. Глубинный разогрев с образованием кайнозойских областей аномальной мантии под Африкой и Центральной Азией рассматривался как следствие подпитки плюмовым материалом, повлекшим за собой эрозию подошвы литосферы [8, 9].

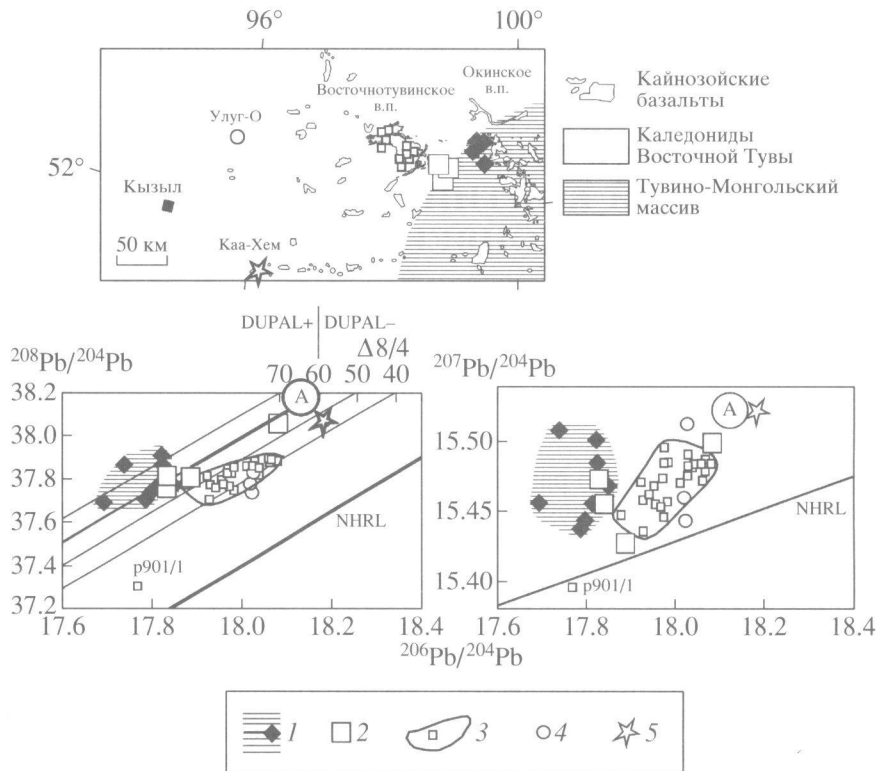
Происхождение мантийных компонентов базальтов океанов и зоны перехода океан–континент объясняется смешением океанического и континентального материала в процессе субдукционного рециклирования литосферы [1]. Связь континентальных базальтов с областями аномальной низкоскоростной мантии предполагает включение иных механизмов, регулирующих соотношения мантийных компонентов. В настоящей работе на примере пространственно-временных вариаций изотопных отношений Pb, Nd и Sr позднекайнозойских базальтов Восточной Тувы разработан новый подход к изучению состава мантийных компонентов, образующихся при воздействии на литосферу горячей конвектирующей мантии. Изотопные отношения в вулканических породах измерялись на масс-спектрометре “Sector-54” в Массачусетском технологическом институте (Кембридж, США) [10, 11] и на масс-спектрометре Центра коллективного пользования “Finnigan” MAT-262 (Иркутск).

Пространственно-временные вариации изотопных отношений Pb, Nd и Sr в щелочных базальтах. Данные о возрасте изученных вулканических пород Восточной Тувы приведены в работе [12]. В лавах юго-восточного сектора Восточнотувинского вулканического поля и сопредельной части Окинского ранне-среднемиоценовые лавы возрастом ~17 млн. лет имеют  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.69\text{--}17.83$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43\text{--}15.51$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.69\text{--}37.90$ . Четвертичные лавы этого сектора последних 2 млн. лет отличаются более высокими значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  при том же интервале  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.82\text{--}18.08$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.42\text{--}15.49$ ). Они перекрывают

*Институт земной коры  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск*

*Массачусетский технологический институт,  
Кембридж, США*

*Техасский университет, Остин, США*



**Рис. 1.** Вариации изотопных отношений свинца в позднекайнозойских лавах северо-западного края Тувино-Монгольского массива и сопредельной территории каледонид Восточной Тувы. Одинаковыми значками на карте-схеме и на диаграммах показаны лавы: 1 – северо-западной части Окинское вулканическое поля возрастом ~17 и ~8 млн. лет, 2 – юго-восточного сектора Восточнотувинского вулканического поля возрастом <2 млн. лет, 3 – его центрального и северо-западного секторов возрастом ~17, ~8 и <2 млн. лет, 4 – Улуг-О возрастом ~27 млн. лет, 5 – Каа-Хема возрастом <2 млн. лет. Для сравнения нанесена линия базальтов северного полушария Земли, по С.Харту.  $\Delta 8/4\text{Pb}$  (коэффициент нормирования к тренду океанических базальтов северного полушария Земли) =  $[(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{изм}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$ , где  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$  находится из уравнения регрессии для океанических базальтов северного полушария  $[1.209(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{изм}} + 15.627]$ .

