

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

УДК 552.325(551.24) 550.384; 551.215

**БАЗИТЫ ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА.
ГЕОХИМИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СТАНОВЛЕНИЯ
М.Д. Томшин¹, А.Г. Копылова¹, К.М. Константинов^{2,3}, С.С. Гоголева¹**

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

²Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», 678174, Мирный, Чернышевское шоссе, 16, Россия

³Институт земной коры, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Приводятся результаты исследований базитов Вилуйского палеорифта. На основе анализа данных по изотопному датированию базитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом впервые обоснована последовательность их формирования, которое проходило на протяжении ~ 18 млн лет. Процесс формирования начался со становления силлов долеритов Контайско-Джербинской зоны (378.0—380.7 млн лет). Затем (372—373 млн лет) внедрились дайки Вилуйско-Мархинской зоны. Последними (362—364 млн лет) образовались дайки Чаро-Синской зоны. В ходе длительного плюм-литосферного взаимодействия в процессе плавления базальтовый расплав последовательно обогащался титаном, фосфором, REE и HFSE, LILE. Накопление расплава и формирование магматической линзы на границе кора—мантия привело к ранней глубинной (35—40 км от палеоповерхности) кристаллизации расплава, которая проходила в восстановительной обстановке при температуре 1450—1470 °С.

Предполагается, что становление и раскрытие Вилуйского палеорифта связано с разворотом в раннефаменское время Ангаро-Анабарского геоблока относительно Алданского на 22°. Эйлеровый центр вращения находился в южной части рифтовой структуры, а зона плавления располагалась непосредственно под рифтом.

Средний палеозой, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, палеомагнитные исследования, дайковые пояса, долериты.

**BASITES OF THE VILYUI PALEORIFT: GEOCHEMISTRY AND SEQUENCE
OF INTRUSIVE EVENTS**

M.D. Tomshin, A.G. Kopylova, K.M. Konstantinov, and S.S. Gogoleva

We present results of study of the basites of the Vilyui paleorift. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic ages were used to establish the sequence of their intrusion, which lasted ~18 Myr. Dolerite sills of the Kontai–Dzherba zone were the first crystallizing phase (378.0—380.7 Ma), which was followed by the intrusion of dikes of the Vilyui–Markha zone (372—373 Ma). Dikes of the Chara–Sinsk zone were the last crystallizing phase (362—364 Ma). The prolonged plume–lithosphere interaction resulted in the successive enrichment of basaltic melt with titanium, phosphorus, REE, HSFSE, and LILE. Accumulation of the melt and formation of a magmatic lens at the crust–mantle boundary led to early crystallization of the melt at a depth of 35—40 km from the paleosurface under reducing conditions at a temperature of 1450—1470 °С. We assume that the inception and sequent opening of the Vilyui paleorift were associated with the relative rotation of 22° of the Angara–Anabar block with respect to the Aldan block in Early Famennian time. The Euler pole of rotation was located in the southern part of the paleorift, and a melting zone was directly beneath it.

Middle Paleozoic, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, paleomagnetic studies, dike swarms, dolerites

ВВЕДЕНИЕ

Вилуйский среднепалеозойский палеорифт — крупный структурный элемент востока Сибирской платформы. Впервые его рифтовая природа была обоснована К.К. Левашовым [Левашов, 1975]. Наиболее детально его строение рассмотрено в работе [Гайдук, 1988], а история формирования структуры

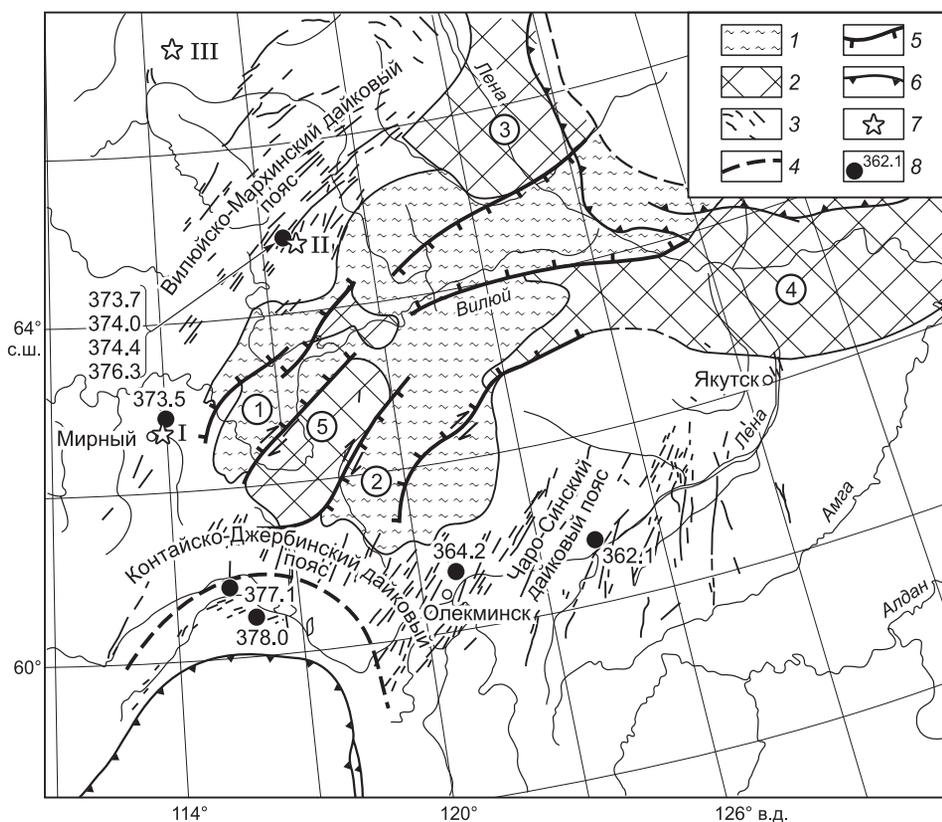


Рис. 1. Схема строения Вилуйского палеорифта [Томшин, 2000].

1 — впадины, выполненные терригенными отложениями мощностью до 6 км (1 — Ыгыаттинская; 2 — Кемпендяйская); 2 — участки наибольших поднятий (3 — Джарджанское, 4 — Якутское, 5 — Сунтарское); 3 — дайковые пояса; 4 — контуры распространения силлов Контайско-Джербинского пояса; 5 — сбросы; 6 — фронты фанерозойских орогенных поясов; 7 — кимберлитовые поля (I — Мирнинское, II — Накынское, III — Далдыно-Алакатское); 8 — возраст, млн лет.

с использованием бэкстриппинг-анализа в работе [Полянский и др., 2013]. Данные о тектоническом строении, структуре земной коры по результатам глубинного сейсмозондирования, широко проявленном базитовом магматизме со щелочной специализацией и наличии многократных даек, согласно представлениям А.Ф. Грачева [Грачев, 1977], однозначно указывают на рифтовый механизм формирования данной структуры. Участвующие в строении рифта впадины представляют собой грабены и полуграбены, ориентированные в северо-восточном направлении. Они разбиты поднятиями (горстями) и ограничены сбросами с амплитудой перепада до 1.5 км. Кроме того, на основе палеомагнитных данных [Tomshin, Konstantinov, 2005; Pavlov et al., 2008] установлено вращение Анабаро-Ангарского геоблока относительно Алданского на 20—25°. Вращение привело к неоднородному растяжению коры с образованием депрессии, при этом оценки степени утонения коры на западном и восточном участках рифта составляют 1.55 и 2.15 раза (соответственно). В истории формирования Вилуйской рифтовой системы В.В. Гайдук [Гайдук, 1988] выделяет несколько стадий: средний девон — формирование пологой депрессии и накопление в живетское время карбонатных осадков; начало фамена — поднятие и массовое внедрение магмы основного состава; фамен-ранний карбон — формирование рифтовых структур, грабенов, горстов с проявлением в основном кислого вулканизма и накопление эвапоритов. По бортам рифта формируется система линейно вытянутых глубинных разломов, являвшихся основными магмопроводниками: Вилуйско-Мархинская на северо-западе; Чаро-Синская на юго-востоке и Контайско-Джербинская в центриклинальном замыкании рифтовой структуры (рис. 1). В ходе внедрения по этим разломам базитовой магмы были сформированы протяженные одноименные дайковые пояса, которые подчеркивают рифтогенную природу Вилуйской структуры. Для Вилуйско-Мархинской и Чаро-Синской зон дайковая форма магматитов преобладает, в пределах Контайско-Джербинской доминируют силлы, основная масса которых сосредоточена в карбонатных отложениях нижнего палеозоя. Все выделенные зоны разломов имеют северо-восточное простирание.

Расположенное на юго-западном окончании рифта Контайско-Джербинское рассеянное поле даек и силлов имеет протяженность 250 км при ширине около 85 км. Практически на 700 км протянулся

Вилу́йско-Мархинский дайковый пояс, изменяющий свою ширину от 30 км на юге до 150 км на севере. В северной части он меняет свое преимущественно северо-восточное простирание на восточное с образованием Чимидикянского роя кулисообразно расположенных даек. Чаро-Синский дайковый пояс протянулся на 450—500 км при ширине 170 км на севере и 290 км на юге.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ ВИЛУЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Контайско-Джербинский пояс силлов и даек. В Контайско-Джербинской зоне преобладают силлы долеритов, а дайкообразные тела пользуются ограниченным распространением. Внедрение силлов происходило в горизонтально залегающие или незначительно прогнутые толщи пород нижнего палеозоя. В вертикальном разрезе последних выделяются до 10 ярусов внедрения силлов. Мощность их колеблется от 15 до 100—110 м. Наиболее мощные интрузивы отмечены в низовьях р. Бол. Патом (до 100 м Талактахский силл) и на р. Лена (от р. Джерба до р. Точильная). В северном направлении мощность силлов уменьшается до 40 м и менее. В этом же направлении уменьшается и степень их деформации. Фракционирование магмы во внутрикамерной обстановке обуславливает образование пород, состав которых изменяется от офитовых долеритов и призматически-офитовых габбро-долеритов до троктолитовых габбро-долеритов, содержащих до 25 % оливина. В строении мощных силлов появляются шилы феррогаббро и сиеногаббро. Все разности пород содержат от 3 до 10 % порфиrowого плагиоклаза — признак докамерной кристаллизации базальтовой магмы. Приконтактные участки силлов представлены порфиrowыми микродолеритами с вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Преобладающим типом пород, слагающих интрузивы, являются призматически-офитовые габбро-долериты, выполненные плагиоклазом (An_{72-38}), авгитом ($Wo_{40-43}En_{46-40}Fs_{18-15}$), оливином (Fa_{35-23}) и окисно-рудными минералами. В мезостазисе присутствуют кварц, калиевый полевой шпат (иногда в микропегматитовом сростании), обыкновенная роговая обманка, биотит и апатит.

