

В. Л. МАСАЙТИС, Е. С. БОГОМОЛОВ, П. Б. ЛЕБЕДЕВ, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ

Условия залегания девонских базальтоидов Патомско-Вилуйского авлакогена на востоке Сибирской платформы, так же как и особенности их петрохимии и Sr-Nd изотопной системы, свидетельствуют о двустадийном формировании вулканических ассоциаций за счет гетерогенных мантийных магматических источников, располагавшихся на разной глубине. Эти данные противоречат гипотезе о глубинном плуме как причине вулканизма.

The geological settings of various Devonian basaltic rocks of the Patom-Vilyuy aulacogene (eastern part of the Siberian platform), as well as their petrochemistry and Sr-Nd isotopic systematics show that volcanic activity took place during two impulses, and corresponding heterogenous magma sources located at two different levels in the mantle. All these data do not coincide with the hypothesis of plume as a cause of volcanism.

Девонский ареал основных изверженных пород на востоке Сибирской платформы приурочен к погребенной рифтогенной структуре — Патомско-Вилуйскому авлакогену [2, 4, 6, 8, 9, 11], на северо-западном борту которого находятся два района алмазных кимберлитовых трубок того же возраста. Включающие покровы базальтоидов осадочные толщи, заполняющие эту структуру, выходят на поверхность по окраинам Вилуйской синеклизы и вскрыты в ее центральной части глубокими (до 4,6 км) скважинами. Пачки лавовых покровов мощностью от первых десятков метров до 1–1,5 км, протягивающиеся вдоль бортов структуры, рой даек (до 800 км) и другие интрузивные и субвулканические тела составляют единую систему рифтогенных магматитов, площадь их распространения на платформе оценивается в 0,5 млн км² [1]. При этом лавы составляют около 95% общего объема магматического материала, поступившего с глубины.

Основные породы содержат 46–50 мас.% SiO₂ и подразделяются на две группы: а) нормальной щелочности ($\Sigma \text{alk} = 2\text{--}4,2 \text{ мас.}\%$) и б) умеренной щелочности и щелочные ($\Sigma \text{alk} > 4,2 \text{ мас.}\%$). К первой принадлежат оливиновые базальты, базальты и плагиобазальты, а также долериты даек и силлов, в состав которых входят производные глубинной (монционит-порфиры, граносиенит-порфиры) и внутрикамерной (троктодолериты, лейкодолериты, монцодолериты, монцодиориты, ферродолериты, аплиты) дифференциации. Ко второй группе относятся оливиновые и андезиновые трахибазальты, их производные (трахиандези-

ты, трахиты, трахириолиты, иногда тефриты), а также их гипабиссальные аналоги. Базальты, плагиобазальты, долериты — это кварц-нормативные и гиперстен-нормативные породы, оливиновые базальты являются оливин-нормативными. Андезиновые трахибазальты также являются в основном кварц-нормативными, что связано с высокой степенью окисления железа. Оливиновые трахибазальты относятся к оливин-нормативным и нефелин-нормативным породам, так же как и ассоциирующие с ними трахибазальты (лабрадоровые) и тефриты. Для большинства вулканических и гипабиссальных основных пород характерно повышенное отношение калия к натрию, повышенное содержание двуокиси титана и пятиокиси фосфора (табл. 1).

Покровы базальтоидов переслаиваются с песчаниками, алевролитами, глинами, реже карбонатными породами, иногда с конгломератами, здесь же встречаются тонкие прослои трахит-трахиандезитовых пепловых туфов. Излияния происходили из кратковременно действовавших вулканических центров в условиях мелководья и на суше. Базальтоиды распространены в нижней части общего разреза D–C₁ толщ (их максимальная мощность около 6 км) и входят в состав ряда региональных свит, вскрытых в долинах среднего течения р. Вилуй и его притоков (Ыгыатта, Марха и др.), некоторых левых притоков р. Лена (Бирюк, Намана и др.), а также глубокими скважинами.

Палеовулканогеологический анализ показывает, что предложенные ранее схемы расчленения вулканогенно-осадочных толщ (Гайдук, 1988 и др.)

ГЛАВНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ И ДОЛЕРИТОВ

| Породы | Некоторые усредненные петрохимические характеристики (мас. % и их отношения) | | | | |
|---------------------------|--|----------|------------------------------------|--------------------------------|------------------|
| | K ₂ O+Na ₂ O | MgO | K ₂ O/Na ₂ O | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ |
| Оливиновые базальты | ~3,0 | 7,5-9,0 | 0,1-0,3 | 14,0 | 2,0 |
| Базальты | 2,5-4,2 | 5,5-7,5 | 0,4 | 15,0-16,0 | 1,5-2,0 |
| Плагиабазальты | 3,0 | 5,5-7,0 | 0,4 | 17,0-19,0 | 1,6 |
| Долериты | 3,5 | 5,0-6,5 | 0,8 | 14,5 | 2,8 |
| Андезиновые трахибазальты | ~6,0 | 3,5 | 0,7 | 14,0 | 3,5 |
| Оливиновые трахибазальты | ~5,0 | 8,0-10,0 | 0,2 | 15,0 | 1,7 |

нуждаются в ряде уточнений. В течение девона имели место два импульса наземного вулканизма: живет-франский (максимум около 375 млн лет) и фран-фаменский (максимум около 365 млн лет), разделенные стадией, когда извержения отсутствовали [9] и в северо-западной полосе прогибания накапливались мелководные и лагунные осадки. После полного прекращения вулканизма накопление подобных осадочных толщ с участием эвапоритов продолжалось во второй половине фамена, в турне и частью в визе.

В течение живет-франского импульса образовались базальтоиды в составе аппаинской (*ap*, оливиновые базальты, базальты, реже оливиновые трахибазальты), тенгилахской (*tn*, оливиновые базальты), андылахской (*an*, базальты) и наманинской (*nm*, андезиновые трахибазальты и другие лавы) свит. К продуктам фран-фаменского импульса принадлежат базальтоиды эмяксинской (*em*, плагиабазальты, оливиновые базальты, оливиновые трахибазальты, базальты), тисикской (*ts*, оливиновые трахибазальты, трахибазальты) и хай-алахской (*hl*, базальты) свит. В некоторых ранее предложенных схемах расчленения вулканогенно-осадочных толщ по разрезам скважин базальтоиды фран-фаменского уровня неоправданно относились к вилючанской свите франского возраста, которая на обнаженных участках не содержит лав и знаменует стадию прекращения вулканизма. Нижний уровень именуется далее аппаинским горизонтом, а верхний — эмяксинским. Базальтоиды обоих горизонтов отмечены в большинстве районов распространения девонских толщ. Составы лав, как и характер их вариаций от аппаинского горизонта к эмяксинскому, различаются от района к району.

Авторами предпринята первая попытка характеристики Sr-Nd изотопной системы девонских основных пород Патомско-Виллюйского авлакогена в целом. При этом обобщены результаты выполненных ранее петрографо-петрохимических и геохимических исследований большой коллекции образцов (свыше 600) из различных районов, включая образцы из глубоких скважин. Исследованные изотопными методами представительные образцы характеризуют конкретные геологические подразделения: свиты вулканических и других