диапазоны изотопных отношений свинца в лавах из северо-западного и юго-восточного секторов вулканического поля. Отношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , однако, остаются в них сравнительно высокими (37.75–38.05). Они превышают этот параметр в лавах из других частей вулканического поля.

В миоценовых и четвертичных лавах центрального и северо-западного секторов Восточнотувинского поля определены узкие интервалы изотопных отношений свинца:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.84\text{--}18.08$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43\text{--}15.49$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.69\text{--}37.87$ . Единственный образец р901/1, отобранный из раннемиоценовой толщи хр. Улуг-Арга, отличается от других образцов обеднением радиогенной составляющей:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.769$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.396$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.309$ . Для базанитов Улуг-О получена позднеолигоценовая К–Аг-датировка  $27 \pm 2$  млн. лет (обр. У-30; К 2.51%;  $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} 268.1 \cdot 10^{-5}$  нмм<sup>3</sup>/г;  $\text{Ar}_{\text{возд}}$  80%). В координатах  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  эти базаниты образуют группы точек в области четвертичных лав цент-

рального и северо-западного секторов Восточнотувинского поля ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.061\text{--}18.067$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.833\text{--}37.926$ ). Четвертичные “долинные” гавайиты Каа-Хема имеют более высокие отношения свинца:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.224$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.575$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.164$  (рис. 1).

Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в лавах Восточнотувинского вулканического поля и сопредельных территорий имеют отчетливую зависимость от времени вулканических извержений. В лавах возрастом ~17 млн. лет значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  уменьшаются от +3.5 до +1 с относительным увеличением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0.70416 до 0.70475 одновременно с изменением состава от гавайитового к оливин-толеитовому. В лавах возрастом ~8 млн. лет определены значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в узком диапазоне +1.5+2.5 и интервал сравнительно низких  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70405\text{--}0.70445$ . В лавах последних 2 млн. лет получен более широкий интервал значений  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от +3.5 до +0.1 при расширении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  до интервала 0.70385–0.70445. Са-

мое низкое значение  $\epsilon_{Nd}$  (+0.1) определено в базаните (10% Ne). В позднеолигоценых базанитах Улуг-О определены отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  -1.9...-2.9 при интервале  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70429-0.704366$ . Четвертичные гавайиты Каа-Хема сопоставляются по изотопам неодима и стронция с гавайитами Восточнотувинского вулканического поля. На Восточнотувинском вулканическом поле выявляется общая временная смена изотопных характеристик от гавайит-оливин-толеитового тренда лав возрастом ~17 млн. лет, через небольшое промежуточное поле лав возрастом ~8 млн. лет к облаку точек базанитов, гавайитов и оливиновых толеитов последних 2 млн. лет с резко выраженным базанитовым трендом (рис. 2).

Латеральная гетерогенность мантии. Северо-западная окраина Окинского вулканического поля и юго-восточного сектора Восточнотувинского расположена на краю рифейского Тувино-Монгольского массива, а центрального и северо-западного секторов – в пределах Восточнотувинской зоны каледонид. Для позднекайнозойских лав, излившихся на территории массива, определены повышенные значения  $\Delta 8/4Pb$  (>60), характерные для аномалии DUPAL, а для лав сопредельных каледонид установлены более низкие значения этого параметра <60. По спектру изотопных отношений свинца лав юго-восточного сектора Восточнотувинского поля эта территория рассматривалась в качестве пограничной между Тувино-Монгольским массивом и зоной каледонид [13].

Пространственно-временная миграция позднекайнозойского вулканизма Восточного Саяна указывает на существование мощной эпизодической адвекции горячего материала в подлитосферной конвектирующей мантии [12]. Установленная латеральная изотопная гетерогенность свинца в позднекайнозойских базальтах на границе разновозрастных геоблоков должна характеризовать гетерогенность литосферы выше области конвектирующей мантии.