Вилу́йско-Мархинский дайковый пояс. В пределах дайкового пояса магматическая деятельность связана с формированием силлов, хонолитов, даек и эруптивных аппаратов базитового состава. Все они размещены среди карбонатных отложений кембрия и ордовика. Протяженность даек — первые десятки километров, максимальная мощность их изменяется от 6—8 до 80 м. Мощность силлов, в том числе и по данным бурения, не превышает первых десятков метров. Располагающиеся по юго-западному борту дайкового пояса лавы базальтов аппаинской и эмьяксинской свит, образованные в более позднее время, связаны с формированием собственно Вилу́йской палеорифтовой долины, и с долеритами дайкового пояса совмещены лишь пространственно.

По особенностям вещественного состава, зафиксировавшим основные тенденции эволюции базальтовой магмы в докамерной и внутрикамерной обстановке, выделяются следующие типы пород: офитовые и призматически-офитовые габбро-долериты, дайки пятнисто-пойкилоофитовых габбро-долеритов, интрузивы такситоофитовых габбро-долеритов, трещинные интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов с обособлениями анортозитовых габбро-долеритов или монцонит-порфиrow, дайки субщелочных габбро-долеритов, трубки взрыва, выполненные базальтовыми туфобрекчиями. Все габбро-долериты являются кварцсодержащими.

Интрузивы характеризуются слабопроявленными процессами внутрикамерной дифференциации магмы, обычно в каждом конкретном теле присутствует одна разность пород. Редкое исключение составляют объекты, сформированные из расплава, длительно эволюционирующего в докамерной глубинной обстановке, в результате анортозитовой [Олейников, Томшин, 1976] или монцонитоидной [Томшин и др., 1985; Королева, 1991] дифференциации. В настоящее время обособления анортозитовых габбро-долеритов и монцонит-порфиrow установлены только в дайках, расположенных в пределах Накынского кимберлитового поля [Земнухов и др., 2005]. Ограниченным распространением пользуются дайки плагиодолеритов, выполняющие Чимидикянский рой в рамповой зоне северо-западного обрамления Вилу́йско-Мархинского пояса. Особенность состава плагиодолеритов — обильное (до 70 об. %) развитие в них не крупных порфиrowых выделений плагиоклаза лабрадорного состава (An_{71-63}). Кроме плагиоклаза фенокристаллы в этих породах представлены магнизиальным оливином и октаэдрами хромистого (до 1.2 % Cr) титаномагнетита.

Преобладающим типом пород интрузивов Вилу́йско-Мархинского дайкового пояса являются призматически-офитовые габбро-долериты. Особенность пород — устойчивое присутствие в них позднематического кварца, количество которого может достигать 5—6 об. %. Практически повсеместно габбро-долериты содержат 3—5 % продуктов ранней кристаллизации магмы, к которым относятся битовнит (An_{88-80}), хризолит-гиалосидерит (Fa_{21-35}) и реже магнизиальный клинопироксен ($Wo_{35-37}En_{54-52}Fs_{11-12}$). Наиболее существенна (18—25 об. %) доля раннего плагиоклаза в анортозитовых габбро-долеритах. Внутрикамерный парагенезис габбро-долеритов включает плагиоклаз более кислого состава (An_{78-44}), авгит ($Wo_{43-37}En_{49-41}Fs_{15-21}$), гортонолит (Fa_{39-56}), окисно-рудные минералы и апатит. Характер-

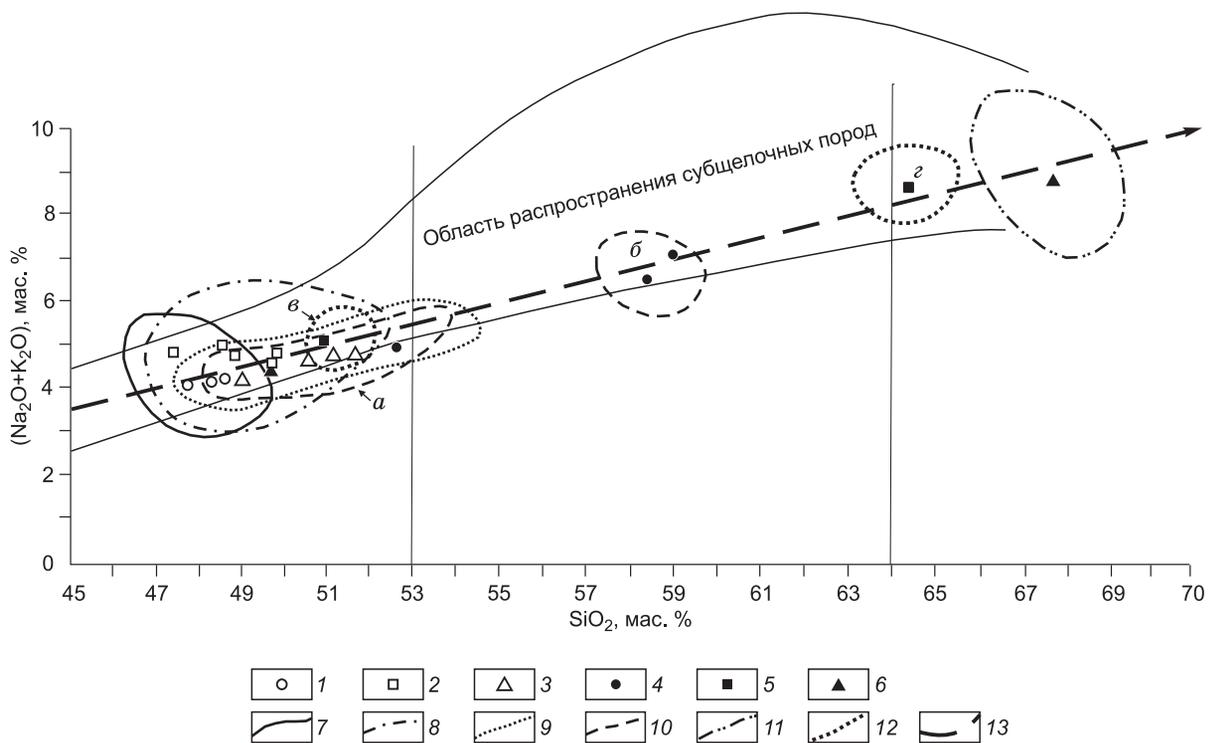


Рис. 2. Фигуративные точки среднего состава тел и поля частных анализов пород различных групп интрузивов Чаро-Синской зоны глубинных разломов [Томшин и др., 1985].

1—6 — средние составы (1 — долериты и габбро-долериты; 2 — кварцевые габбро-долериты; 3 — субщелочные габбро-долериты; 4 — кварцевые монцонитпорфиры двухфазных даек; 5 — кварцевые сиенитпорфиры двухфазных даек; 6 — кварцевые сиенитпорфиры Олекминского интрузива); 7—12 — поля частных анализов пород различных групп интрузивов (7 — долериты и габбро-долериты; 8 — кварцевые габбро-долериты; 9 — субщелочные кварцевые габбро-долериты в одноактных дайках; 10 — двухфазные дайки (а — фаза субщелочных кварцевых габбро-долеритов; б — фаза кварцевых монцонитпорфиров); 11 — кварцевые сиенитпорфиры Олекминского интрузива; 12 — двухфазные дайки (в — фаза субщелочных кварцевых габбро-долеритов, г — фаза кварцевых сиенитпорфиров); 13 — тренд дифференциации субщелочной толеит-базальтовой магмы Чаро-Синской зоны глубинных разломов.

ны типичные для среднепалеозойских базитов обыкновенная роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат. Количество двух последних минералов вместе с кварцем иногда достигает 15 об. %.

