

УДК 551.248+552.323+552.11(571.56)

## СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА

© 2004 г. А. И. Киселев, В. В. Ярмолук, К. Н. Егоров, М. Н. Масловская,  
Р. А. Чернышов, академик В. И. Коваленко

Поступило 04.03.2004 г.

На протяжении фанерозоя территория Сибирской платформы неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной активности, в результате которых здесь возникли траппы, системы рифтов и авлакогенов, рои даек, поля кимберлитов и пояса массивов щелочных пород. Эти образования достаточно хорошо изучены с позиций геологии и петрологии, однако ряд проблем, затрагивающих фундаментальные основы их формирования, пока остается нерешенным. К их числу относятся характеристика источников внутриплитной, в частности магматической деятельности, оценка смены и эволюции состава этих источников во времени, а также выяснение геодинамических механизмов, определивших неоднократное вовлечение Сибирской платформы во внутриплитную переработку. В работе эти вопросы рассмотрены в приложении к среднепалеозойскому магматизму Вилюйского авлакогена (палеорифта) на основе данных по геохимии и Sr–Nd-изотопии магматических образований, развитых вдоль северо-западного его борта (рис. 1). В пределах этой части рифтовой области сочетаются проявления кимберлитового и базитового магматизма, что вызывает особый интерес в свете решения проблемы глубинных источников и геодинамических условий проявления подобного магматизма на юго-востоке Сибирского кратона.

Среднепалеозойский рифтогенез на востоке Сибирского кратона был связан с развитием системы рифтов тройного сочленения (triple junction). Две ветви этой системы по представлениям [1] раскололи восточную окраину платформы, определив ее более позднюю восточную границу, а третья, “слепая” ветвь, выделяемая как Вилюйский палеорифт [2], протянулась в глубь кратона в

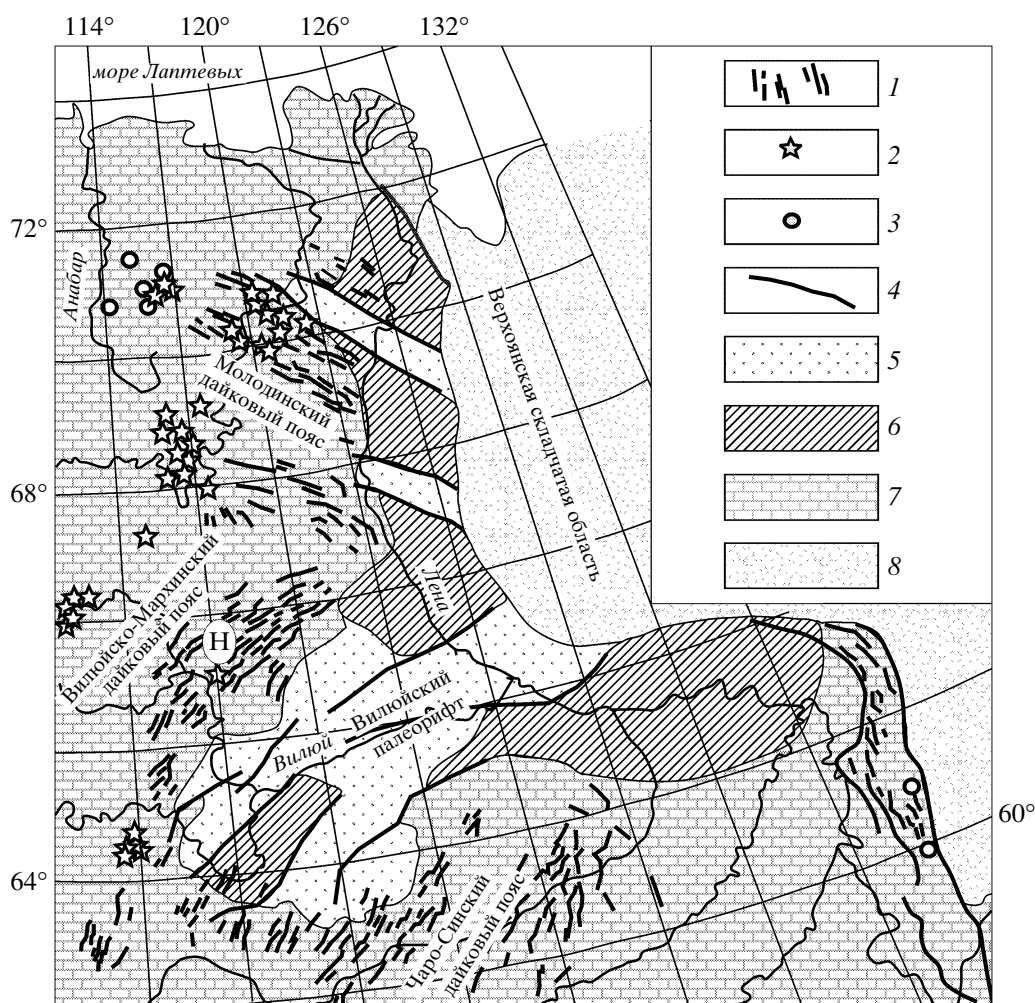
виде системы рифтовых впадин, разделенных продольными поднятиями кристаллического фундамента. Формирование грабенов сопровождалось крупнообъемными излияниями базитовых лав. В то же время в пределах обрамляющих палеорифт стабильных блоков платформы наряду с базитовым проявился также кимберлитовый магматизм. Так, вдоль северо-западного борта палеорифта (рис. 1) прослеживается Вилюйско-Мархинский протяженный (свыше 700 км) пояс базитовых даек северо-восточного простирания, в зоне которого располагаются два поля среднепалеозойских алмазоносных кимберлитов: Накынское и Мирнинское.

