

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.323.5 (52)

DOI: 10.17223/25421379/1/7

¹А.М. Сугоракова, ²А.В. Никифоров

¹ТувИКОПР СО РАН, Кызыл, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕДЕВОНСКОГО РИФТОГЕННОГО ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (Проекты № 06–05–64235, 07–05–00601, 10–05–00796, 13–05–00181).

Приведены данные о содержании петрогенных, редких и редкоземельных элементов, а также результаты изотопных исследований ($Rb-Sr$, $Sm-Nd$) базитовой части в девонских магматических ассоциациях Тувинского прогиба, формирование которого было сопряжено с рифтогенезом в тыловой части девонской континентальной окраины среднепалеозойского Северо-Азиатского континента. По петрогеохимическим признакам и изотопным характеристикам выделены две группы пород, которые предполагают наличие некоей зональности по участию мантийных источников и степени плавления мантийного материала. В целом же базиты Тувинского прогиба обладают низкой щёлочностью, низкой степенью фракционирования РЗЭ, глубоким $Ta-Nb$ минимумом, зональностью по источникам расплавов. По этим характеристикам они ближе к нижнедевонским вулканическим зонам Северо-Западной Монголии, чем к нижнедевонским вулканикам Минусинских прогибов и Виллойского рифта.

Ключевые слова: Тувинский рифтогенный прогиб, вулканизм, базиты, мантийные источники, геохимия и изотопия.

Территория Центральной Азии на протяжении фанерозоя неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной активности [8], в результате чего здесь возникли системы рифтов и авлакогенов, рои даек, пояса массивов щелочных пород, поля карбонатитов, базальтовые лавовые плато и реки. Одним из ярких проявлений подобной активности стало формирование на территории Алтае-Саянской внутриплитной области среднепалеозойского Тувинского прогиба рифтогенного заложения, в дальнейшем развивавшегося в режиме авлакогена. Образование прогиба сопровождалось интенсивным магматизмом, варьирующим по составу от базитов до кислых пород. Ряд важных проблем, затрагивающих фундаментальные особенности развития магматизма Тувинского прогиба, пока остаётся нерешённым. К их числу относятся оценка состава источников магматизма, причины смены и эволюции состава магматических расплавов во времени и пространстве, а также выяснение геодинамических механизмов, обусловив-

ших магматическую деятельность и образование прогиба. Для получения ответов на эти вопросы было проведено изучение индикаторных в отношении внутриплитной активности магматических комплексов – базальтов ранних стадий формирования прогиба и дайковых поясов, фиксирующих крупноамплитудные растяжения при образовании прогиба.

Ряд работ, посвященных изучению раннедевонского вулканизма Центральной Азии, выполненных в последние 20 лет, проведены на территориях Северо-Западной Монголии, Минусинского прогиба, Вилюйского рифта [1, 2, 4]. Среди многочисленных среднепалеозойских грабенов по юго-западному обрамлению Сибирского кратона Тувинский прогиб остается наименее изученным.

Геологическая позиция и внутреннее строение Тувинского прогиба

Соприкосновение Сибирского кратона и Центрально-Азиатского каледонского суперконтинента, произошедшее к раннему девону вдоль трансформной границы, привело, вероятно, к образованию серии расколов-сдвигов в пределах суперконтинента. По некоторым из них сформировалась Тувинская рифтогенная система, сопровождавшаяся бимодальным вулканизмом. Она включает в себя собственно Тувинский прогиб, Дерзигско-Сайлыгский грабен, а также более мелкие впадины – Хемчикскую, Хонделенскую, Кызылтайгинскую и др. (рис. 1). Сдвиговый элемент выражен в форме Тувинского прогиба в виде серии узких выступов вдоль северного обрамления прогиба (Аянгаты – Шуй, Бажын-Алак, Уюк) и южного обрамления (Деспен – Самагалтай, Улуг-Шанган, Дерзиг – Сайлыг). В дальнейшем прогиб развивался в режиме авлакогена, заполняемого средне-верхнедевонскими, карбоновыми и юрскими осадочными отложениями.

