

УДК 551.14.551.84

СИАЛИЧЕСКОЕ КООРДОБРАЗОВАНИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИИ И АСИММЕТРИЯ ЗЕМЛИ

© 2012 г. М. А. Мишкин

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 13.04.2012 г.

Поступило 18.04.2012 г.

Впервые идея о геологической асимметрии Земли, обусловленной отсутствием “гранитной” оболочки под Тихим океаном, была высказана В.И. Вернадским. Позднее с тектонических позиций Ю.М. Пушаровский обосновал выделение Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли [1].

Ранее в работе [2] рассмотрены закономерности докембрийского раннесиалического коордообразования в Индо-Атлантическом сегменте Земли на основе концепции мантийных плюмов.

Ранняя (нижняя) кора включает в себя два компонента: первичную базальтовую кору, сформировавшуюся после аккреции Земли, и раннюю сиалическую кору – первые блоки сиала, образовавшиеся за счет плавления первичной базальтовой коры.

Вопрос о происхождении ранней сиалической (нижней) коры тесно связан с проблемой формирования Земли как планеты, в которой автор придерживается модели Шмидта–Сафронова [3]. Эта модель предусматривает в образовавшейся после аккреции Земле существование на глубинах 300–500 км квазирасплавленного слоя при наличии поверхностной твердой оболочки. Ввиду разности плотностей вещества квазирасплавленного слоя и твердой поверхностной оболочки Земли неизбежен подъем вещества примитивной мантии в виде отдельных струй – плюмов. Подъем плюмов сопровождался декомпрессионным плавлением мантийного материала с образованием коматиитовых и базальтовых расплавов, изливавшихся на поверхность Земли, которые и образовали первичную земную кору. После израсходования ударной тепловой энергии, энергии сжатия и тепла от распада короткоживущих радиоактивных элементов (^{26}Al и др.) основным источником тепловой энергии Земли являлись гравитацион-

ная дифференциация, тепло от распада долгоживущих радиоактивных элементов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K и энергия лунных приливов. Магматическая деятельность мантийных плюмов в дальнейшем могла поддерживаться лишь в отдельных областях аномальной верхней мантии обогащенных РАЭ, где существовал достаточный, дополнительный приток тепла за счет их распада. Предполагается, что аномальные области верхней мантии образовались на заключительной стадии аккреции Земли в результате столкновения с ней крупных планетезималей – представителей внешней части протопланетного облака, удаленной от Солнца и обогащенной литофильными элементами.

Автор полагает, что областям аномальной верхней мантии в настоящее время в коровом слое соответствуют сформировавшиеся в архее кратоны (рис. 1). Это подтверждается исследованиями свинец-свинцовой изотопной системы пород кратонов, свидетельствующими о высоких значениях величины $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ [4]. Здесь происходило быстрое увеличение, до нескольких десятков километров, мощности первичной базальтовой коры и последующее подплавление ее основания с образованием расплавов среднего и кислого состава под влиянием тепла более поздних мантийных плюмов.

Ранняя сиалическая кора архейских кратонов представлена в гранулит-гнейсовых областях метабазит-эндербитовой, а в гранит-зеленокаменных – амфиболит-плагиогнейсовой (серые гнейсы) породными ассоциациями. Петрохимические особенности пород этих ассоциаций свидетельствуют о том, что они представлены исходными андезитами и дацитами известково-щелочной серии, которым подчинены толеитовые базальты и коматииты. Наличие в исходном составе ранней сиалической коры коматиитов, являющихся производными декомпрессионного частичного плавления мантийного вещества поднимающихся плюмов, подтверждает плюмовую модель образо-