Проявления рифтогенного магматизма изучены нами в районе Накынского поля (Н на рис. 1). Здесь подавляющая часть базитовых интрузивных тел представлена дайками протяженностью от 1–2 до 30 км и мощностью от первых метров до 50–80 м. Реже встречаются силлы и хонолиты. К этому же району тяготеют покровы базальтов (аппайнская свита – D<sub>3</sub>), выходы которых наблюдаются в 25 км к югу от устья р. Накын. На исследуемой площади обнаружены довольно сложные пространственно-временные отношения между базитами и кимберлитами [3, 4]. Подавляющая часть базитовых субвулканических тел сформировалась раньше кимберлитов, в связи с чем ксенолиты слагающих их долеритов достаточно обычны в строении кимберлитовых трубок. В то же время определенная часть базальтовых даек прорывает кимберлиты, в частности трубки Нюрбинская [4]. Это свидетельствует о том, что в процессе развития рифтовой системы кимберлитовый магматизм проявился как особый эпизод на фоне базитового магматизма, протекавшего в более широком интервале времени. Имеющиеся единичные K–Ar- и Sm–Nd-датировки базитов колеблются в интервале от ордовика до нижнего карбона [3, 5]. Следует подчеркнуть, что ордовикский и силурийский возраст интрузивных базитов не соответствует возрасту осадочно-эффузивного наполнения рифтовых впадин (D<sub>2</sub>–C<sub>1</sub>) и требует дальнейших уточнений.

Интрузивные образования в северо-западном борту Вилюйского палеорифта (в том числе и в