Чаро-Синский дайковый пояс. В пределах данного пояса магматическая активизация началась со становления силлов и даек габбро-долеритов и их кварцевых аналогов. Затем происходило внедрение расплава, формировавшего субщелочные кварцевые габбро-долериты, которые сменились кварцевыми монцонит-порфирами. Магматизм завершился становлением тел кварцевых сиенит-порфиров, слагающих как самостоятельные интрузивы (Олекминский штук), так и поздние инъекции в многократных дайках [Томшин и др., 1985]. В южной части пояса доминируют сложные многофазные тела типа «дайка в дайке», мощность отдельных тел здесь превышает 200 м. В северном направлении многократные дайки сменяются дайками большой протяженности (например Туолбинская дайка имеет длину 250 км и мощность до 120 м). Наличие в расколах зоны многократных дайковых тел, в сложении которых участвуют по два-три дифференциата, различающихся по кремнекислотности и щелочности, ранние из которых образованы породами габброидного семейства, а поздние — типичными монцитонитоидами, свидетельствует о том, что они возникли в результате эволюции единой магмы, имевшей изначально субщелочную толеит-базальтовую природу (рис. 2). Характер такой дифференциации был рассмотрен в работе [Олейников и др., 1984], а затем в работах [Томшин и др., 1985; Королева, 1991] обоснован как монцитонитоидная тенденция дифференциации толеит-базальтового расплава. Кварцевые габбро-долериты Чаро-Синской зоны выполняют и самостоятельные тела, и являются первой фазой в многофазных дайках. В габбро-долеритах постоянен протоплагноклаз (от 3—5 до 15 %). Вместе с ранним плагиоклазом (An_{75-68}) в докамерной обстановке кристаллизовались хризолит (Fa_{21-24}), магнизиальный авгит ($Wo_{37}En_{52}Fs_{11}$), гранат альмандинового и спессартин-альмандинового составов, рутил и муассанит. Для внутрикамерного этапа кристаллизации характерен более кислый плагиоклаз (An_{58-33}), более железистый

стые авгит ($Wo_{36-38}En_{43}Fs_{21-19}$) и оливин (Fa_{35-54}), обыкновенная роговая обманка, биотит, кварц, калиевый полевой шпат и микропегматитовый агрегат двух последних минералов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

Содержание породообразующих и редких элементов в базитах Виллойского палеорифта приведены в табл. 1, 2. В настоящей статье использованы данные по преобладающим типам пород. Базиты Виллойского палеорифта относятся к породам толеитовой серии (рис. 3, а) с содержанием $SiO_2 = 46.86—51.62$ %, суммой щелочей $Na_2O + K_2O = 3.07—4.92$ мас. %, при отношении $Na_2O/K_2O > 1$. Породы характеризуются относительно высоким содержанием $TiO_2 = 2.01—3.81$ % и $P_2O_5 = 0.25—0.63$ мас. %. На диаграмме $SiO_2 — Na_2O + K_2O$ (см. рис. 3, б) фигуративные точки средних составов отдельных конкретных интрузивов Котайско-Джербинской зоны по режиму щелочности локализируются в поле кварц-нормативных толеитовых базитов. Долериты Виллойско-Мархинского дайкового пояса почти поровну

Таблица 1. Средние составы (мас. %) среднепалеозойских базитов Виллойского палеорифта

Компонент	Зона разломов															
	Котайско-Джербинская					Виллойско-Мархинская (ВМ)										
	М-27*	М-28	М-44	М-32	М-41	Мир-12	ОБ-130	ОБ-233	ОБ-288	ОБ-251	38/43	ОБ-242	50/49-17	ОБ-501	ОБ-510	ОБ-528
SiO ₂	49.20	49.21	49.28	49.35	48.82	46.86	48.80	48.26	48.71	48.60	47.13	47.49	49.03	48.31	48.76	48.40
TiO ₂	2.01	2.09	2.30	2.40	2.04	3.12	3.20	2.32	2.81	2.33	3.55	3.78	2.93	2.62	2.94	3.06
Al ₂ O ₃	15.20	13.85	13.84	14.32	14.15	12.64	13.46	13.96	13.85	14.50	13.77	13.03	14.33	13.13	12.32	13.89
Fe ₂ O ₃	4.43	3.19	4.06	4.70	3.28	7.15	6.05	2.59	2.57	4.88	6.21	4.85	4.09	3.10	6.32	3.22
FeO	7.79	10.02	9.68	8.46	10.15	7.07	8.94	11.50	10.39	8.20	8.91	10.59	8.56	11.69	9.44	9.80
MnO	0.17	0.18	0.19	0.19	0.21	0.21	0.19	0.20	0.23	0.16	0.20	0.12	0.17	0.18	0.15	0.22
MgO	5.40	6.60	6.05	6.25	6.38	5.52	5.01	5.88	5.97	5.65	6.03	5.57	5.64	6.46	5.58	6.25
CaO	9.54	10.71	10.29	9.66	10.35	9.63	8.95	10.00	10.16	9.59	8.63	9.02	9.37	10.21	9.23	9.21
Na ₂ O	2.13	2.20	2.37	2.31	2.39	3.27	2.09	2.21	2.46	2.49	2.06	2.09	2.73	2.24	2.66	2.61
K ₂ O	1.10	0.82	0.86	0.94	0.76	1.58	1.27	1.04	0.98	1.32	1.67	1.49	1.62	0.97	1.15	1.33
P ₂ O ₅	0.25	0.24	0.27	0.31	0.23	0.33	0.60	0.31	0.33	0.29	0.35	0.52	0.33	0.29	0.41	0.35
H ₂ O	1.64	1.33	1.22	1.33	1.38	1.76	1.32	1.21	1.07	0.73	1.23	1.73	1.35	1.59	1.34	2.10
Сумма	99.18	100.5	100.4	100.3	100.1	99.54	99.89	99.58	99.53	100.0	99.73	100.2	100.1	100.4	100.3	100.5
Mg#	45	44	45	47	46	42	38	43	46	44	43	40	45	44	40	47
n	4	7	5	8	13	3	8	5	9	22	9	10	4	23	6	27

Компонент	Зона разломов															
	(ВМ)			Чаро-Синская												
	ОБ-566	ОБ-569	ОБ-571	М-6	М-11	М-14	Т6-14	М-19	М-24	М-26	М-56	М-57	М-69	М-70	М-71	М-115
SiO ₂	47.77	48.37	47.42	49.62	47.78	49.27	49.74	48.72	48.94	51.62	47.82	48.23	51.21	47.32	50.51	47.65
TiO ₂	3.62	3.16	3.37	3.52	3.71	2.38	2.99	3.80	3.37	2.84	3.31	3.56	3.13	3.81	3.16	3.47
Al ₂ O ₃	13.7	14.62	14.15	12.9	13.60	15.82	14.67	13.54	12.73	12.96	14.35	13.94	12.92	13.80	12.70	13.18
Fe ₂ O ₃	6.35	4.4	5.14	6.85	5.59	4.03	5.41	5.27	7.24	6.64	5.79	4.57	7.81	4.83	6.19	7.15
FeO	8.28	9.48	8.84	9.09	8.98	7.93	8.74	9.31	8.04	7.81	7.81	9.48	6.86	9.03	8.52	7.02
MnO	0.18	0.18	0.21	0.2	0.17	0.15	0.18	0.17	0.19	0.19	0.17	0.18	0.28	0.17	0.24	0.20
MgO	4.36	4.61	5.45	4.63	5.21	4.95	3.74	4.58	4.65	4.56	5.39	5.26	4.08	5.98	4.66	6.31
CaO	9.49	9.12	9.05	7.34	9.13	10.29	8.75	8.48	8.41	6.57	8.90	8.44	6.55	7.69	6.95	8.67
Na ₂ O	2.39	2.16	2.39	2.46	2.80	2.71	2.87	2.49	3.13	3.19	3.00	2.94	3.75	2.57	3.09	2.57
K ₂ O	1.22	1.15	1.26	1.91	2.12	0.70	1.92	2.07	1.02	1.44	1.00	1.16	0.97	2.12	1.52	1.55
P ₂ O ₅	0.4	0.34	0.42	0.63	0.58	0.25	0.45	0.59	0.56	0.55	0.40	0.42	0.54	0.43	0.52	0.34
H ₂ O	1.36	1.56	1.44	0.84	0.47	1.18	0.59	0.65	1.73	1.77	2.04	1.84	1.73	2.14	2.18	2.13
Сумма	99.12	99.15	99.16	99.99	100.2	99.66	100.1	99.67	100.0	100.2	100.0	100.0	99.82	99.87	100.24	104.3
Mg#	36	38	42	35	40	43	33	37	36	37	42	41	34	44	37	46
n	5	5	12	7	8	10	17	9	11	14	13	8	12	8	11	5

Примечание. Определение породообразующих элементов проводилось классическим методом «мокрой» химии в лаборатории физико-химических методов анализа (ИГАБМ СО РАН); $Mg\# = Mg^{2+} \times 100 / (Mg^{2+} + 0.85 \times Fe^{2+})$, n – количество анализов.

Таблица 2.

**Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов
в представительных пробах базитов Виллойского рифта**

Компо- нент	Зона разломов																
	Контайско-Джер- бинская			Виллойско-Мархинская								Чаро-Синская					
	М-28- 5	М-43- 4	М-134- 6	МИР 12/24	130/ Д-1	Т-68- 60	ОБ- 233-1	ОБ- 802-7	38/43- 91	ОБ- 566-1	ОБ- 534-4	М-14е	М-18- 2	М-73- 1	М-72- 1	М-26- 1	ТБ- 14-9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	49.17	48.76	49.48	47.56	48.59	49.2	48.13	47.39	48.23	47.96	48.84	50.57	49.47	49.52	49.56	52.95	49.44
TiO ₂	2.40	1.73	2.06	3.26	3.57	2.48	2.53	4.01	2.6	3.51	3.11	2.18	3.55	3.17	3.38	2.64	3.53
Al ₂ O ₃	13.7	13.62	15.55	12.87	13.08	15.38	14.24	12.88	14.46	14.08	13.05	17.33	12.4	12.9	12.36	13.26	13.15
Fe ₂ O ₃	4.53	2.46	3.08	6.64	4.92	3.43	2.79	6.92	2.94	5.97	3.38	3.77	3.67	6.5	6.97	5.84	5.19
FeO	9.71	9.69	8.34	6.75	10.08	9.42	10.25	9.63	9.82	8.46	12.44	7.67	8.7	8.22	9.06	8.46	9.31
MnO	0.19	0.2	0.16	0.2	0.2	0.17	0.19	0.23	0.2	0.12	0.25	0.15	0.14	0.18	0.26	0.23	0.2
MgO	6.15	5.83	5.63	5.5	5.18	5.04	5.57	5.36	5.12	3.87	4.97	3.65	4.8	4.51	4.32	3.00	3.42
CaO	10.01	13.87	9.34	10.14	8.33	9.53	10.05	9.7	9.04	10.18	9.05	9.99	9.85	7.28	7.07	6.24	9.78
Na ₂ O	2.04	2.9	2.60	3.04	1.96	2.94	1.85	2.21	2.79	2.21	2.13	2.77	2.86	3.42	2.73	3.00	3.61
K ₂ O	1.03	0.9	1.04	1.86	1.37	1.32	2.69	0.91	0.99	1.15	1.15	0.76	1.76	1.36	1.41	1.65	1.03
P ₂ O ₅	0.29	0.22	0.27	0.34	0.41	0.29	0.31	0.4	0.41	0.4	0.32	0.25	0.9	0.72	0.55	0.63	0.52
H ₂ O+	1.46	1.50	2.47	1.19	1.8	0.76	0.79	0.78	2.61	1.29	1.66	0.30	2.1	2.32	2.08	1.45	0.97
Сумма	100.5	99.43	100.0	99.95	99.58	99.96	99.56	100.5	99.21	99.37	100.3	99.39	100.2	100.2	99.75	99.39	100.1
Ni	86	94.3	71	52.8	52	112	104	57	72	74	69	46	47	18	10	19	19
Co	38	40.2	36	39	44	44	40	52	39	48	48	42	29	34	33	30.6	33
Cr	108	98	83	97	89	88	100	76	44	74	54	43	96	8.8	12	9.2	17
V	253	242	264	307	375	321	375	434	234	306	346	379	204	324	285	256	205
Sc	26	26	26	26	34	31	34	37	28	35	37	60	23	26	28	23	24
Cs	0.41	0.35	0.46	0.28	—	—	—	0.39	—	0.38	0.58	1.08	1.42	0.42	0.71	0.66	0.14
Rb	19.3	19.8	18.3	26.5	36.1	23.5	29.4	19.5	25.4	23.2	28.8	18	34.3	25.3	21.2	38.6	13.6
Ba	248	243	253	312	307	259	272	202	295	305	304	221	223	434	212	461	186
Th	2.43	2.22	2.63	3.75	3.71	2.31	2.44	3.56	3.17	3.58	3.13	2.1	6.21	3.24	4.36	5.02	3.24
U	0.56	0.58	0.52	1.11	1.06	0.67	0.73	0.77	0.91	0.9	0.75	0.84	1.64	0.7	1.04	1.34	0.83
Nb	20.85	26.7	15	38.7	38.7	24.9	26.7	33.2	37.0	19.0	19.6	19.4	51.6	21.6	23.3	26.7	43.2
Ta	1.65	1.77	1.52	2.87	2.48	1.64	1.77	2.85	2.41	1.47	1.65	1.21	4.14	2.1	2.56	2.59	2.86
Sr	351	386	316	530	401	369	864	354	503	344	394	232	596	434	420	296	569
Zr	150	148	152	268	370	200	235	313	266	282	243	187	451	241	288	340	264
Hf	3.93	3.78	4.07	6.40	7.77	4.75	5.76	7.25	6.7	6.73	5.44	5.7	11.1	6.46	7.9	8.97	6.5
Y	25	22	27	32	39	30	35	46	36	45	41	40	58	45	51	54	38
Pb	3.25	2.8	3.7	25.4	—	5.2	2.9	3.0	5.1	7.6	3.0	2.6	8.8	3.1	2.2	14.2	3.5
La	19.8	21.7	17.9	36.4	34	22.5	22.6	28.3	30.2	25.9	25.4	18	56.7	30.3	36.2	41.1	34.5
Ce	43.9	48.1	39.6	82.2	78.2	51.5	52.5	62.9	70.0	62.7	56.4	41	127.3	66.9	77.6	89.1	77.6
Pr	5.38	5.86	4.89	10.2	9.88	6.71	7.05	8.35	9.19	8.17	7.09	6.0	15.8	8.37	9.7	10.9	9.86
Nd	21.8	24.8	18.8	44.2	42.4	28.6	31.5	39.6	39.8	38.2	34.4	26.0	65.0	33.8	43.5	45.6	42.9
Sm	5.19	5.36	5.01	9.24	9.14	6.48	7.35	9.74	8.86	9.03	8.11	6.3	14.5	9.26	10.3	11.2	9.54
Eu	1.74	1.82	1.66	3.03	2.93	2.04	2.23	3.06	2.95	2.67	2.63	1.85	3.51	2.65	2.88	3.27	2.82
Cd	5.30	5.16	5.43	8.59	8.83	6.35	7.36	9.86	8.55	8.74	7.51	7.2	13.2	9.65	10.89	11.39	9
Tb	0.80	0.74	0.86	1.19	1.36	0.98	1.18	1.5	1.3	1.37	1.12	1.18	1.99	1.45	1.7	1.75	1.31
Dy	4.61	4.10	5.12	7.03	7.89	5.88	7.01	8.21	7.49	7.64	6.5	7.1	11.18	8.54	9.82	10.22	7.31
Ho	0.92	0.81	1.02	1.28	1.55	1.2	1.43	1.64	1.49	1.53	1.34	1.48	2.1	1.66	1.92	2.01	1.45
Er	2.42	2.12	2.71	3.59	4.1	3.1	3.71	4.36	3.66	4.23	3.72	3.9	5.43	4.28	5.3	5.4	3.85
Tm	0.35	0.30	0.39	0.44	0.59	0.46	0.56	0.66	0.52	0.67	0.57	0.62	0.77	0.62	0.74	0.78	0.54
Yb	2.11	1.83	2.38	2.79	3.6	2.82	3.47	3.74	3.2	4.04	3.59	3.8	4.39	3.49	4.21	4.47	3.27
Lu	0.33	0.29	0.36	0.38	0.52	0.41	0.49	0.53	0.45	0.51	0.49	0.54	0.66	0.55	0.64	0.7	0.5
ΣREE	115	123.0	106.1	210.6	205.0	139.0	148.4	182.5	187.7	175.5	158.9	125.0	322.5	181.5	215.5	237.9	204.4
(La/Yb) _n	6.95	8.51	5.39	9.36	6.77	5.71	4.67	5.43	6.77	4.60	5.08	3.40	9.26	6.23	6.17	6.60	7.56
Eu/Eu*	1.02	1.06	0.97	1.04	1.00	0.97	0.93	0.95	1.04	0.92	1.03	0.84	0.80	0.86	0.83	0.89	0.93
Nb/Nb*	1.09	1.39	0.79	1.20	1.25	1.25	1.30	1.20	1.37	0.72	0.79	1.14	0.99	0.79	0.67	0.67	1.48

Примечание. Редкие элементы анализировались методом (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC (ИМГРЭ, Д.З. Журавлев), анализы 1-3,13-17 на приборе ЕЛЕМЕНТ-II (ЦКП ИЗК СО РАН, С.В.Пантелеева), анализ 12 из [Polyansky, 2017]. Nb/Nb* = 0.3618×Nb/√(La·Th), Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n×Gd_n)^{0.5}, n — значения нормированы по составу хондрита [Sun, McDonough,1989].

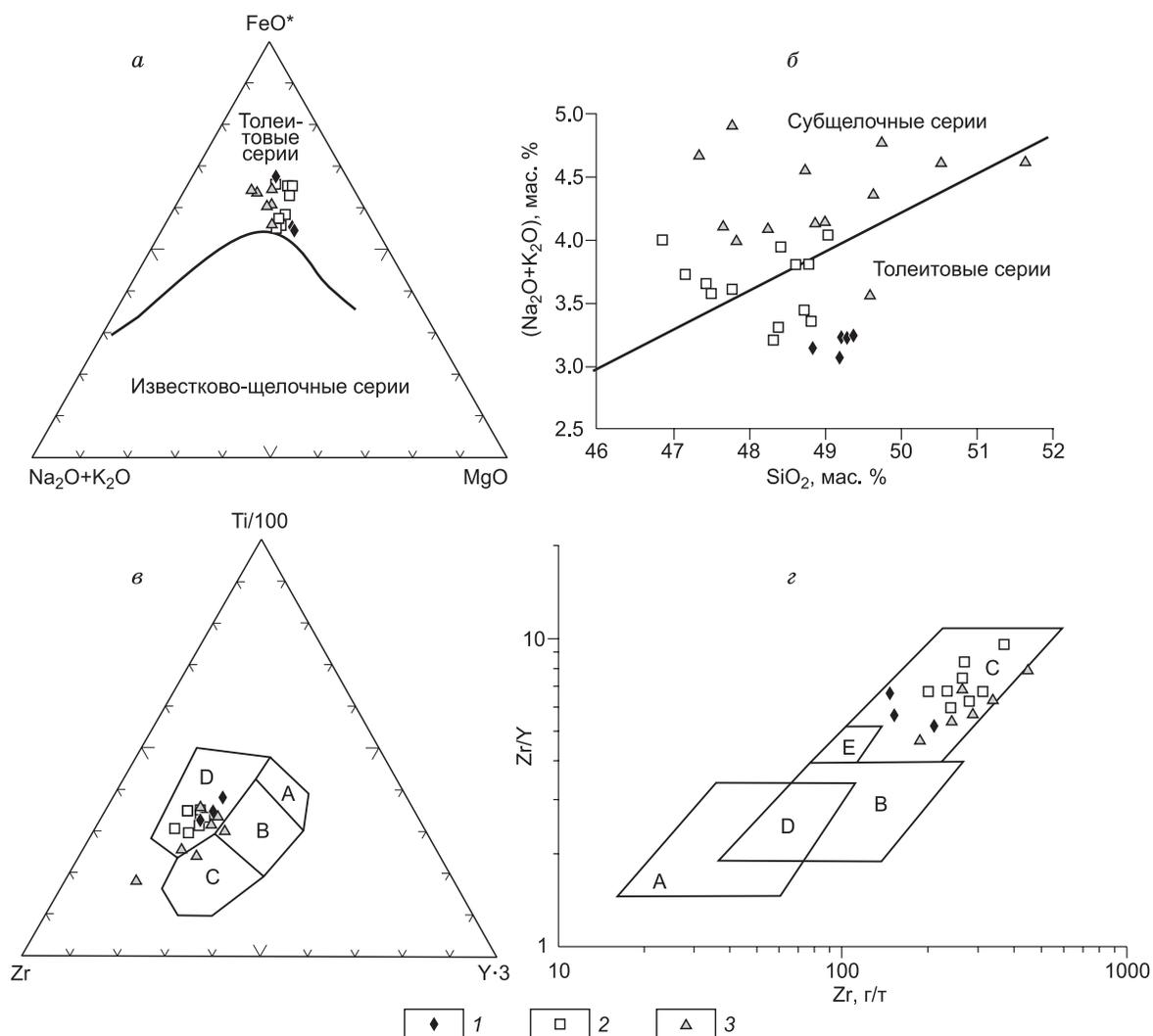


Рис. 3. Классификационные и дискриминационные диаграммы для долеритов Вилюйского палеорифта.

a — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—FeO}^*\text{—MgO}$ [Irvine, Baragar, 1971]; *б* — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [MacDonald, Bailey, 1973]; *в* — Zr—Ti—Y [Pearce, Cann, 1973] (A — толеиты островных дуг, B — базальты срединно-океанических хребтов, C — известково-щелочные базальты, D — внутриплитные базальты); *г* — Zr/Y—Zr [Pearce, Norry, 1979] (A — островодужные базальты, B — базальты срединно-океанических хребтов (MORB), C — внутриплитные базальты, D — островодужные базальты и MORB, E — внутриплитные базальты и MORB). 1 — долериты Контайско-Джербинской зоны, 2 — долериты Вилюйско-Мархинской зоны, 3 — долериты Чаро-Синской зоны.