На основании различий в разрезах девонских отложений, включая изменение их состава, мощностей, наличие перерывов, а также некоторые структурные признаки, в пределах Тувинского прогиба выделяются три структурно-фациальных зоны – Западно-Таннуольская, Улугхемская и Уюкская, отделённые друг от друга крупными поперечно-диагональными разломами [3].

Западно-Таннуольская зона длиной до 250 км и шириной до 80 км, почти целиком занимающая хр. Западный Танну-Ола, является наиболее прогнутой частью Тувинского прогиба и характеризуется мощным разрезом девона (до 10 км). В строении зоны большую роль играют разрывные нарушения, разбивающие её на множество разновеликих блоков. Проявлены разрывы преимущественно в нижне-среднедевонских отложениях, а менее нарушенные верхнедевонско-карбоновые образования образуют относительно целые синклиналильные структуры внутри блоков. Дизъюнктивные деформации обусловлены, главным образом, инверсией рифта, имевшей место в среднем девоне и перед ранним карбоном. Палеовулканологические реконструкции показывают, что накопление лавовых толщ проис-

ходило в лагунных мелководных условиях или на выровненных участках островной суши. Мощность лавовых потоков колеблется от первых метров до 10–20 м, протяжённость – до нескольких десятков километров.

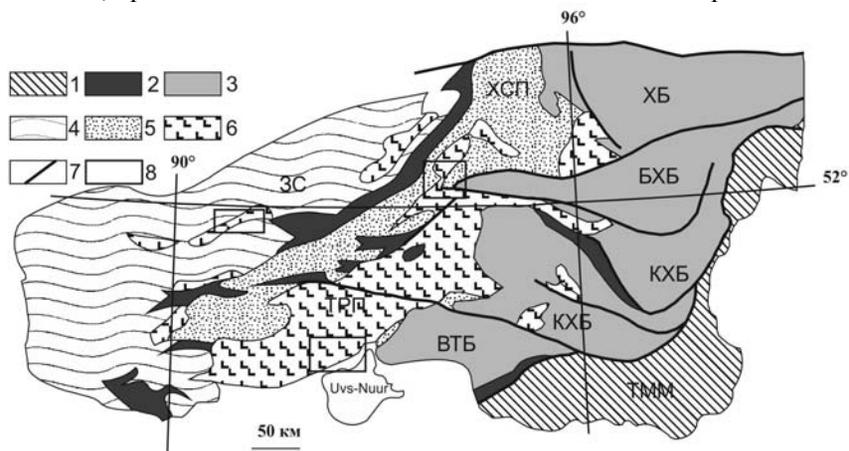


Рис. 1. Обзорная схема основных геологических структур Тувы:

- 1 – Тувино-Монгольский массив (ТММ); 2 – офиолитовые комплексы;
- 3 – Восточно-Тувинский пояс гранитоидных батолитов (ВТБ – Восточно-Таннуольский, КХБ – Каахемский, БХБ – Бийхемский, ХБ – Хамсаринский батолиты) с фрагментами венд-кембрийских островодужных систем;
- 4 – Западно-Саянский (ЗС) турбидитовый бассейн (поздний кембрий – силур);
- 5 – Хемчикско-Сыстыгхемский (ХСП) молассовый прогиб (поздний кембрий – силур);
- 6 – Тувинский рифтогенный прогиб (ТРП, ранний девон – карбон); 7 – наиболее крупные разломы; 8 – участки проведённых исследований: Западно-Таннуольская (ЗТ) и Улугхемская (УХ) зоны

Улугхемская зона отделяется от Западно-Таннуольской системой разломов и занимает бассейны рек Улуг-Хем, Элегест, Баян-Кол площадью 60 × 70 км. Здесь, в отличие от Западно-Таннуольской зоны, разрез прогиба характеризуется обилием перерывов, меньшей мощностью девонских отложений, не превышающей 5,5–6 км, и их латеральной невыдержанностью.