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

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва*



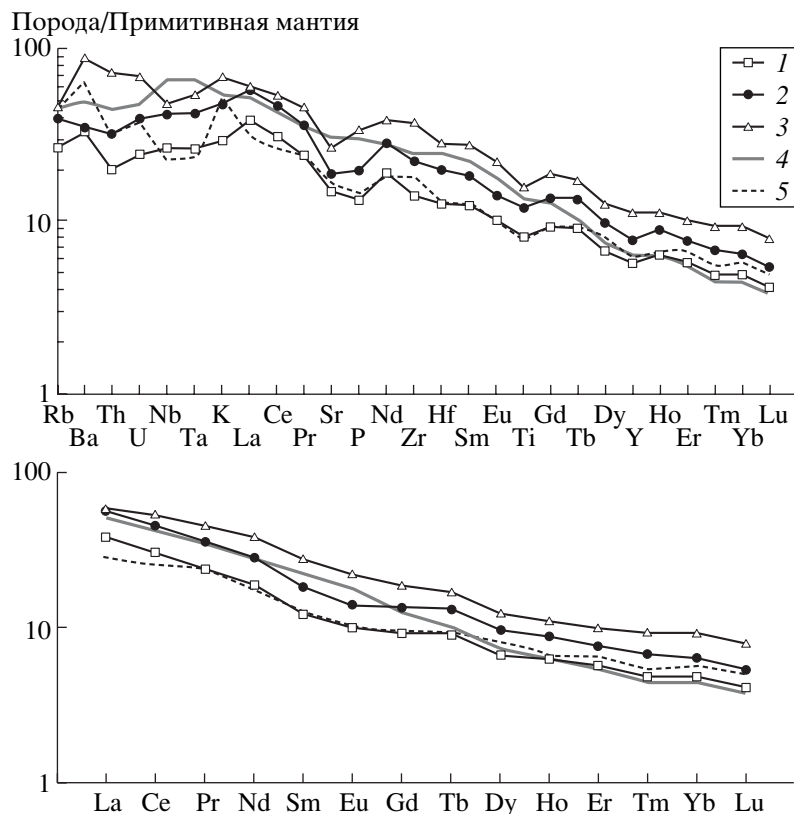
**Рис. 1.** Схема строения среднепалеозойской Вилюйской рифтовой системы. Местоположение Накынского поля отмечено буквой Н.

1 – дайки, 2 – кимберлиты, 3 – массивы щелочных ультраосновных пород и карбонатов, 4 – разломы, 5 – рифтовые впадины, 6 – участки относительных поднятий (реликты палеосвода), 7 – Сибирская платформа, 8 – Верхоянская складчатая область.

Накыньском поле) представлены долеритами, состоящими из плагиоклаза, клинопироксена, оливина и второстепенных минералов – апатита, ильменита, титаномагнетита. К позднемагматическим минералам относятся редкие чешуйки биотита, обычно встречающиеся совместно с титаномагнетитом. По составу как интрузивные долериты Накыньского поля, так и расположенные южнее базальты аппаинской свиты в основном относятся к петрохимическим сериям толеитовых и умеренно щелочных пород. Более редкими среди них являются посткимберлитовые щелочные калиевые микродолериты, типа тех, которые прорывают кимберлиты трубки Нюрбинская.

Для состава пород Вилюйско-Мархинского дайкового пояса характерно относительно небольшое содержание  $Al_2O_3$  (12–15 мас. %) и щелочных элементов ( $Na_2O + K_2O < 4$  мас. %), умеренное –  $MgO$

(5–8 мас. %) и высокое –  $Fe_2O_3$  (13–18 мас. %). Величина  $Mg/Mg + Fe^{++}$  в них имеет низкие (0.35–0.55) отношения. Судя по изменчивому и в целом низкому содержанию индикаторных элементов ( $Ni < 100$  ppm,  $Cr < 200$  ppm) в базитах, составы первичных мантийных выплавов были существенно дифференцированы в результате фракционирования, в первую очередь, оливина и пироксена, а также, возможно, за счет контаминации литосферным материалом при продвижении расплавов к поверхности. Важной особенностью состава основных пород района является высокое содержание  $TiO_2$  (от 2 до 5 мас. %), а также связь вариаций последнего с закономерными изменениями в распределении редких элементов и изотопного состава. Поэтому для удобства последующего рассмотрения изученные породы мы условно разделили на



**Рис. 2.** Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах Вилюйского палеорифта, нормированное по составу примитивной мантии [13].