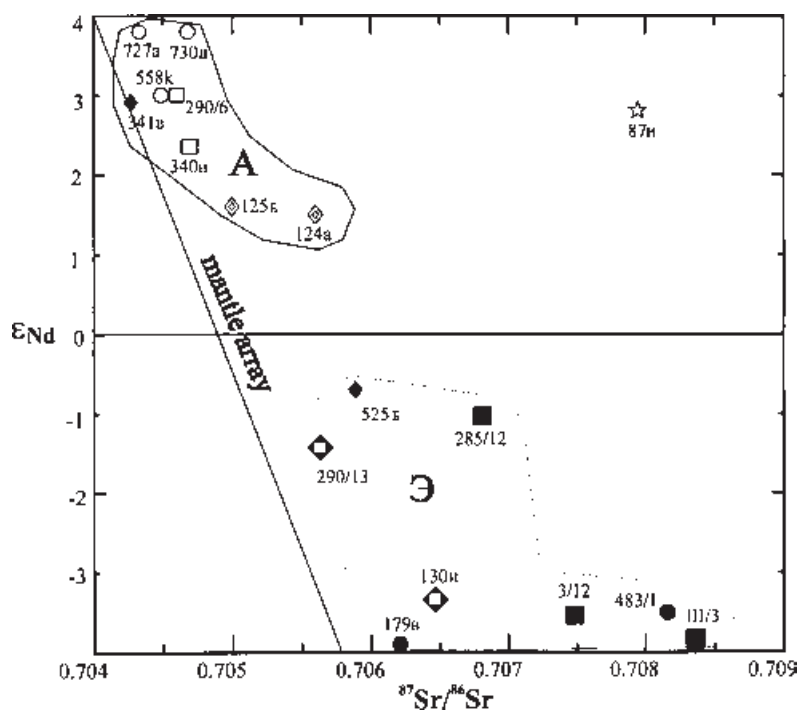
пород, комплексы роев даек. Ряд опубликованных изотопных данных по долеритам даек [3, 5-7, 10] относится к небольшим участкам их развития и не отражает общих особенностей составов основных магматитов региона в целом. В этих работах по существу не рассматриваются различные эффузивные члены магматических ассоциаций авлакогена, поэтому предположения о генезисе всей их совокупности [5] имеют ограниченное значение. Анализ Rb-Sr и Sm-Nd систем базальтоидов и гипабиссальных пород был выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций рубидия, стронция, самария и неодима. Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме.

Результаты исследований (табл. 2) показали, что базальтоиды отдельных петрографических разновидностей на диаграмме $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_0$ образуют два кластера. Один из них, включающий лавы аппаинского горизонта, характеризуется положительными значениями ϵ_{Nd} и начальными отношениями изотопов Sr около 0,7045-0,7055. Оценка модельного возраста пород составляет 0,8-1,2 млрд лет. Второй кластер, представляющий образцы из эмяксинского горизонта, отличается отрицательными значениями ϵ_{Nd} и более высокими начальными отношениями изотопов Sr. Модельный возраст образцов в среднем на 0,7 млрд лет древнее, чем базальтоидов аппаинского горизонта. На диаграмме $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_0$ (рисунок) оба выделенных кластера попадают в поле составов базальтов океанических островов и континентальных рифтов, на что уже указывалось ранее [5]. При этом тренд пород эмяксинского горизонта характерен для компонента ЕМ1. Существенно, что близкие по петрохимии породы разных горизонтов (например, базальты) различаются по изотопным характеристикам, которые, так же как и наборы пород в обоих горизонтах, варьируют по латерали. Базальтоиды аппаинского и эмяксинского горизонтов различаются также по распределению малых элементов, в том числе РЗЭ, и по их соотношениям. Небольшое число проб не позволяет уверенно судить о характере изотопных систем в породах, слагающих дайки. В целом они близки к выявленному в базальтоидах. Заметно отличен

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd И Rb-Sr АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ БАЗАЛТОИДОВ И ДРУГИХ ПОРОД