Уюкская зона занимает площадь 50 × 70 км одноимённой котловины в бассейне р. Уюк. Прогиб в этой зоне сложен, главным образом, отложениями девона, а также, частично, нижнего карбона. При общей мощности разреза до 8 км мощность вулканогенно-осадочного нижнего девона превышает 3 км.

Нами изучались разрезы нижнедевонских толщ Западно-Таннуольской (ЗТ) и Улугхемской (УХ) зон Тувинского прогиба (см. рис. 1), включающие платобазальтовые образования и дайковые пояса диабазов, базальтовых порфиритов, риолитовых порфиров, которые пересекают осадочные породы ордовикского и силурийского возраста и фиксируют тем самым условия рифтогенного растяжения в основании прогиба. Вулканиды и дайковые пояса наблюдаются по окраинам Тувинского прогиба.

Западно-Таннуольская часть представлена Чаданским и Хондергейским дайковыми поясами, Баян-Тугайским и Кудукским полями платобазальтов на северном плече Тувинского прогиба. Восточная часть (Улугхемская зона) представлена вулканогенным разрезом севернее пос. Хову-Аксы (гора Онгача) на южном плече рифта, а также разрезами вдоль левобережья (гора Берт-Даг) и правобережья (гора Кулбус-Даш) р. Енисей на северном плече Тувинского прогиба. Все изученные разрезы, считающиеся нижедевонской кендейской свитой, в верхних частях содержат кислые породы – риолиты и риолитовые порфиры в виде сложных вулканических построек и штоков. Расстояние между западными и восточными объектами исследований ~150 км.

Чаданский дайковый пояс расположен на левобережье низовий р. Хондергей среди силурийских терригенно-карбонатных отложений. Пояс шириной ~10 км и длиной до 40 км имеет общее субширотное простирание, параллельное границам прогиба. Дайки заполняют почти непрерывную сеть параллельных левосдвинутых разломов. Они имеют мощность от 3–4 до 8–10 м, протяжённость от нескольких сотен метров до 3 км и сложены афировыми и порфиroidными базальтами с ярко выраженной шаровой отдельностью. Шары отдельности размером от 10 до 50–60 см, имеют скорлуповатое строение. На восточном продолжении Чаданского дайкового пояса расположено Баян-Тугайское поле платобазальтов, залегающее на силурийских толщах и протягивающееся более чем на 30 км.

Хондергейский дайковый пояс начинается в 10 км южнее Чаданского пояса, но, в отличие от последнего, имеет преимущественно субмеридиональное простирание даек. Непосредственные взаимоотношения между субширотными и субмеридиональными дайковыми поясами не установлены. Хондергейский пояс занимает площадь ~20 × 30 км среди ордовик-силурийских отложений. Мощность даек изменяется от 1–2 до 15 м, протяжённость – от 20–30 до 1500 м. Шаровая отдельность проявлена слабо и лишь вдоль контактов. Мелкие дайки обычно сближены с расстоянием между ними 15–30 м. Крупные дайки часто удалены друг от друга, хотя иногда могут сопровождаться мелкими дайками.