1, 2 – базальты Вилюйского палеорифта: 1 – умереннотитанистые базальты, 2 – высокотитанистые базальты, 3 – рифтогенные базальты Алтае-Саянской области по [9], 4 – ОИВ (базальт океанических островов) по [13], 5 – траппы Сибирской платформы по [7].

две группы: умеренно-титанистых ( $\text{TiO}_2 < 3\%$ ) и высоко-титанистых ( $\text{TiO}_2 > 3\%$ ) базальтов.

Изотопно-геохимическая характеристика представительных образцов интрузивных и эффузивных основных пород приведена в табл. 1. Распределение нормированных по составу примитивной мантии редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых породах показывает, что высоко-титанистые базальты характеризуются более высоким содержанием несовместимых элементов по сравнению с умеренно-титанистыми породами. В то же время и те, и другие обладают спектрами распределения, близкими кривой распределения для ОИВ, особенно для легких РЗЭ (рис. 2) при некотором обогащении пород тяжелыми РЗЭ. При сравнении с другими проявлениями внутриплитного магматизма в пределах Сибирской платформы и ее ближайшего обрамления отмечается большое сходство рассматриваемых пород по составу с близкими к ним по возрасту высоко-титанистыми базальтами девонских грабенов Алтае-Саянской области, принадлежащих юго-западному обрамлению Сибирской платформы [6]. В то же время по сравнению с ними позднепермские – раннетри-

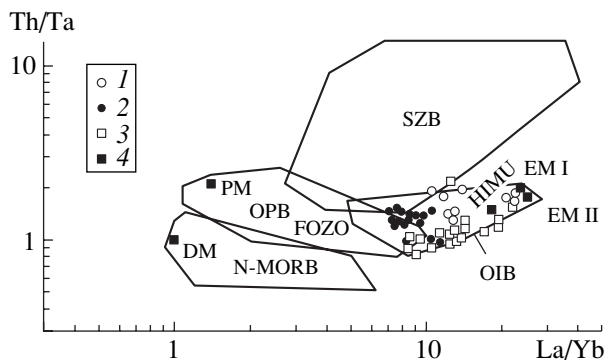
асовые траппы [7] характеризуются менее дифференцированным спектром REE ( $\text{La}/\text{Yb}_N = >8$  и  $\sim 5.4$  соответственно), обладают Ta–Nb-минимумом и, в целом, имеют более низкое содержание практически всех несовместимых элементов [6]. На графике Th/Ta–La/Yb (рис. 3) базиты Вилюйского палеорифта так же, как аналогичные породы Алтае-Саянской области, попадают в поле ОИВ и располагаются между составом FOZO (общий компонент мантийных плюмов разного состава) и источниками, представляющими обогащенную мантию (EMI, EMII) [8].

Изотопные составы неодима и стронция рассматриваемых образований представлены в табл. 1. Породы характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  и  $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ . На диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - \epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$  (рис. 4) точки их составов в целом расположены выше поля состава мантийных пород (mantle array). Среди изученных пород выделяется три группы. Одна из них объединяет умеренно-титанистые породы и характеризуется наиболее низкими величинами  $\epsilon_{\text{Sr}}(3.5-6.5)$  и пониженными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(1.7-2.8)$ . По отношению к ним контрастными являются породы с высокими значениями величини-

**Таблица 1.** Представительные составы базитов Виллойско-Мархинского дайкового пояса в пределах Накынского кимберлитового поля