| № об. | Порода, свита, комплекс | Место взятия | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | T_{DM} (Ma) | T (Ma) | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | IR_0 |
|--------|--------------------------|-----------------------------|----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------|--------|---------------------------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|---------------|
| 124а | ол., базальт ap_1 | Ср. теч. р. Виллой | 5,295 | 24,28 | 0,1319 | 0,512559±7 | 1104 | 370 | 1,5 | 10,96 | 341,8 | 0,0926 | 0,706099±14 | 0,705611 |
| 125б | То же | Ср. теч. р. Виллой | 5,784 | 24,60 | 0,1422 | 0,512587±4 | 1203 | 370 | 1,6 | 15,84 | 293,1 | 0,1562 | 0,705818±12 | 0,704995 |
| 340н | базальт ap_2 | Ср. теч. р. Марха | 6,885 | 30,50 | 0,1365 | 0,512611±6 | 1067 | 370 | 2,3 | 18,50 | 411,9 | 0,1298 | 0,705345±10 | 0,704661 |
| 290/6 | —»— | Скв. Ю. Сыгтайская 1734м | 6,452 | 30,44 | 0,1282 | 0,512624±9 | 941 | 370 | 3,0 | 18,32 | 424,6 | 0,1246 | 0,705246±22 | 0,704590 |
| 730д | анд., трахи-базальт nt | р. Буор-Салаа | 21,39 | 110,8 | 0,1168 | 0,512640±4 | 805 | 370 | 3,8 | 70,44 | 601,9 | 0,3382 | 0,706460±8 | 0,704679 |
| 727а | То же | р. Буор-Салаа | 17,82 | 90,52 | 0,1190 | 0,512642±9 | 821 | 370 | 3,8 | 55,99 | 569,9 | 0,2839 | 0,705821±10 | 0,704333 |
| 558к | —»— | р. Намана | 15,15 | 71,29 | 0,1285 | 0,512631±7 | 930 | 370 | 3,0 | 53,78 | 500,4 | 0,3105 | 0,706080±21 | 0,704488 |
| 130и | плагиобазальт em | Ср. теч. р. Виллой | 5,146 | 20,47 | 0,1520 | 0,512362±4 | 1946 | 360 | -3,3 | 12,69 | 314,1 | 0,1167 | 0,707041±9 | 0,706442 |
| 290/13 | —»— | Скв. Ю. Сыгтайская 1286 м | 3,668 | 15,84 | 0,1400 | 0,512430±7 | 1491 | 360 | -1,5 | 8,602 | 437,9 | 0,0568 | 0,705920±23 | 0,705628 |
| 179в | базальт hl | р. Намылды-алах | 4,414 | 19,79 | 0,1349 | 0,512294±6 | 1656 | 360 | -3,9 | 12,19 | 320,0 | 0,1101 | 0,706773±10 | 0,706209 |
| 483/1 | —»— | Скв. Кумах-ская 1447 м | 4,929 | 21,63 | 0,1378 | 0,512318±3 | 1670 | 360 | -3,5 | 17,59 | 399,4 | 0,1273 | 0,708810±9 | 0,708157 |
| 3/12 | олив, трахи-базальт em | Скв.Верхнесинская 1483 м | 3,865 | 16,92 | 0,1381 | 0,512320±8 | 1674 | 360 | -3,4 | 11,44 | 636,1 | 0,0520 | 0,707920±8 | 0,707646 |
| 285/12 | То же | Скв. Н. Хор-гоумская 2146 м | 3,981 | 17,27 | 0,1394 | 0,512447±5 | 1444 | 360 | -1,1 | 6,925 | 857,8 | 0,0233 | 0,706890±9 | 0,706770 |
| III/3 | олив, трахи-базальт is | Скв. Чыбыдинская 3800 м | 4,980 | 21,02 | 0,1433 | 0,512312±5 | 1814 | 360 | -3,8 | 14,62 | 359,3 | 0,1176 | 0,708943±14 | 0,708324 |
| 341в | долерит vm | Ср. теч. р.Марха | 7,183 | 31,40 | 0,1383 | 0,512648±9 | 1018 | 360 | 2,9 | 24,12 | 267,8 | 0,2602 | 0,705607±28 | 0,704273 |
| 525б | долерит cs | р. Намана | 4,592 | 20,50 | 0,1354 | 0,512457±6 | 1350 | 360 | -0,7 | 6,549 | 350,7 | 0,0540 | 0,706165±10 | 0,705888 |
| 87и | граносиенит-порфир nc | Ср. теч. р. Лена | 12,21 | 56,17 | 0,1315 | 0,512634±7 | 960 | 340 | 2,8 | 82,43 | 355,9 | 0,6696 | 0,711190±12 | 0,707949 |

Примечание. Индексы свит указаны в тексте, индексы комплексов даек: vm - виллойско-мархинский, cs - чаро-синский, nc - нучалинский.



Sr-Nd систематика девонских базальтоидов Патомско-Вилойского авлакогена

Названия пород см. в табл. 2. А — аппаинский горизонт, Э — эмяксинский горизонт

изотопный состав граносиенит-порфиров третьей фазы даек нучалинского комплекса. Эти породы возникли при глубинной дифференциации расплава, образовавшего долериты этих даек. Их петрогеохимические признаки указывают на кристаллизационное фракционирование исходного расплава и, возможно, некоторую контаминацию коровым материалом.