разделены на толеитовые и субщелочные разности пород. Среди базитов Чаро-Синской зоны фиксируются единичные дайки обычных толеитов, но основная часть интрузивов сформирована расплавом повышенной щелочности и по петрохимическим характеристикам они группируются в поле субщелочных долеритов.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса и др. [Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979] по соотношению Zr—Ti—Y и Zr/Y—Zr точки составов располагаются в полях внутриплитных базальтов (см. рис. 3, в, г). Низкие значения индекса магнезиальности ($\text{Mg}\# = 34\text{—}47$) в долеритах подтверждают факт фракционирования базитового расплава до его подъема в современную камеру. При этом наиболее дифференцированными оказались инициальные магмы Чаро-Синской зоны разломов, в них степень магнезиальности имеет минимальные значения. Следует отметить общий рост содержаний титана, суммы щелочей и фосфора от пород Контайско-Джербинской зоны к Чаро-Синской (см. табл. 1).

Содержание сидерофильных элементов хорошо коррелируется с долей магния в породе. В низкомагнезиальных базитах Чаро-Синского дайкового пояса установлены самые минимальные содержания (г/т) 10 Ni, 29 Co, 8.8 Cr, 23 Sc. Распределение нормированных по составу хондрита редкоземельных

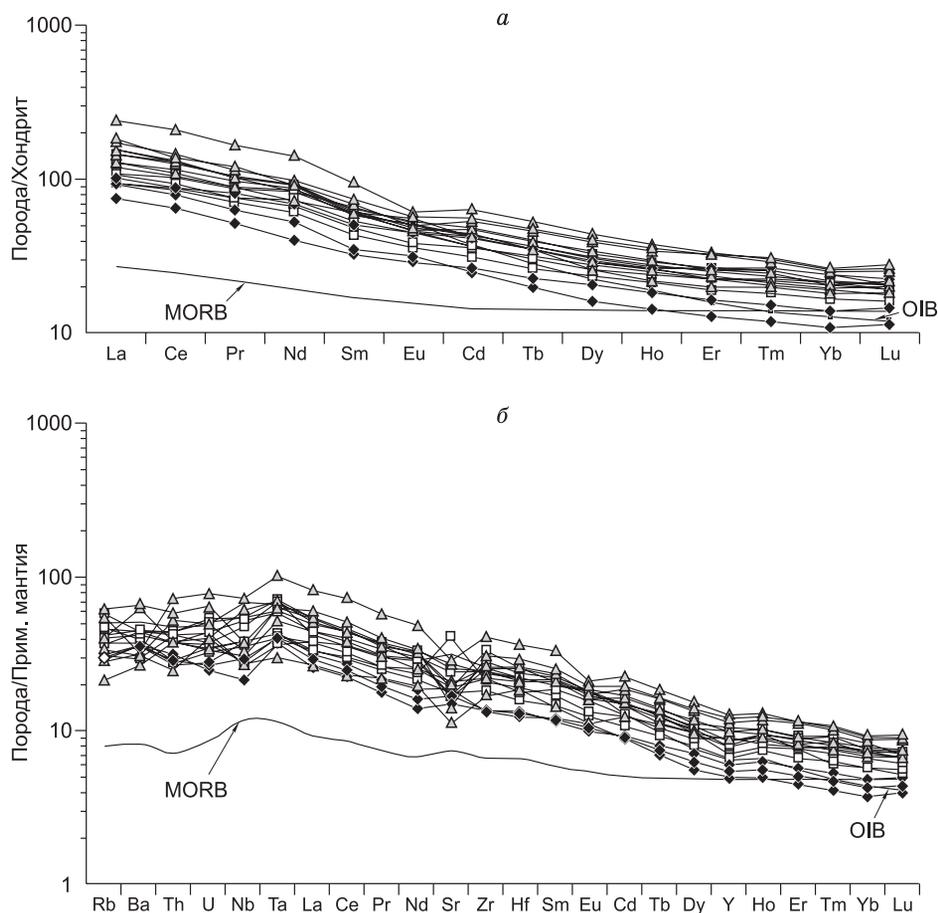


Рис. 4. Распределение нормированных по хондриту редкоземельных (а) и нормированных по примитивной мантии редких элементов (б) [Sun, McDonough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

элементов (см. табл. 2; рис. 4, а) в исследуемых породах отличается заметным фракционированием $(La/Yb)_n = 9.4—4.2$ и практически отсутствием Eu-минимума (Eu/Eu^* колеблется в пределах 0.80—1.06). Тренды элементов ближе всего соответствуют кривой распределения для OIB. При рассмотрении геохимических особенностей пород с помощью мультиэлементных диаграмм (см. рис. 4, б) установлены заметные колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов Rb, Ba, Sr, содержание которых часто определяется флюидной фазой. Особенно дифференцированно поведение стронция, для которого на спайдер-диаграммах установлены как максимальные, так и минимальные аномалии, обусловленные фракционированием плагиоклаза. Максимальное содержание Sr определено в интрузивах с высокой долей порфировых выделений раннего основного плагиоклаза, минимальное — в породах, содержащих кислые разности минерала. Следует отметить заметное обогащение всеми несовместимыми элементами долеритов Чаро-Синской зоны. Отсутствие Nb/Ta отрицательной аномалии для всех базитов Вилюйского палеорифта исключает заметное влияние корового вещества на составы исходных расплавов.

Из анализа данных табл. 1, 2 и диаграмм распределения редкоземельных и несовместимых элементов (см. рис. 4, а, б) следует вывод, что от Контайско-Джербинской зоны к Вилюйско-Мархинской и далее к Чаро-Синской отмечается направленное изменение химизма исходного расплава в сторону уменьшения его магнезиальности и кальциевости. При этом происходит неуклонный рост содержаний TiO_2 , P_2O_5 , суммы щелочей, увеличиваются концентрации практически всех несовместимых элементов.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

На основе прямых геологических данных возраст долеритов Вилюйского палеорифта оценивается как послесилурский до верхнепермского. В разное время и разными исследователями, в том числе и

авторами данной статьи, выполнено достаточно большое количество определений изотопного возраста базитов [Земнухов и др., 2005; Courtillot et al., 2010; Киселев и др., 2014; Томшин и др., 2016; и др.]. В результате анализа всего имеющегося материала в работе использованы лишь изотопные датировки, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Сходимость данных, полученных в разное время и в разных лабораториях, очень хорошая. Во всех опытах наблюдаются участки плато, возраст по которым определяется с точностью до 1.5 %. Полученные данные по дайковым поясам показаны на рис. 1. В пределах Контайско-Джербинской структуры фиксируются возрасты 378.0—380.7 млн лет [Ricci et al., 2013; Polyansky et al., 2017]. Для даек Виллойско-Мархинского пояса возраст укладывается в интервал от 368.5 до 376.3 млн лет [Courtillot et al., 2010; Киселев и др., 2014; Tomshin et al., 2015] (преобладают значения от 373.7 до 376.3 млн лет). Долериты Чаро-Синского пояса формировались последними. По двум дайкам из средней части пояса получены цифры 362.1 и 364.2 млн лет [Томшин и др., 2016]. Специально опущены имеющиеся в литературе предельные значения, так как требуют своего объяснения. Например, возраст 389.7 млн лет [Polyansky et al., 2017], полученный по плагиоклазитам Чимидикянского роя (север Виллойско-Мархинского пояса), может быть объяснен высоким содержанием протоплагиоклаза, фиксирующего ранний докамерный этап эволюции магмы. Более молодые (341.0—352.6 млн лет) значения возраста [Courtillot et al., 2010; Polyansky et al., 2017], полученные по базитам даек, расположенных вблизи кимберлитов Накынского поля (Виллойско-Мархинский дайковый пояс) обусловлены тектономагматическими событиями, связанными со становлением кимберлитов [Томшин и др., 2017].

Таким образом, на основании изотопного датирования можно уверенно считать, что магматическая активность в связи со становлением Виллойского палеорифта продолжалась в течение ~18 млн лет. При этом базальтовый расплав в пределах Контайско-Джербинской и Виллойско-Мархинской зон внедрялся практически без перерыва, тогда как для даек и силлов Чаро-Синской зоны четко фиксируется перерыв. В это же время (365.5—368.8 млн лет) [Ricci et al., 2013] формировались базальты аппаинской и эмьяксинской свит, заполнявшие осевую (центральную) часть Виллойского палеорифта.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведенный ранее анализ палеомагнитных данных [Pavlov et al., 2008; Константинов и др., 2011] по разным геологическим образованиям Сибирской платформы позволил авторам цитируемых работ предположить, что раскрытие рифтовой структуры связано с разворотом Алданского геоблока относительно Ангаро-Анабарского на угол примерно 20° . Предполагалось, что начало этого разворота приходится на постсреднеордовикское время, а эйлеровый полюс располагается на юго-западе палеорифта: $\varphi \sim 62^\circ$ с. ш. и $\lambda \sim 117^\circ$ в. д. (рис. 5). В то же время накопленная за последнее время информация, в том числе полученные нами возрастны [Томшин и др., 2016] и палеомагнитные [Константинов и др., 2016а, б] данные по среднепалеозойским кимберлитам и базитам из зоны динамического влияния Виллойского палеорифта, позволила бо-

Рис. 5. Распределение палеомагнитных полюсов зоны динамического влияния Виллойской палеорифтовой системы.