Компонент	427/2	420/54	4/00	10/00	16в/00	v/16	23/00	26/00	22/00	126	2г/00
SiO <sub>2</sub>	48.34	48.78	46.74	47.85	47.49	47.83	48.78	46.25	46.51	46.7	46.47
TiO <sub>2</sub>	2.53	2.34	4.5	3.24	3.28	2.87	2.12	4.83	4.93	4.88	4.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.38	14.41	12.17	13.4	14.18	13.1	13.45	13.04	11.94	11.7	13.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)	13.36	13.88	17.53	14.9	16.17	17.79	14.8	16.95	17.83	17.9	14.31
MnO	0.15	0.16	0.3	0.16	0.2	0.36	0.31	0.44	0.3	0.16	0.13
MgO	5.78	6.08	5.28	5.61	4.91	5.29	6.06	5.06	5.83	5.66	6.35
CaO	10.2	10.26	8.77	10.2	9.64	9.23	10.67	9.14	7.14	7.71	9.12
Na <sub>2</sub> O	2.37	2.16	2.04	2.18	2.39	2.14	2.08	2.32	2.03	2.15	2.21
K <sub>2</sub> O	0.84	0.71	1.79	1	0.97	0.91	0.69	0.97	1.54	1.54	1.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.26	0.4	0.3	0.35	0.29	0.22	0.54	0.72	0.7	0.51
П.п.п.	1.65	0.95	0.69	1.25	0.58	0.41	0.92	0.6	1.36	1.02	0.93
mg <sup>#</sup>	50.4	50.4	41	46.8	41.5	41	48.7	41	43.5	42.4	50.7
Sc	31.7	26.7	31.4	32.2	34.3	25.5	36.4	28.5	20.1	27.87	22.94
V	311	240	346	306	294	246	219	379	273	258	276
Cr	139	62.3	16.7	147	70.4	22.6	45.3	37.3	24	38.3	42.3
Co	37.3	39.9	40.1	44.3	38.9	41.3	48.1	42.7	33	39.8	43.1
Ni	44.8	42.4	29.5	33.8	41.6	39.2	42.7	31.2	24.8	32.7	53.2
Ga	18.1	16.9	19.7	21.2	22	17.2	17.5	24.1	18.7	21	21.3
Rb	18.2	13.8	31.7	17.6	25.4	21.1	15.4	18	30.9	36.1	36.2
Sr	356	318	383	498	303	339	233	419	268	232	561
Y	24.6	22.8	37.6	30.7	38	30	25.7	55.3	53.7	62.7	27.5
Zr	157	139	268	201	256	181	140	411	402	460	264
Nb	19.6	16.4	29.7	26.9	36	21.9	17	47.9	38.6	44	35.6
Cs	0.22	0.11	0.36	0.21	0.44	0.32	0.45	0.21	0.61	1.24	0.54
Ba	238	192	275	167	229	290	206	361	256	253	309
La	28.8	24.1	42.6	32.2	48.7	28.9	24.5	67.7	57.4	62.7	46.6
Ce	60.1	49.9	89.8	68.8	91.9	60.1	51.3	137	123.2	135.3	100.1
Pr	6.8	5.79	9.7	7.94	10.2	7.16	5.8	16.08	14.58	15.81	11.58
Nd	27.7	22.3	39.2	31.6	40.1	28.7	23.5	65.5	59.7	63.6	45.9
Sm	5.85	4.61	7.88	6.57	7.59	6.22	4.87	14.27	12.78	14.01	9
Eu	1.83	1.44	2.34	2.08	2.32	1.85	1.44	3.82	3.23	3.74	2.69
Gd	5.68	4.67	7.59	6.69	8.11	6.46	4.95	14.29	12.42	14.09	7.84
Tb	0.88	0.75	1.24	1.08	1.3	1.03	0.83	2.29	2.01	2.18	1.18
Dy	5.04	4.28	7.26	5.85	7.58	5.9	4.77	13.11	11.73	12.63	6
Ho	1.03	0.89	1.47	1.22	1.63	1.18	0.99	2.6	2.35	2.5	1.04
Er	2.68	2.32	3.87	3.1	4.35	3.18	2.81	6.48	5.66	6.23	2.63
Tm	0.38	0.32	0.51	0.42	0.62	0.48	0.38	1.01	0.9	0.92	0.35
Yb	2.24	1.9	3.12	2.58	3.62	2.9	2.51	5.47	4.94	5.33	1.99
Lu	0.3	0.25	0.43	0.32	0.51	0.38	0.36	0.75	0.71	0.74	0.25
Hf	3.95	3.35	6.11	5.01	6.38	4.72	3.49	10.89	10.49	11.33	6.07
Ta	1.12	0.98	1.67	1.53	2.03	1.19	1.01	3.2	2.25	2.35	2
Pb	0.38	0.05	2.98	0.05	1.82	4.17	0.99	0.14	0.05	0.53	0.84
Th	1.84	1.31	3.34	2.2	3.1	2.06	1.65	4.42	4.22	5.05	3.74
U	0.5	0.39	0.88	0.61	0.89	0.65	0.52	1.38	1.22	1.56	0.99
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.14	0.1208	0.2158	0.093	0.2486	0.173	0.172	0.1095	0.328	0.312	0.1722
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr*	0.7053	0.705	0.7071	0.7062	0.7059	0.7066	0.7052	0.7062	0.7065	0.7062	0.707
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr**	0.7045	0.7044	0.7059	0.7057	0.7045	0.7056	0.7043	0.7056	0.7047	0.7045	0.7061
εSr(T)	6.6	4.6	25.8	24	6.8	22.5	3.5	22.7	8.9	6.5	28.6
<sup>143</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.13731	0.13966	0.13496	0.14023	0.13759	0.13997	0.13955	0.13965	0.13932	0.13981	0.12911
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd**	0.51257	0.5126	0.51266	0.51267	0.51267	0.51265	0.51263	0.51275	0.51276	0.51274	0.51253
εNd(T)	1.75	2.18	3.49	3.48	3.53	2.97	2.77	5.05	5.3	4.75	1.26