Sr-Nd изотопные характеристики базальтоидов, так же как и их петрохимические и геохимические особенности, отражают временные и пространственные неоднородности условий зарождения и эволюции различных исходных расплавов в пределах всей провинции в целом. Пространственные неоднородности могут отвечать отдельным вулканическим районам, различающимся по набору и сочетаниям в разрезах базальтоидов разного состава. Гетерогенные домены плавящегося субстрата не коррелируются с положением и составом отдельных докембрийских блоков верхней коры в основании авлакогена. Возникновение базальтоидных расплавов и особенностей их состава может быть объяснено импульсами декомпрессии континентальной литосферной мантии при ее растяжении и подъеме sublitosферного клина. Этот процесс местами, вероятно, мог сопровождаться незначительной контаминацией выплавки нижнекоровым материалом. На локальный глубинный метасоматоз исходного субстрата указывает обогащение андезитовых трахибазальтов Rb, Zr, LREE, иногда Nb и Ta. Кратковременно

существовавшие на разных глубинах очаги продуцировали различные по составу независимые выплавки. При подъеме к поверхности состав их изменялся незначительно, однако расплавы, обогащенные щелочами и летучими, испытали глубинную дифференциацию.

Раскрытие рифта происходило, скорее всего, по модели простого сдвига с ротационным перемещением юго-восточного борта по часовой стрелке [8]. В начальную стадию оно сопровождалось излиянием оливиновых базальтов, а также базальтов, андезитовых и оливиновых трахибазальтов. Второй импульс плавления и извержения плагиобазальтов, базальтов, оливиновых трахибазальтов был связан с перемещением очагов плавления на более высокий уровень, однако объемы излившихся лав были меньшими. Можно предположить, что внедрение кимберлитов на борту рифта произошло в эпоху его максимального раскрытия. Обращает внимание близость возрастов протолита кимберлитов и протолита базальтоидов аппаинского горизонта ($1 \pm 0,2$ млрд лет). Двустадийное плавление субстрата на разных глубинных уровнях, отсутствие признаков воздымания рельефа, ряд особенностей глубинной структуры ареала девонского вулканизма противоречат предположениям о том, что он вызван мантийным плюмом в области Верхоянья, который «растекся» на сотни километров к юго-западу [4, 6].

Исследования выполнены в рамках государственных контрактов АТ-03-28/826 и 7.4-28/06.

1. Атлас палеовулканологических карт северо-восточной Евразии. Масштаб 1: 5 000 000. Объяснит. зап. / Гл. ред. И.В. Лучицкий. СПб.: ВСЕГЕИ. 2001.
2. *Гайдук В.В.* Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, 1988. 128 с.
3. *Зайцев А. И., Томшин М. Д.* Изотопная геохронология и геохимия базитов Накынского поля // Происхождение магматических пород. (Материалы X Всерос. петрограф. совещ. Т. 2). Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005. С.84–86.
4. *Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н.* Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта // Отеч. геология. 2002. № 4. С. 40–45.
5. *Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Масловская М.Н., Чернышов Р.А., Коваленко В.И.* Состав и источники среднепалеозойских базитов Вилуйского палеорифта // Докл. РАН. 2004. Т. 396, № 5. С. 660–666.
6. *Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышев Р.А.* Базитовый и кимберлитовый магматизм области Вилуйского палеорифта // Происхождение магматических пород (Материалы X Всерос. петрограф. совещ. Т.2). Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005. С. 99–101.
7. *Королева О. В.* Особенности состава и генезис ассоциаций основных и щелочно-кремнекислых магматитов Сибирской и Индостанской платформ // Тр. Ин-та геологии и геофизики. М., 1991. Вып. 803. С. 177–195.
8. *Масайтис В. Л.* Сопряженные девонско-раннекаменноугольные дивергентная и конвергентная зоны Восточной Сибири // Докл. РАН. 1995. Т.341. № 6. С. 781–784.
9. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 182 с.
10. *Мащак М.С., Наумов М.В., Леухин В.И., Молчанов Ю.Д., Шаталов В.И., Яныгин Ю.Т.* Среднепалеозойский базитовый магматизм Марха-Тюнгского междуречья (Накынское кимберлитовое поле)// Региональная геология и металлогения. 2004. № 20, С.122–138.
11. *Томшин М.Д., Яныгин Ю.Т.* Базиты Вилуйской палеорифтовой системы // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Сб. статей. Якутск, 1999. Т. 2. С. 118–121.