В полях платобазальтов участков Баян-Тугай, Кулбус-Даш, Берт-Даг, Он-Кажа, Кара-Суг лавовые потоки мощностью 2–6 м залегают на силурийских известняках-ракушечниках без видимых угловых несогласий, образуя в современном рельефе наклонное плато протяжённостью от нескольких до десятков километров. Между потоками наблюдаются линзы и прослойки красноцветных песчаников и алевролитов, элементы залегания которых совпадают с залеганием нижележащих силурийских отложений. В основании базальтового плато часто наблюдаются гиалокластиты и лахары, свидетельствующие об излияниях в водную среду. Через 200–250 м вверх по разрезу лавовой толщи в её составе возрастает доля терригенного материала, появляются прослойки сероцветных пород. Вулканиды представлены массивными и миндалекаменными, порфиroidными и афировыми разностями преимущественно базальтов, редко – андезитов, и

их лавобрекчиями. С платобазальтами пространственно ассоциируют вулканические куполовидные постройки, штоки кислого состава размером от 150 × 150 м до 1–3 км, типовые образования которых наблюдаются на участках гор Кулбус-Даш, Берт-Даг, рек Хуле, Кадвой и др. Кислые породы представлены кварцевыми гранит-порфирами, флюидальными риолит-порфирами, лавобрекчиями, игнимбритами. Некоторые купола образуют довольно простые штоки со скорлуповатым строением, другие имеют сложное строение с проявлениями брекчий взрыва, сольфатарной деятельности.

Также нами изучены и опробованы девонские вулканогенно-осадочные толщи южной приграничной с Монголией части Тувинского прогиба по рекам Кендей, Кадвой, Торгалыг и др. на тувинской и монгольской (ур. Кудук) сторонах. В отличие от других участков, вулканическое плато южной части прогиба подстилается нижнедевонскими красноцветными терригенными толщами, содержащими рой даек и силлов базитового состава и редкие дайки кислого состава. Далее разрезы представлены базальтовыми плато с прослоями терригенных отложений и прорывающими их вулканическими сооружениями (до 1–1,5 км) и штоками (200–300 м) кислых пород. Кислые породы несут обильные медьсодержащие баритовые, барит-кальцитовые жилы, яшмо-карбонатные желваковые стяжения.

По составленным картам и разрезам на участках ур. Кудук, р. Кадвой, г. Баян-Тугай, г. Он-Кажа, г. Кулбус-Даш, г. Берт-Даг, р. Кара-Суг, характеризующихся примерно одинаковой геологической ситуацией, установлен следующий обобщённый досреднедевонский разрез образований Тувинского прогиба: терригенные толщи силура и раннего девона, вмещающие базитовые дайковые пояса, → обширные базальтовые покровы с общей мощностью до 100–250 м → терригенные породы с покровами и силлами базальтов. Разрезы пронизаны цепочками штоков кислого состава до 200–300 м и (или) венчаются вулканическими сооружениями до 2–3 км в диаметре.

Методика исследований

Методы работы прежде всего опирались на планомерное геологическое картирование опорных участков с отбором проб для петрографических и изотопно-геохимических исследований. Аналитические исследования РФА, ICP-MS методами проводились в лабораториях ТГУ (Томск), ИГХ СО РАН (Иркутск). Изотопные исследования на Rb-Sr и Sm-Nd выполнены в ИГЕМ РАН А.В. Никифоровым.

Петрографическая и изотопно-геохимическая характеристика базитовых пород

Петрографическая характеристика. Базиты лав и даек по составу не различаются между собой и представлены тёмно-серыми, почти чёрными с

зеленоватым оттенком базальтами и андезито-базальтами, редко – андезитами. В центральной и южной части прогиба (Кара-Суг, Кадвой) встречаются гиалокластиты в основании лавовой толщи. Для даек характерна шаровая отдельность.