Примечание. Sm–Nd и Rb–Sr изотопные определения выполнены Д.З. Журавлевым на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в ИГЕМ РАН по стандартной методике (\* измеренные, \*\* скорректированные на  $T = 390$  млн. лет.). Многоэлементный анализ проб проводился на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad 3 производства фирмы "VG Elemental". Силикатный анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН.

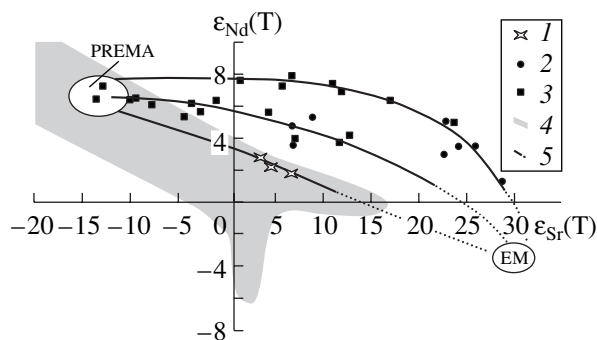


**Рис. 3.** Положение базитов северо-западного плеча Вилуйского палеорифта на диаграмме La/Yb–Th/Ta по [8].

1, 2 – базальты Вилуйского палеорифта: 1 – соответствующие составам табл. 1, 2 – прочие, 3 – высоко-титанистые рифтогенные базальты Алтае-Саянской области, 4 – составы типовых мантийных источников по [8].

Поля разных типов базальтов и некоторых мантийных источников: OIB – океанических островов, OPB – океанических плато, N-MORB – срединно-океанических хребтов, SZB – зон субдукции. HIMU – источник с высоким  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  отношением, EM I + EM II – обогащенная, DM – деплетированная, PM – примитивная мантия, FOZO – “фокальная зона” или область схождения трендов изотопных составов некоторых мантийных плюмов на трехмерной изотопной диаграмме [15].