Вертикальная гетерогенность мантии. Расчеты с использованием экспериментальных данных по плавлению природных перидотитов показали относительное увеличение глубин магмообразования под Восточнотувинским полем в четвертичное время по отношению к более раннему магматизму [14]. Переход от ранне-среднемиоценового гавайит-оливин-толеитового тренда к четвертичному базанитовому интерпретируется с позиций смешения общего компонента А с компонентами L1 и L2 (рис. 2).

Общий компонент А имеет состав:  $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.7040-0.7041$ ,  $\epsilon_{Nd} \sim +3$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18.1-18.2$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15.53$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb \sim 38.2$ ,  $\Delta 7/4Pb \sim 8$  и  $\Delta 8/4Pb \sim 69$  и рассматривается как компонент подлитосферной конвектирующей мантии [11].

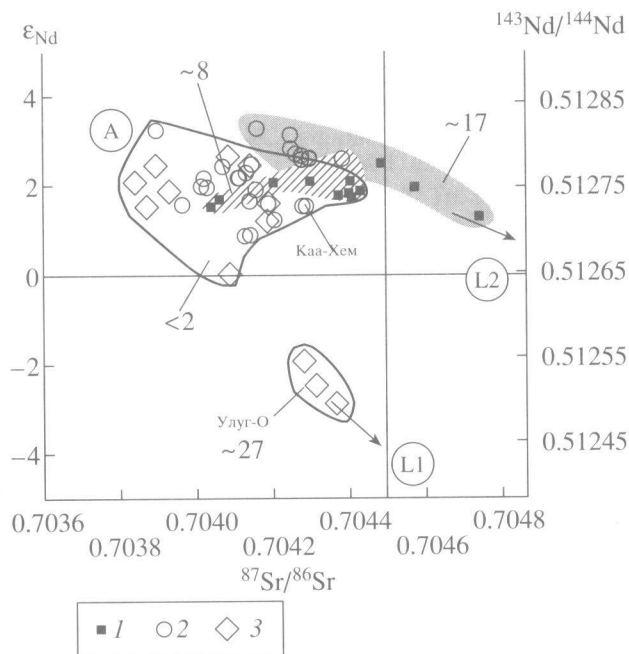


Рис. 2. Соотношения  $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$  в разновозрастных оливиновых толеитах (1), гавайитах (2) и базанитах (3). Выделены фигуративные поля лав возрастом ~27, ~17, ~8 и <2 млн. лет. А, L1 и L2 – мантийные компоненты (объяснения в тексте).  $\epsilon_{Nd}$  (коэффициент нормирования к хондриту) =  $[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{изм}/0.512638]-1 \times 10^4$ .

Компоненты L1 и L2 – компоненты вышележащей более обогащенной литосферной мантии, соответственно более глубокой и менее глубокой. На раннем этапе, ~17 млн. лет назад, под Восточнотувинским полем плавился малоглубинный литосферный материал. Его высокие отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отражали результат накопления радиогенных изотопов  $^{87}Sr$  при повышенных Rb/Sr. Подпитка горячей конвектирующей мантии способствовала плавлению более глубокой части литосферы, начавшемуся ~8 млн. лет назад и особенно интенсивно происходившему в последние 2 млн. лет. Четвертичные лавы отличались от миоценовых более низкими концентрациями стронция [15], что также отразилось во временном изменении линий смешения компонентов на диаграмме  $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ .

Наиболее смещены к компоненту L1 позднеолигоценые базаниты Улуг-О. Очевидно, они представляют собой выплавки, образовавшиеся в глубокой части литосферы до поднятия материала подлитосферной конвектирующей мантии. Низкое значение  $\epsilon_{Nd}$  объясняется резко выраженным гранатовым контролем распределения редкоземельных элементов (включая Nd) в породах источника. О присутствии граната в источнике базанитов свидетельствуют их высокие нормированные к хондриту значения  $(La/Yb)_n = 21-33$ .