Базиты имеют массивные и миндалекаменные текстуры, афировые и порфиоровые структуры. Порфиоровые выделения размерами от 0,5–5 до 10 мм составляют обычно 5–15 %, иногда до 35% от объёма породы. Они представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном. Плагиоклаз преобладает, он часто зональный, большей частью замещён вторичными минералами – серицитом, карбонатом, соссюритом, пелитовым веществом, альбитом, цеолитами. Оливин псевдоморфно замещён боулингитом. Наиболее свежие вкрапленники представлены редким клинопироксеном, тоже частично замещённым хлоритом и рудным веществом. Структура основной массы интерсертальная, пойкилоофитовая, офитовая, долеритовая, иногда гиалиновая. Это, как правило, реликтовые структуры, так как основная масса замещается вторичными минералами – хлоритом, карбонатом, серицитом, гидроокислами железа. По реликтам устанавливаются следующие первичные минералы: плагиоклаз, клинопироксен, оливин, титаномagnetит, ильменит, апатит, кварц, калиевый полевой шпат. Количество рудных минералов может достигать 10%. Миндалины могут быть очень обильными (до 30%) и разноразмерными (от 1 мм до 3–5 см), выполнены чаще всего кварцем, агатом, реже – хлоритом, карбонатом.

Особенности химического состава. В петрогеохимических данных (табл. 1, 2) представлены разнофациальные проявления базитового рифтогенного магматизма – как покровные лавы, так и субвулканические тела (дайки, силлы, мелкие штоки). Содержание SiO₂ варьирует в широких пределах – от 43 до 62 мас. %, но 75% изученных пород попадают в диапазон 45–53 мас. %. На классификационной диаграмме SiO₂ – (Na₂O+K₂O) преобладающая часть пород занимает область составов базальтов, значительно меньшая часть – области трахибазальтов, трахиандезитов, андезитов.

Таблица 1

Химический состав базитов Тувинского прогиба

№ обр.	Содержание компонентов, %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
<i>Участок Баян-Тугай</i>											
ДВ 1/1	61,7	1,039	15,51	5,76	0,062	3,015	2,324	6,82	0,24	0,196	99,92
ДВ 1/2	62,64	0,8	15,25	5,63	0,078	3,22	1,788	5,36	1,04	0,163	100,17
ДВ 1/5	53,21	1,616	17,88	9,19	0,156	4,218	4,187	4,37	1,314	0,245	100,24
ДВ 1/6	52,79	1,439	18,9	9,98	0,368	3,9	2,112	7,11	0,348	0,179	100,14
ДВ 1/7	55,54	1,683	16,4	7,98	0,428	5,32	2,925	5,35	0,512	0,233	100,15
ДВ 1/9	49,46	2,525	15,28	14,12	0,872	4,318	6,277	4,34	0,636	0,28	100,16

Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба

№ обр.	Содержание компонентов, %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
Перевал Чаа-Холь – Ишти-Хем											
ДВ 2/1	50,4	2,775	13,43	15,15	0,27	4,26	5,987	3,93	0,618	0,322	100,3
ДВ 2/2	46,53	3,877	12,66	16,09	0,384	5,341	8,067	3,58	0,702	0,645	100,27
Верховья р. Хондергей											
А 301	52,4	1,6	15,7	9,9	0,4	5,1	6,5	3,6	1,5	0,3	100,2
А 302	52,7	1,6	15,7	9,8	0,5	5,1	6,7	3,4	1,5	0,3	100,2
А 303	46,2	2,6	14,6	13,5	0,5	6,3	9,7	2,8	1,1	0,3	100,2
А 304	45,8	2,7	15	13,7	0,7	6,7	8	3,2	1,4	0,4	100,1
А 305	61,3	1,3	13,6	7,8	0,4	4	2,7	5,1	1,4	0,2	100,2
Чаданский субширотный дайковый пояс											
ДВ 6/1	52,68	2,166	15,59	11,49	0,117	3,783	3,318	5,94	0,321	0,23	100,06
ДВ 6/2	47,26	3,981	12,25	16,71	0,263	4,852	7,85	3,11	1,001	0,558	99,89
ДВ 6/3	49,11	3,069	12,12	16,6	0,299	3,393	8,258	3,05	0,753	1,389	100,21
ДВ 6/4	48,93	3,435	12,82	15,84	0,237	4,689	8,113	3,31	0,822	0,512	100,32
Чд 1	48,58	3,423	12,05	17,51	0,295	3,449	8,118	2,89	0,897	1,381	100,31
Чд 2	52,76	2,449	15,44	11,99	0,168	2,94	6,336	3,93	1,68	0,283	100,37
Чд 3	51,56	2,896	14,68	12,33	0,204	3,113	5,957	3,85	2,245	0,576	99,68
Чд 3 а	49,03	3,429	12,81	16,09	0,247	4,191	8,002	3,27	1,07	0,514	100,4
Чд 4	54,2	2,554	14,37	12,39	0,184	2,5	6,406	3,23	1,963	0,357	100,28
Чд 5	49,15	3,152	11,93	17	0,308	3,121	7,95	2,93	0,879	1,648	99,84
Чд 6	50,01	3,034	12,36	15,84	0,291	2,838	6,887	3,48	1,324	1,707	99,65
Чд 8	59,66	1,733	13,32	11,26	0,172	1,203	4,19	2,76	3,189	0,566	99,93
Чд 9	49,59	3,552	12,85	16,12	0,284	3,995	7,275	2,98	1,053	0,573	100,14
Хондергейский субмеридиональный дайковый пояс											
191-1	57,39	1,69	14,67	9,3	0,22	3,2	3,49	5,7	0,12	0,26	100,43
192	48,37	4,23	11,49	16,57	0,3	4,03	6,5	4	0,36	0,78	99,82
195	51,1	1,45	16,55	9,41	0,14	5,81	8,79	3,46	0,14	0,18	100,34
197	52,05	1,26	17,07	9,15	0,16	5,21	8,82	2,99	0,17	0,16	100,44
197-1	48,44	2,04	16,6	10,87	0,33	5,87	7,57	3,53	0,32	0,26	100,49
198	49,66	1,7	15,19	9,81	0,41	5,09	5,36	4,81	0,84	0,23	100,84
201	54,13	1,37	16,47	8,59	0,63	4,62	4,16	5,06	1,27	0,21	100,44
Участок Он-Кажа, Улугхемская зона											
ДВ 5/7	43,19	1,54	15,6	9,43	0,296	3,056	14,915	2,56	0,223	0,187	100,26
ДВ 5/10	46,1	1,635	16,57	12,26	0,203	4,723	11,304	3,03	0,383	0,2	100,1
ДВ 5/9	47,1	1,723	15,67	10,82	0,108	3,746	8,753	2,23	0,531	0,175	95,33
ДВ 5/2	47,59	0,98	15,52	10,42	0,167	4,603	12,025	2,28	0,16	0,109	100,22
ДВ 5/1	52,72	1,265	17,35	5,97	0,091	8,874	4,19	2,95	0,255	0,141	100,03
ДВ 5/11	54,17	2,002	13,81	11,66	0,243	3,521	7,613	3,39	0,667	0,28	100,1
ДВ 5/12	51,55	1,152	15,87	9,24	0,167	3,251	10,951	2,8	0,282	0,148	100,19
ДВ 5/15	51,93	1,325	16,06	9,84	0,19	6,012	9,823	2,92	0,221	0,145	100,11
ДВ 5/16	51,14	1,264	16,37	7,6	0,077	6,79	6,466	3,19	0,256	0,142	100,12