ны  $\epsilon_{\text{Sr}}(22-29)$ . Они представлены высоко-титанистыми базальтами и объединяются во вторую группу составов. Третью группу представляют также высоко-титанистые породы. Однако они отличаются от пород второй группы более низкими значениями величины  $\epsilon_{\text{Sr}}(6.5-9)$ , а по сравнению с породами первой группы обладают более высокими значениями величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(3.5-5.5)$ . В целом распределение на графике фигуративных точек составов первой и второй групп пород позволяет рассматривать их в рамках модели смешения, с одной стороны, деплетированного и, с другой, обогащенного радиогенным стронцием источников. При сопоставлении базитов Вилуйского палеорифта с девонскими (т.е. одновозрастными с ними) рифтогенными базитами Алтае-Саянской области [6] видно, что составы пород обеих областей подчиняются общим закономерностям распределения (см. рис. 4). Они располагаются выше поля составов мантийной корреляции и группируются вдоль выгнутых кверху гипербола смешения, предполагающих высокое и, в то же время, переменное отношение Sr/Nd в обогащенном радиогенным стронцием источнике. С этим предположением вполне согласуются данные о наличии прямой корреляции между  $\epsilon_{\text{Sr}}$  и Sr, с одной стороны, и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и Nd, с другой. В частности, экстремально высокие изотопные отношения стронция (0.708–0.709), а также высокие содержания бария и ка-



**Рис. 4.** Диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$  для базитов северо-западного плеча Вилуйского палеорифта: 1 – умеренно-титанистые базальты, 2 – высокотитанистые базальты, 3 – рифтогенные базальты Алтае-Саянской области по [9], 4 – поле составов мантийных пород (mantle array), 5 – гипербола смешения, отвечающие высокой величине Sr/Nd и варьирующему содержанию Sr в источнике EM.

Мантийные источники: PREMA – умеренно деплетированная мантия, EM – мантия, обогащенная радиогенным стронцием.

лия были установлены в базитах с повышенным валовым содержанием стронция (до 3000 ppm) [4]. Исходя из этих закономерностей, можно предположить, что обогащенный источник характеризовался высоким содержанием элементов с крупным ионным радиусом и относительно пониженным содержанием других элементов, включая РЗЭ. Другой источник девонских базальтов в соответствии с данными [6], вероятно, отвечал умеренно деплетированной мантии типа PREMA и характеризовался пониженным отношением Sr/Nd.

Оценивая происхождение источников магматических пород Вилуйской рифтовой области, мы обращаем особое внимание на сходство их состава с породами среднепалеозойских рифтовых зон Алтае-Саянской области. Это сходство прослеживается в высоком содержании  $\text{TiO}_2$ , в закономерностях распределения несовместимых элементов, а также в близких изотопных составах пород. В то же время рассматриваемые образования отличаются от пород внутриплитных ассоциаций других возрастных уровней, возникших в пределах Сибирской платформы и ее ближайшего обрамления [9]. Все это позволяет заключить, что основные породы Вилуйской и Алтае-Саянской внутриплитных областей возникли в связи с деятельностью близких по составу и времени существования магматических источников. Учитывая, что их образование протекало в пределах разной по составу и возрасту формирования континентальной коры, следует сделать вывод, что вклад континентальной литосферы в источники этих пород в целом был незначительным и, сле-

довательно, определяющую роль в их происхождении играла мантия.

Состав верхней мантии в регионе, по-видимому, можно оценить на основе данных о составе магматических пород в офиолитовых зонах ювенильной каледонской коры, которые обрамляют Сибирский кратон практически со всех сторон. Это соседство свидетельствует о перемещении кратона в тот сектор Земли, где формировалась каледонская кора и где верхняя мантия имела изотопный состав, близкий к составу магматических пород офиолитовых комплексов. Последние обладают характеристиками базальтов типа MORB и выделяются, в первую очередь, высокими величинами  $\epsilon_{Nd}$  ( $\sim +10$ ) и низкими концентрациями несовместимых элементов [9]. Поэтому скорее всего такая верхняя мантия, как источник, имела мало общего со среднепалеозойскими базитами. В строении офиолитовых комплексов были установлены также базальты типа OIB, для состава которых характерны повышенные содержания  $TiO_2$ , и относительно пониженные величины  $\epsilon_{Nd}$  (от 6 до 8) [9, наши неопубликованные данные]. Эти базальты связываются с деятельностью мантийных плюмов, а их геохимические и изотопные характеристики в наибольшей степени близки к составу рассматриваемых в статье пород. На основании этого мы полагаем, что формирование базитовых ассоциаций среднепалеозойских рифтовых зон было сопряжено с деятельностью мантийных плюмов, область зарождения которых располагалась не выше границы верхней и нижней мантии. Вариации состава, фиксируемые продуктами плавления этих плюмов, по-видимому, определялись участием в их строении, наряду с мантией типа PREMA, фазы, которая была обогащена элементами с крупными ионным радиусом и характеризовалась повышенными значениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Очевидно, что этой фазе свойственны особенности состава, типичные для корового материала, и, возможно, она отвечала субдуцированной литосфере, вовлеченной в рециклинг в результате плюмовой активности.