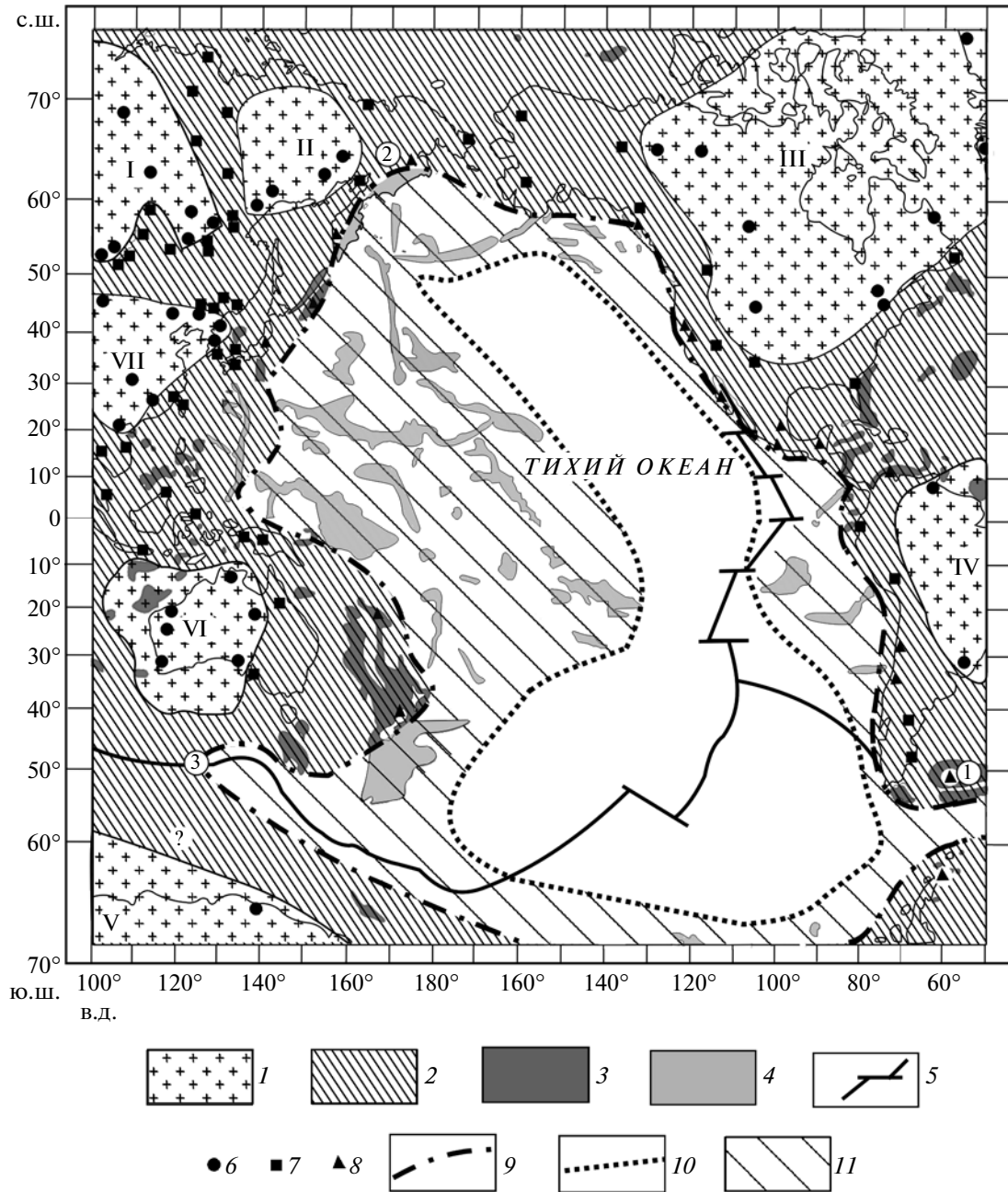


Рис. 1. Схема распространения докембрийской ранней сиалической коры континентального обрамления Тихого океана и предполагаемые изотопные границы мантийных резервуаров: 1 – архейской (4.0–2.5 млрд лет); 2 – протерозойской (2.5–0.54 млрд лет); 3 – блоки предполагаемой докембрийской коры на дне океанов; 4 – участки суши и океанические поднятия с эмбриональной фанерозойской сиалической корой; 5 – срединно-океанические рифты; 6–8 – точки расположения изотопных датировок возраста докембрийских пород: 6 – архейского, 7 – раннепротерозойского, 8 – позднепротерозойского; 9 – граница распространения мантии индо-атлантического типа; 10 – граница распространения мантии тихоокеанского типа; 11 – область распространения мантии гетерогенного типа. Римские цифры – архейские кратоны: I – Сибирский, II – Омолон-Охотский, III – Северо-Атлантический, IV – Южно-Американский, V – Антарктический, VI – Австралийский, VII – Китайский. Арабские цифры в кружках – номер ссылки в списке литературы.