1 — дайковые пояса (1 — Виллойско-Мархинский, 2 — Контайско-Джербинский, 3 — Чаро-Синский); 2 — траектория кажущейся миграции полюса Сибирской платформы, по [Torsvik et al., 2012], цифры — геологический возраст в млн лет; 3 — палеомагнитные полюсы (номера, согласно табл. 3); 4 — предполагаемая интерполяция девонского интервала траектории кажущейся миграции полюса для Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы [Константинов и др., 2016б]; 5 — эйлеров полюс вращения [Pavlov et al., 2008; Константинов и др., 2011].

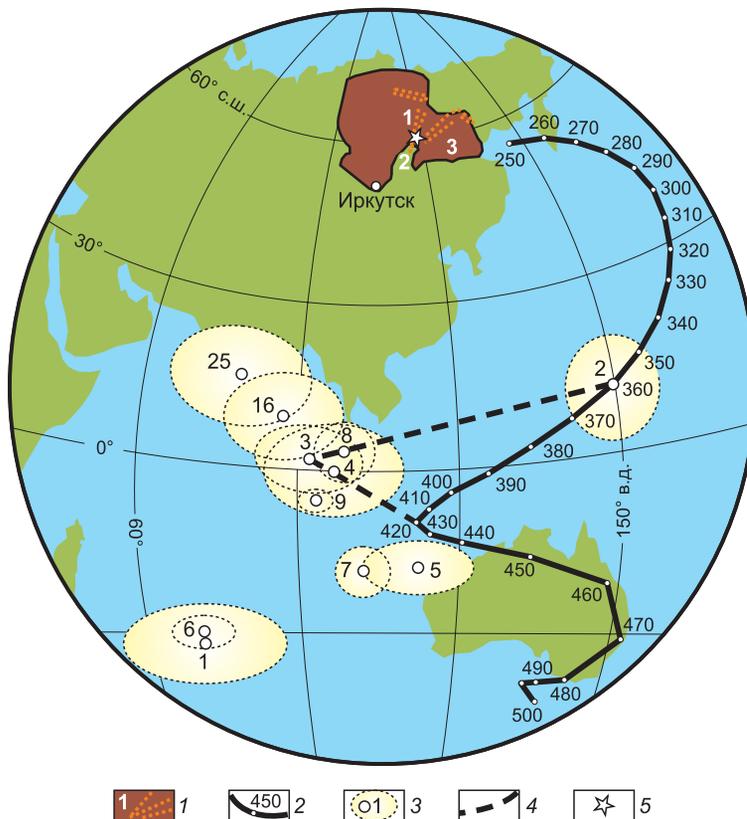


Таблица 3. Палеомагнитные направления и полюсы зоны динамического влияния Вилейского палсорифта

№ п/п	Объект	Координаты отбора проб		N/n	D _{сп} , °	J _{сп} , °	k, ед.	α ₉₅ , °	Φ, °	Λ, °	dmi/dp, °	fm, °	Лит. ссылка
		φ, °	λ, °										
I. Ангаро-Анабарский террейн													
Иркутский амфиитеатр													
1	Пестроцветные алевро-песчаники хужирской свиты венда Vhz, р. Иркут	52.1	103.8	10/-	207.3	2.3	13.3	13.8	-32	71	6.9/13.8	1	[Kravchinsky et al., 2001]
Вилейско-Мархинский дайковый пояс													
2	Кимберлиты rPZ ₂ da, долериты βPZ ₂ vnt, базальты эмяксинской свиты D ₃ -C ₁ еп	63.5	116.0	11/-	319.1	-49.3	31.5	8.3	11	150	8.9	31	[Kravchinsky et al., 2002]
3	Базальты апаинской свиты, р. Марха и Ыгыатта D ₃ ар	63.8	116.0	7/-	27.1	-43.8	60.3	7.8	1.9	91.7	6.1/9.7	26	[Константинов и др., 2016б]
4	Дайки дотрубочных долеритов рудника Мир βPZ ₂ vnt	62.5	114.0	5/44	19.4	-44.0	53.1	10.6	-0.4	96.6	8.3/13.3	26	[Константинов и др., 2016а]
5	Дайки дотрубочных долеритов карьера Нюрбинский βPZ ₂ vnt	65.02	117.04	6/-	5.0	-13.4	51.8	9.4	-18.1	111.8	4.9/9.6	7	»
II. Зона сочленения Ангаро-Анабарского и Алданского террейнов													
Конгайско-Джербинский дайковый пояс													
6	Пестроцветные алевро-песчаники нохтуйской свиты Vnh, р. Бол. Патом	60.1	116.2	-8/1	218	-16	21.5	5.2	-30	71	2.7/5.3	-8	[Константинов, 1998]
7*	Высокотемпературная компонента НТs в породах позднего силура S ₂ lud, р. Нюя	60.6	116.3	6/56	193	16.9	11.6	20.5	-18.6	101.9	4.6	—	[Powertman et al., 2013]
8*	Метахронная компонента МТs в породах позднего силура, р. Нюя	60.6	116.3	5/39	201.6	41.5	84.9	8.4	2.6	97.9	5.6	—	»
9*	Метахронная компонента МТ в раннесилурийских и ордовикских породах, р. Нюя	60.6	116.3	8/104	204.4	37.9	27.2	2.7	-5.9	93.2	1.9/3.2	—	[Настоящая работа]
10	Силл vPZ ₂ gr, р. Лена, обн. 6-13	60.4	116.6	1/10	28.8	-51.3	14.4	13.2	—	—	—	—	»
11	Силл vPZ ₂ gr, р. Бол. Патом, обн. 11-13	60.2	116.2	1/6	33.2	-55.2	10.9	21.6	—	—	—	—	»
12	Силл vPZ ₂ gr, р. Бол. Патом, обн. 15А-13	60.2	116.3	1/9	204.6	55.6	19.5	12.0	—	—	—	—	»
13	Силл vPZ ₂ gr, р. Бол. Патом, обн. 15Б-13	60.2	116.3	1/8	231.0	58.5	15.2	14.7	—	—	—	—	»
14	Силл vPZ ₂ gr, р. Бол. Патом, обн. 16-13	60.3	116.4	1/6	12.6	-67.1	18.7	15.9	—	—	—	—	»
15	Силл vPZ ₂ gr, р. Бол. Патом, обн. 17-13	60.2	116.4	1/6	225.2	40.3	16.3	17.1	—	—	—	—	»
16	Силл vPZ ₂ gr, р. Бол. Патом, обн. 18-13	60.1	116.5	1/6	48.8	-50.7	26.5	13.3	—	—	—	—	»
17	Среднее	60.2	116.3	7/51	36.4	-54.7	52.4	8.4	10.0	86.6	8.4/11.9	35	»
					15.4	-48.9	17.0	15.0	—	—	—	—	»

III. Алданский террейн

		Чаро-Синский дайковый пояс (восточный фланг)										
		61.1	126.8	1/13	48.9	-54.9	70.2	5.0				
18	Дайка $\nu PR_2\delta s$, р. Лена, обн. 41-13	61.1	126.8	1/13	48.9	-54.9	70.2	5.0	—	—	—	—
19	Алeuro-песчанки нохтуйской свиты венда Vnh из зоны обжига, р. Лена, обн. 41-13	61.1	126.8	1/13	52.5	-41.9	32.5	7.4	—	—	—	—
20	Дайка $\nu PR_2\delta s$, р. Лена, обн. 42-13	61.1	126.8	1/10	46.4	-51.2	33.4	8.5	—	—	—	—
21	Дайка $\nu PR_2\delta s$, р. Лена, обн. 43-13	61.1	126.8	1/7	54.1	-59.4	31.7	13.2	—	—	—	—
22	Дайка $\nu PR_2\delta s$, р. Лена, обн. 44-13	61.2	127.8	1/7	43.2	-45.2	62.4	7.7	—	—	—	—
23	Дайка $\nu PR_2\delta s$, р. Туолба, обн. 40А-13	60.7	124.5	1/10	261.4	56.8	34.8	8.3	—	—	—	—
24	Ксенолит гранито-гнейсов фундамента в дайке, р. Туолба, обн. 40Б-13	60.7	124.5	1/8	268.8	51.2	26.9	10.9	—	—	—	—
25	Среднее	61.0	126.0	7/58	58.5	-52.7	40.8	9.6	15.6	78.3	9.1/13.2	33

Примечания. N/n — количество сайтов/образцов. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение — D_{cp} , наклонение — J_{cp} , кучность — k и овал доверия — α_{95} , шрифт обычный/курсив — древняя/современная система координат. Палеомагнитный полюс: широта — Φ , долгота — Λ , доверительные интервалы — dm/dp , палеоширота — fm .

* Приняты координаты полюса без поправки за разворот Алданского блока Сибирской платформы.

лее корректно говорить о времени начала этих событий и его масштабности.

Исторически сложилось так, что траектория кажущейся миграции полюса (см. рис. 5) Сибирского кратона [Torsvik et al., 2012] в основном разработана по объектам Ангаро-Анабарского геоблока. Кроме того, палеомагнитные полюсы среднего палеозоя (табл. 3) по кимберлитам Далдыно-Алакитского района № 2 (здесь и далее № соответствует порядковому номеру в табл. 3), долеритам Вилуйско-Мархинской зоны № 2, 4, 5 и базальтам аппаинской (D_3 ар, фран) № 3 и эмяксинской (D_3 -С₁ем, фамен—турне) свит Вилуйско-Мархинского пояса № 2 также относятся к этому геоблоку. На этом основании при геодинамической интерпретации палеомагнитных данных предлагается полученные сайты рассматривать в качестве реперных. В отличие от них базиты Чаро-Синской и Контайско-Джербинской зон Алданского геоблока в палеомагнитном отношении до сих пор оставались неизученными.