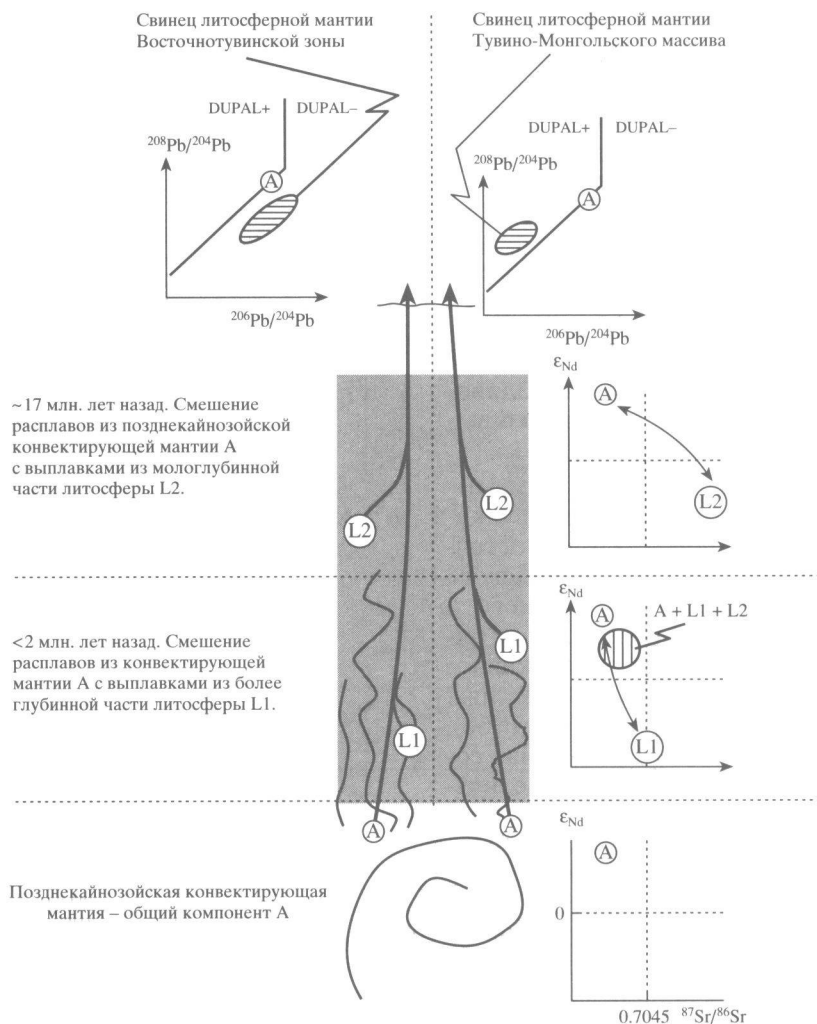


Рис. 3. Схема пространственно-временных вариаций изотопов Pb, Sr и Nd над конвектирующей мантией.

**З а к л ю ч е н и е.** Выделение конечных компонентов DMM, EM1, EM2 и HIMU океанических базальтов имеет конкретный генетический смысл [1]. Эта терминология могла бы использоваться для изотопной систематики континентальных базальтов в случае их образования при субдукционном рециклировании литосферы. В активизированных областях континентальной литосферы ведущим механизмом является ее плавление под воздействием конвектирующей мантии. Этот механизм предполагает иное истолкование происхождения компонентов в координатах изотопных отношений Pb, Nd и Sr (рис. 3).

Эта работа – результат совместных российско-американских исследований. Кроме авторов с американской стороны в работе участвовали Дж.Ф. Лур, Д. Колман, Н. Харрис.

Частичное финансирование получено от РФФИ (гранты 00–15–98574, 01–05–65005, 01–05–97245, 00–05–64628), Президиума РАН (проект

№ 335 6-го молодежного конкурса) и Сибирского отделения РАН (гранты ИГ СО РАН № 27 и 31).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dickin A.P.* Radiogenic Isotope Geology. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 490 p.
2. *Hofmann A.W.* // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
3. *Wörner G., Zindler A., Staudigel H., Shminker H.-U.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. № 1/2. P. 107–119.
4. *Gibson S.A., Thompson R.N., Leat P.T. et al.* // Geol. Soc. Spec. Publ. 1992. № 68. P. 61–89.
5. Continental Mantle / M.A. Menzies Ed. Oxford: Clarendon Press, 1990. 177 p.
6. *Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
7. *Ritsera J., van Heijst H.* // Geology. 2000. V. 28. № 1. P. 63–66.

8. *Rogers N., Macdonald R., Fitton J.G. et al.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 387–400.
9. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. и др.* // ДАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 230–233.
10. *Harris N.B.* Isotopic Geochemical, and Geochronological Constraints on the Origin and Evolution of Cenozoic Volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. Ph.D. Cambridge: Massachusetts Inst. Technology, 1998. 438 p.
11. *Rasskazov S.V., Bowring S.A., Harris N. et al.* Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other continental rifts. Irkutsk; Tervuren, 1999. P. 163–166.
12. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
13. *Рассказов С.В., Саранина Е.В., Логачев Н.А. и др.* // ДАН. 2002. Т. 382. № 1. С. 110–114.
14. *Демонтерова Е.И., Ершов К.В.* Тр. IV Междунар. науч. симп. им. акад. М.А. Усова. Томск, 2000. С. 149–150.
15. *Рассказов С.В.* Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–142.