вания ранней сиалической коры. Величины ε_{Nd} эндрбитов и серых гнейсов ранней коры имеют положительное значение, что свидетельствует о ювенильном происхождении их протолитов.

В результате архейского плюмового магмообразования были сформированы первые блоки сиала (протоконтиненты), разделенные протоокеаном. В сравнении с областями аномальной мантии,

рассмотренными выше, мантия под протоокеаном была менее обогащена теплотворными РАЭ и поэтому процессы корообразования здесь шли с запозданием и были проявлены только в протерозое (2.5–0.54 млрд лет).

Имеющиеся в настоящее время в литературе изотопные данные по возрасту метаморфических и магматических комплексов позволяют наметить распространение протерозойских раннекорых образований (рис. 1).

В раннем протерозое сиалическое корообразование последовательно наращивало архейские кратоны, смещаясь при этом к границам современной впадины Тихого океана. В позднем протерозое, судя по имеющимся изотопным датировкам (рис. 1), сиалическое корообразование за счет первичной базальтовой коры происходит в узкой зоне, окаймляющей современную впадину Тихого океана. Этот факт свидетельствует о затухании в позднем протерозое процессов раннего сиалического корообразования вокруг акватории Палеоокеана.

Примером ранней позднепротерозойской сиалической коры служит комплекс Кейп-Меридит Западных Фолклендов с возрастом 1.12 млрд лет [5] (рис. 1, точка 1). Комплекс Кейп-Меридит представляет собой толщу переслаивающихся гнейсов среднего и кислого состава и амфиболитов. Этот комплекс вмещает тела гнейсогранитов с положительными значениями ϵ_{Nd} , что свидетельствует о его ювенильном происхождении.

В западной Пацифике нижнекорые сиалические образования позднего протерозоя известны в южной части хребта Пекульней на Чукотке [6] (рис. 1, точка 2). Они представлены толщей гранулитов, состоящей из гранат-клинопироксеновых и гранат-биотитовых плагиогнейсов и гранат-амфибол-двупироксеновых сланцев, заключенной между тектоническими пластинами палеозойских дунитов и гранат-шпинелевых пироксенитов. Значения температур и давлений метаморфизма толщи гранулитовых пород соответствуют 750–850°C и 11–12 кбар. Модельный Sm–Nd-возраст протолитов гранулитовой толщи составляет 1.67 млрд лет.

Приведенные материалы свидетельствуют о направленном в пространстве и времени снижении масштаба сиалического корообразования вокруг впадины современного Тихого океана. Этот факт, по мнению автора, можно объяснить изначальными, заложенными на поздней стадии аккреции Земли, геохимическими различиями мантии под Индо-Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли. Многие исследователи существование таких различий доказывают на основе изучения изотопных систем Sr, Pb, Nd, Hf толеитовых базальтов срединно-океанических рифтов Индийского и Тихого океанов.

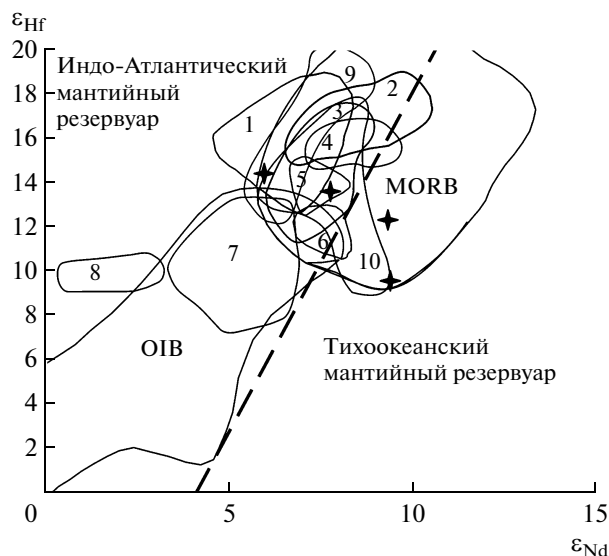


Рис. 2. Диаграмма ϵ_{Hf} – ϵ_{Nd} для базальтов океанических структур Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли. Изотопные данные для Hf и Nd – по [8, 10–14]. Дискриминационная линия нанесена по [15]. Звездочки – базальты ААД по [13]. Поля базальтов островных дуг и островов: 1 – Идзу-Бонин-Марианская, 2 – Восточная Камчатка, 3 – Срединный хребет Камчатки, 4 – Алеуты, 5 – Новая Британия, 6 – Кермадек, 7 – Малые Антилы, 8 – Сунда, 9 – Курилы, 10 – о-ва Фиджи.