Приведенные в работе результаты получены в ходе пионерных исследований, проведенных к юго-востоку от реперных объектов, по р. Лена от г. Ленска до п. Синск, а также по ее притокам Бол. Патом, Олекма, Синяя и др. Образцы отбирались в современной (географической) системе координат. Для силлов, поскольку они согласно залегают с вмещающими породами, при пересчете современных направлений векторов характеристической естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в древнюю (стратиграфическую) систему использовались элементы их залегания. Для дайкового комплекса тектоническая поправка в векторы ЕОН не вводилась.

Примеры лабораторных пошаговых размагничиваний образцов температурой и переменным магнитным полем показаны на рис. 6. При проведении исследований учитывались отечественные и зарубежные методические разработки по графической и аналитической реализации решений палеомагнитных задач. Исторические подходы детально рассмотрены в работе [Константинов, 2005]. По результатам компонентного анализа практически на всех объектах установлены векторы характеристической ЕОН (см. табл. 3).

Первичная природа векторов характеристической ЕОН силлов долеритов доказывается положительным тестом «складки» — кучность в древней системе координат больше, чем в современной: $k_d = 52.4 > k_c = 17.0$ (см. табл. 3). Тест «обращения» тоже положительный — отношение угла антиподных кластеров векторов характеристической ЕОН меньше критического: $\gamma = 6.2 < \gamma_c = 18.3$. По силлам рассчитан палеомагнитный полюс № 16, который согласуется с полюсами № 3, 4, 8 и 9 в пределах доверительных интервалов (рис. 5). Подчеркнем, что полюс нохтуйской свиты венда (№ 6) Тогус-Дабаанской мульды совпадает с вендским полюсом (№ 1) хужирской свиты Иркутского амфитеатра, а позднесилурийский полюс лудловского яруса S_2 lud р. Нюя (№ 7) — с полюсами докимберлитовых даек долеритов (№ 5) Накынского поля. Все это говорит о том, что до внедрения базитов эта территория Вилуйского палео-

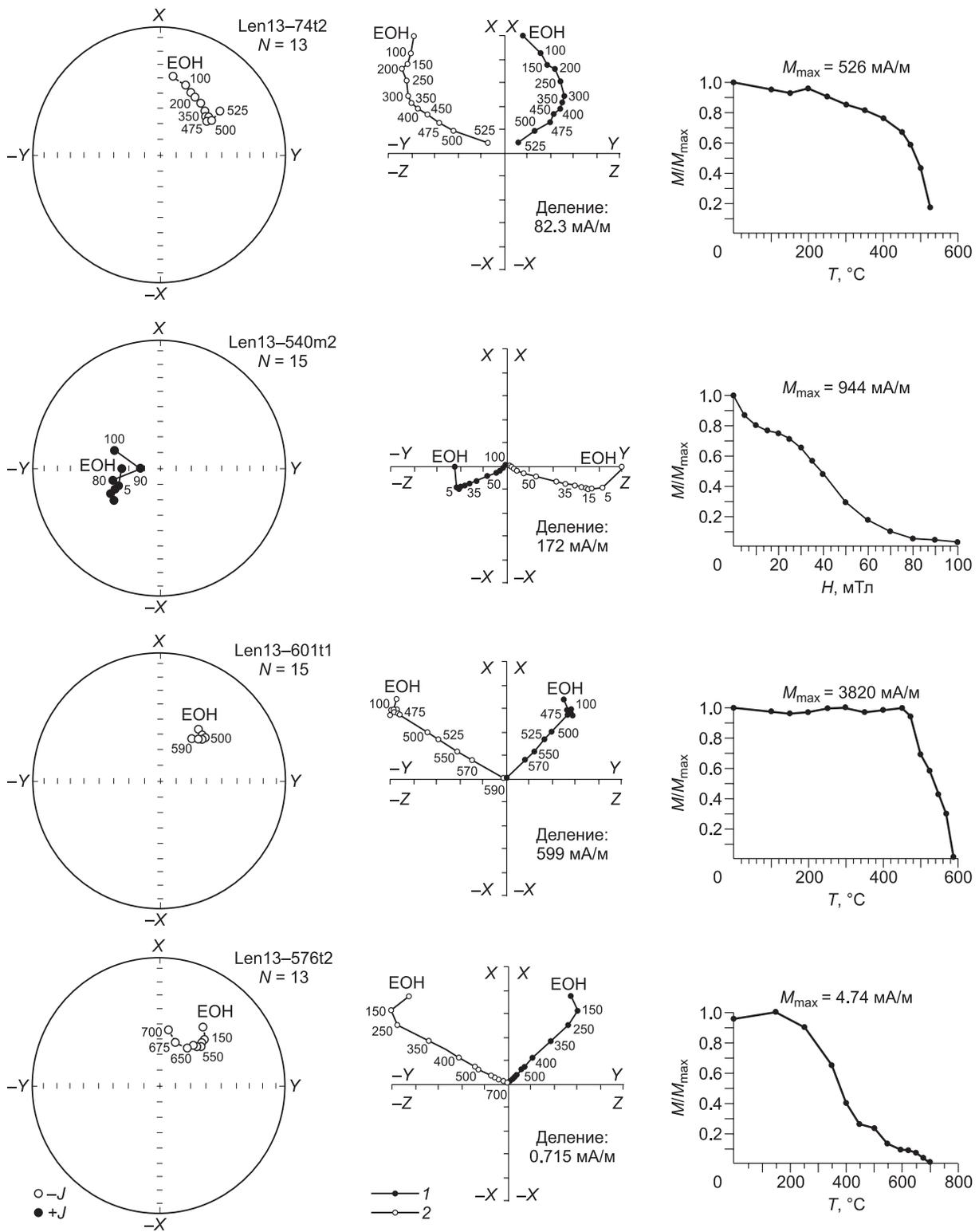


Рис. 6. Результаты размагничивания образцов температурой и переменным магнитным полем.

Len13-74t2 — долерит, обн. 6, Держбинский силл; Len13-540m2 — долерит, обн. 40, Туолбинская дайка; Len13-601t1 — долерит, обн. 42, Устьинская дайка; Len13-576t2 — алевропесчаник нохтуйской свиты венда из зоны «обжига», обн. 41. Цифры — значения температуры или переменного магнитного поля. Проекция EOH на горизонтальную (1) и вертикальную (2) плоскости.

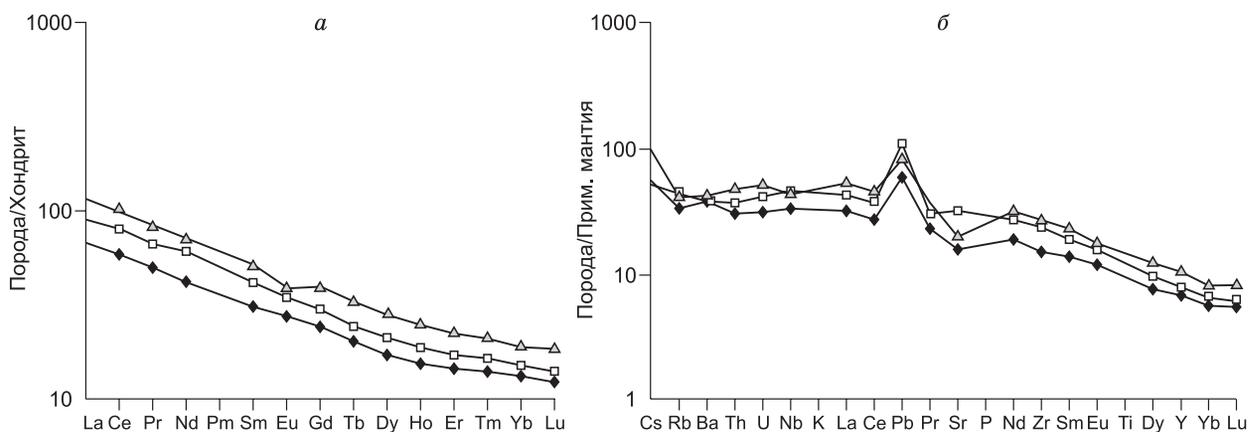


Рис. 7. Средние значения распределения нормированных по хондриту редкоземельных (а) и нормированных по примитивной мантии редких элементов (б) [Sun, McDonough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

рифта практически не испытала разворота относительно Алданского геоблока, как рассматривалось ранее [Powerman et al., 2013].

Иное дело обстоит с палеомагнитными полюсами объектов, относящихся к восточному флангу рифтовой системы. Опробованные дайки № 18, 20—22 имеют в основном обратную полярность векторов характеристической ЕОН и только одна № 23 (Туолбинская дайка) — прямую (см. табл. 3). В данной ситуации тест «обращения» оказался неопределенным. С другой стороны, векторы характеристической ЕОН алевропесчаников нохтуйской свиты венда из зоны ближнего обжига (№ 19) тождественны палеомагнитным направлениям прорывающих их даек № 18, 20—22, но отличаются от таковых реперных образований венда по хужирской (№ 1) и нохтуйской (№ 6) свит. В Туолбинской дайке векторы характеристической ЕОН долеритов (№ 23) и захваченного ею ксеноблока гранитогнейсов (№ 24) так же идентичны. Эти данные следует рассматривать в качестве положительного теста «обжига», подтверждающего первичную природу рассматриваемых векторов характеристической ЕОН. Рассчитанный по всем этим объектам полюс № 25 значительно отстоит к северо-западу от реперных (№ 3, 4, 8 и 9; см. рис. 5). Таким образом, по результатам палеомагнитных исследований объектов Чаро-Синского дайкового пояса можно уверенно говорить, что в конце позднего девона территории Анабарско-Ангарского и Алданского геоблоков развернулись друг относительно друга на угол примерно 22°.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Причины и условия проявления мантийного магматизма в связи с Вилуйским палеорифтом определялись плюм-литосферным взаимодействием. Веществом плавления для плюмового магматизма являлась относительно однородная по составу мантия, по изотопным характеристикам близкая к PREMA [Киселев и др., 2005], а по геохимическим параметрам отвечающая источнику ОИВ. Предполагается, что под кратон подходит высокотемпературный мантийный плюм, размером в поперечнике до 100 км [Polynsky et al., 2017]. В результате частичного плавления вещества мантийной литосферы, согласно расчетов [Грачев, 1977], происходит всплывание возникшего расплава в форме диапира. Граница Мохо являлась плотностным барьером для подъема высокоплотных магм и обеспечивала процесс их аккумуляции.