Изложенный материал позволяет предложить следующую модель развития среднепалеозойского магматизма и рифтогенеза в восточной части Сибирской платформы [4, 10, 12]. В среднем палеозое литосферная плита платформы и ее складчатое обрамление располагались над нижнемантийным горячим полем мантии, питавшим в верхней мантии по крайней мере два крупных мантийных плюма с близкими по составу продуктами их магматической деятельности. Один из них располагался в основании восточной Сибири, другой у юго-западной окраины платформы. С воздействием обоих плюмов на литосферу было связано образование систем рифтов тройного сочленения [12]. В восточной части Сибирской платформы развитие подобной системы

рифтов сопровождалось расколом платформы вдоль двух ветвей рифтовой системы, тогда как третья ветвь, направленная в глубь континента, сохранилась как Вилуйский палеорифт. Расколу предшествовало образование свода, поверхность которого, вероятно, воздымалась не менее чем на 1–3 км, что должно было обеспечить активный рифтинг [11]. Количество расплава, генерируемого плюмом, определяется его температурой, а также мощностью литосферы и ее физическими свойствами. В пределах Сибирской платформы масштабная магматическая продуктивность в среднем палеозое ограничивалась областями древней деструкции – рифейскими авлакогенами с утоненной и ослабленной литосферой, к которым, в частности, относится Вилуйская синеклиза. По-видимому, это было связано с тем, что подъем вещества плюма под тонкую литосферу, дополнительно ослабленную зонами рифтовых расколов, сопровождался декомпрессионным плавлением и образованием больших объемов исключительно базальтовых расплавов. Подъем плюма под архейскими террейнами ограничивался более мощной (до 200 км и более) литосферой последних. Вероятно, здесь плавление происходило на более глубоких уровнях и при более низкой степени частичного плавления, благодаря чему появлялись расплавы, соответствующие кимберлитам и другим щелочно-ультраосновным и щелочным типам глубинных магматитов. В переходных зонах между древними блоками и рифейскими авлакогенами происходило сочетание обоих типов магматизма, в результате чего здесь формировались пояса магматических пород типа Вилуйско-Мархинского, в пределах которого присутствуют как базиты, характерные для рифтовых зон, так и кимберлиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–65286, 02–05–64196, 02–05–64191).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.
2. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1992. 128 с.
3. Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. // Геология и геофизика, 1998. № 12. С. 1693–1703.
4. Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. // Отеч. геология. 2002. № 4. С. 40–44.
5. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
6. Ярмлюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

7. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Курда Н.П. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575–1587.
8. Tomlinson K.Y., Condie K.C. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2001. № 352. P. 341–358.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
10. Ernst R.E., Buchan K.L. // Amer. Geophys. Union. Monogr. 1997. V. 100. P. 297–333.
11. Arndt N.T., Christensen U. // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B7. P. 10967–10981.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2004. № 4. С. 420–440.
13. Sun S.-S., McDonough W.F. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
14. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. // Contribs Mineral. and Petrol. 1990. V. 104. P. 631–544.
15. Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Wighthead J.A. // Science. 1992. V. 256. P. 517–520.