Обзор выполненных изотопно-геохимических исследований [7, 8] свидетельствует о более радиогенном изотопном Sr Индийского мантийного резервуара относительно Тихоокеанского, более высоких отношениях $^{208}Pb/^{204}Pb$ относительно $^{206}Pb/^{204}Pb$ и менее радиогенном изотопном Nd относительно изотопа Hf. Причины изотопных различий одни авторы видят в деламации нижней континентальной коры в Индо-Атлантическом сегменте Земли [9], другие – в длительном проявлении процессов субдукции, сопровождавшихся рециклингом океанических осадков (см. [10] и др). Наиболее распространенной точке зрения, связывающей изотопные различия мантии Индийского и Тихоокеанского сегментов с процессами субдукции, противоречат изотопные исследования базальтов вдоль Юго-Восточного Индийского срединного хребта, который всеми исследователями трактуется как зона спрединга, а не субдукции. Здесь, в зоне примерно между 120°–126° в.д., обозначаемой ААД (Australian-Antarctic discordance), проводится граница между Индийским и Тихоокеанским мантийными резервуарами [11, 12], основанная на различиях в изотопных системах Sr, Pb, Nd, Hf (рис. 1, точка 3).

В последнее десятилетие внимание исследователей все более стала привлекать Nd–Hf-изотопная система базальтоидов океанических структур, как более инертная по сравнению с изотопами Sr

и Рb в отношении наложенных вторичных процессов, искажающих начальные их отношения. На рис. 2 обобщены материалы Nd—Hf-изотопии базальтоидов Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, на основании которых намечено предполагаемое распространение мантии Индо-Атлантического и Тихоокеанского типов. Эти два типа мантии в пространстве разделены переходной областью гетерогенной мантии (рис. 1), где в одной и той же структуре встречаются базальтоиды, присущие обоим типам, например, островные дуги Алеутская, Камчатская, Кермадек, о-ва Фиджи [10, 12, 13] (рис. 2).

По мнению автора, приведенные материалы подтверждают тезис, выдвинутый в начале этой работы, об изначальном геохимическом различии верхней мантии Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов, заложенном на поздней стадии аккреции Земли. Эти геохимические различия обусловили способность верхней мантии Индо-Атлантического сегмента генерировать сиалическую земную кору, что и привело, в конечном счете, к геологической асимметрии Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пущаровский Ю.М. В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР М.: Наука, 1980. С. 123–175.
2. Мишкин М.А., Вовна Г.М. // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 84. В. 5. С. 3–10.
3. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
4. Kamber B.C., Keenneth J., Collerson D., et al. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 2003. V. 145. P. 25–46.
5. Wareham C.D., Pankhurst R.J., Thomas R.J., et al. // *J. Geol.* 1998. V. 106. P. 647–659.
6. Некрасов Г.Е. Материалы III Международной конференции “Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения”. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С. 72–76.
7. Nebel O., Münker C., Nebel-Jacobsen Y.J., et al. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 254. P. 377–392.
8. Пущаровский Ю.М. Избранные труды. Т. 1. Тектоника Земли. М.: Наука, 2005. С. 74–87.
9. Escrib S., Capmas F., Dupre B., et al. // *Nature.* 2004. V. 431. P. 59–63.
10. Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., et al. // *J. Petrol.* 1999. V. 40. № 11. P. 1611.
11. Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A., et al. // *Nature.* 1988. V. 333. P. 623–629.
12. White W.M., Patchett J. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1964. V. 67. P. 167–185.
13. Münker C., Wörner G., Yagodzinski G., et al. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. P. 275–293.
14. Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю. и др. // *Петрология.* 2012. Т. 20. № 1. С. 102–110.
15. Kempton P.D., Pearce J.A., Barry T., et al. // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2002. V. 3. 1074ff.