Образование и накопление в пограничной зоне кора—мантия крупных объемов расплава с последующим растеканием магмы под основанием коры провоцирует последнюю к ее растяжению (рифтингу). В ходе частичной деструкции хрупкой коры возникают разуплотненные зоны, по которым развиваются магмоподводящие каналы, обеспечивающие поступление магматического расплава в верхние структурные этажи. В пределах Контайско-Джербинской зоны формируются мощные многоярусные силлы, реже дайки. С обстановкой накопления на границе кора—мантия крупных объемов базитовой магмы связаны самые ранние этапы ее кристаллизации, прежде всего образование протоплагмоклаза, который характерен практически для всех разновидностей габбро-долеритов Вилуйского палеорифта. Глубинные процессы кристаллизации базальтового расплава в платформенной обстановке детально рассмотрены ранее [Олейников, Томшин, 1976; Олейников и др., 1980]. По результатам гомогенезации расплавных включений в протоплагмоклазе установлено, что он образовался при температурах 1450—

1470 °С [Томшин, Панков, 1979] в восстановительной обстановке при давлении, близком 12 кбар на глубинах 35—40 км от палеоповерхности. Вместе с ранними анортит-битовнитом и хризолит-форстеритом в этой обстановке кристаллизовались гранаты пироп-альмандинового ряда, хромпикотит, дистен, корунд, муассанит и большая группа самородных металлов и интерметаллических соединений [Олейников и др., 1980]. После первого выброса колоссального объема базитовой магмы произошло схлопывание магмопроводников. В областях магмогенерации, отвечающих уровням литосферной мантии, в процесс плавления вовлекаются новые объемы вещества, в том числе и реститового. Расплав обогащается TiO_2 , P_2O_5 , щелочами и комплексом несовместимых элементов (см. табл. 1, 2; рис. 6). Формирующаяся на границе Мохо новая линза расплава разрастается в западном направлении с утонением ее в этом же направлении. Одновременно в западном направлении происходит «сползание» западного крыла Виллойской структуры. Именно этим логично объяснить, установленное [Pavlov et al., 2008] большее утонение коры в восточной части рифта по сравнению с западной. Некогда существовавшая локальная область магмопроводников начинает разрастаться в северном направлении от Контайско-Джербинской структуры. Закладывается узкая зона глубинных разломов, по которой вновь поступающая базитовая магма образует дайки и sillы габбро-долеритов Виллойско-Мархинского дайкового пояса с возрастом магматитов 373.1—376.3 млн лет. Северный фланг Виллойско-Мархинской зоны как бы отставая, подворачивается в восточном направлении и образует кулисообразно расположенные дайки Чимидикянского роя.

Третья фаза магматических событий в связи с Виллойским рифтом наступает со значительным (~8 млн лет) отставанием. Под корой вновь накапливается очередной объем магмы, и ее растекание провоцирует интенсивное растяжение территории (рифтинг). С этого момента (начало фамена) начинается становление собственно Виллойской палеорифтовой долины. По результатам палеомагнитных исследований можно уверенно говорить, что это событие сопровождается постепенным разворотом Анабаро-Ангарского террейна относительно Алданского. Происходит растяжение литосферы с уменьшением ее мощности, при этом мантийная часть литосферы растягивается значительно больше, чем коровая [Полянский и др., 2013]. В южной части рифта, непосредственно над плюмом, формируется новое обширное (290 км в поперечнике) поле трещин, на месте которого впоследствии (362.1—364.2 млн лет) образовались дайки базитов Чаро-Синского пояса. Формирующий дайки расплав эволюционировал в сторону накопления титана, фосфора и щелочей, за счет подплавления более тугоплавкой мантийной составляющей увеличиваются концентрации REE, HFSE LILE.

Авторы благодарны рецензенту А.Э. Изоху за полезные советы и высказанные замечания.

Работы выполнены при поддержке РФФИ и в рамках НИР Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Гайдук В.В. Виллойская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1988, 128 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977, 247 с.

Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г., Томшин М.Д., Яныгин Ю.Т. Базитовый магматизм Ханья-Накынского междуречья (Якутия) // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, Изд-во ВГУ, 2005, с. 482—494.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышев Р.А. Петрогеохимическая характеристика базитов области Виллойского палеорифта (Якутия) в связи с проблемой их происхождения // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, Изд-во ВГУ, 2005, с. 494—504.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Виллойского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 185—196.

Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. дис... к.г.-м.н., Иркутск, ИРГТУ, 1998, 18 с.

Константинов К.М. Математическое моделирование сложных деформаций горных пород по векторам характеристической естественной остаточной намагниченности // Геофизика, 2005, № 6, с. 60—65.

Константинов К.М., Ибрагимов Ш.З., Константинов И.К., Яковлев А.А., Артёмова Е.В., Монхоров Р.В. Палеомагнетизм докимберлитовых даек долеритов Виллойско-Мархинской зоны разломов (Якутская алмазоносная провинция) // Наука и образование, 2016а, № 1 (81), с. 13—20.

Константинов К.М., Томшин М.Д., Ибрагимов Ш.З., Хузин М.З., Константинов И.К., Яковлев А.А., Артёмова Е.В. Петро- и палеомагнитные исследования базальтов аппаинской свиты верхнего девона (Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика, 2016б, т. 7 (4), с. 503-623. doi:10.5800/ПЕ-2016-7-4-0224.

Константинов И.К., Хузин М.З., Константинов К.М. Палеомагнитные исследования пород верховенской свиты верхнего кембрия (юг Сибирского кратона) // Наука и образование, 2011, № 3 (63), с. 10—15.

Королева О.В. Особенности состава и генезис ассоциаций основных и щелочно-кремнекислых магматитов Сибирской и Индостанской платформ // Траппы Сибири и Декана. Черты сходства и различия. Новосибирск, Наука, 1991, с. 177—195.

Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология, 1975, № 10, с. 49—58.

Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. М., Наука, 1975, 174 с.

Олейников Б.В., Томшин М.Д. Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов // Докл. АН СССР, 1976, т. 231 (1), с. 177—180.

Олейников Б.В., Томшин М.Д., Округин А.В. Петрологические черты докамерной эволюции магм платформенных базитов // Изв. АН СССР, Серия геол., 1980, № 1, с. 62—71.

Олейников Б.В., Томшин М.Д., Королева О.В., Округин А.В., Копылова А.Г., Саввинов В.Т. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984, 32 с. (Препринт).

Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 163—183.

Томшин М.Д. Особенности глубинной дифференциации базитов Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1, Сыктывкар, 2000, с. 203—205.

Томшин М.Д., Панков В.Ю. Расплавные включения в протокристаллах плагиоклаза траппов Сибирской платформы и их петрогенетическое значение // Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 100—106.

Томшин М.Д., Олейников Б.В., Королева О.В. Монотонноидная тенденция глубинной эволюции толеит-базальтовой серии расплавов на Сибирской платформе // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой систем. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985, с. 130—188.

Томшин М.Д., Константинов К.М., Прокопьев А.В. Среднепалеозойский Вилуйский палеорифт и последовательность магматических событий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, вып. 14. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016, с. 277—279.

Томшин М.Д., Похиленко Н.П., Тарских Е.В. Морфология кимберлитовой трубки и ее взаимоотношение с долеритовой дайкой // ДАН, 2017, т. 477 (5), с. 600—605.

Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 300, p. 239—245.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 523—548.

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Paleomagnetic study of the Vendian—Early Cambrian aged rocks of South Siberia and Central Mongolia: Was the Siberian platform assembled at this time? // Precambrian Res., 2001, p. 61—92.

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int., 2002, № 48, p. 1—33.

MacDonald R., Bailey D. K. The chemistry of the alkaline oversaturated obsidians // Geol. Surv. Prof. Paper 440-N-1, USA, 1973, p. 37.

Pavlov V., Bachtadse V., Michailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician paleomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 276, p. 229—242.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 290—300.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 69, p. 33—47.

Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Time correlation between the formation of dike swarms and crustal extension stages in the Middle Paleozoic Vilyui rift basin (Siberian platform) // *Lithos*, 2017, v. 282—283, p. 45—64.

Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Xi Xi Zhao, Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V. // *Geophys. J. Int.*, 2013, v. 194, p. 1412—1440.

Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K—Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): further evidence for a relationship with the Frasnian—Famennian mass extinction // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2013, v. 386, p. 531—540.

Sun S. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Tomshin M.D., Konstantinov K.M. Basic dike belts of the Vilyui paleorift (Siberian platform) // Fifth International Dyke Conference IDC-5, Rovaniemi, Finland. 2005, p. 51.

Tomshin M. D., Travin A. V., Konstantinov K. M. The sequence of magmatic events within the Nakyn kimberlite field // *Large Igneous Provinces, mantle plumes and metallogeny in the Earth's history*. Irkutsk, 2015, p. 128—129.

Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Niocaill C.M., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Doemeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.C., McCausland P.J.A. // *Earth Sci. Rev.*, 114, 2012, p. 325—368.

*Поступила в редакцию 15 января 2018 г.,
после доработки — 24 апреля 2018 г.*