№ обр.	Содержание компонентов, %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
ДВ 5/19	51,05	1,486	17,25	10,37	0,148	4,694	9,359	3,31	0,342	0,165	100
<i>Участок Берт-Даг – Кулбус-Даи</i>											
ДВ 221	53,98	2,371	12,49	13,89	0,496	3,548	3,715	4,11	0,24	1,037	100,05
ДВ 224	43	1,141	16,55	7,57	0,199	2,883	17,175	2,68	0,164	0,098	100,33
ДВ 228	44,8	1,525	15,22	12,43	0,523	3,649	10,936	3,29	0,296	0,164	100,43
ДВ 229	51,32	1,843	16,49	11,19	0,492	4,735	8,418	3,65	0,346	0,172	100,19
ДВ 230	50,37	1,855	16,75	8,29	0,312	3,198	9,325	4,16	0,551	0,17	100,22
ДВ 232	54,22	0,946	16,31	7,4	0,665	3,802	6,921	4,08	1,707	0,172	100,13
ДВ 233	54,47	0,939	16,52	7,53	0,361	4,963	7,669	3,82	1,014	0,179	100,11
243	47,44	1,25	16,74	10,6	0,11	4,68	11,64	3,11	0,27	0,14	100,49
245	47,03	1,35	17,03	9,15	0,18	6,86	8,97	4,45	0,28	0,17	100,63
248	56,94	0,85	16,1	7,41	0,12	3,06	6,29	4,15	0,76	0,22	100,37
250	48,6	2,15	15,93	12,87	0,32	5,62	6,18	4,6	0,48	0,22	100,7
259	45,73	1,38	16,14	11,43	0,15	5,65	9,85	3,99	0,12	0,22	100,53
265	52,26	2,38	12,93	13,56	0,27	4,35	5,07	4,63	0,94	0,38	100,17
272	46,13	1,02	15,54	13	0,18	8,59	5,86	4,14	0,6	0,11	100,72
286	46,56	1,51	15,83	9,76	0,15	9,39	7,65	2,61	0,38	0,2	100,38
295	56,3	1,81	12,11	14,9	0,69	2,13	2,41	4,4	0,14	0,7	95,59
299	54,13	1,01	15,87	7,39	0,47	4,49	4,16	6,49	0,61	0,18	100,68
304	53,6	2,9	12,91	13,95	0,28	2,84	4,52	4,57	1,07	0,82	99,81

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены дайки, простым – лавы.

Базиты Тувинского прогиба отвечают в различной степени дифференцированным расплавам. Значительную роль играло, по-видимому, фракционирование оливина, в результате которого содержание MgO в расплавах сократилось до 2–3 мас.% и соответственно понизилась величина Mg# до 0,16. Наиболее дифференцированные расплавы характерны для базитов Западно-Таннуольской (ЗТ) зоны (Mg# 0,16–0,34), менее дифференцированные – базитам Улугхемской (УХ) зоны (Mg# 0,35–0,73).

На петрогеохимических диаграммах наблюдаются положительные корреляции SiO₂ – (Na₂O+K₂O), Sr – K₂O, K₂O – TiO₂. На многих диаграммах (MgO – TiO₂, MgO – Al₂O₃, P₂O₅ – TiO₂, а также SiO₂ – MgO, CaO – Al₂O₃ (не показаны) явные корреляции не обнаруживаются, но везде на общем размытом фоне присутствует отчётливый собственный тренд базитов Чаданского дайкового пояса. По невысокому отношению Na₂O / K₂O (< 5) базиты ЗТ зоны чётко отличаются от низкокальциевых базитов УХ зоны, где это отношение составляет от 6 до 20.

Таблица 2

Редкоэлементный состав базитов Тувинского прогиба

Элементы	Состав исследованных образцов, ppm												
	ДВ 1/2	ДВ 6/1	ДВ 6/3	ДВ 6/4	А 301	А 304	ДВ 1/7	ДВ 1/9	ДВ 5/1 5	ДВ 5/1 9	ДВ 22 9	ДВ 5/1 1	ДВ 23 3
Li	58,42	35,99	20,85	20,30	76,83	72,68	73,48	41,08	11,26	16,48	8,23	4,41	20,43
Be	0,94	1,59	2,68	1,75	1,28	1,1	1,39	1,08	0,68	0,88	0,83	1,51	0,84
Sc	16,75	26,32	38,33	45,17	32,15	22,5	29,78	38,68	37,30	32,80	34,58	33,24	26,30
Ti	5199	13 846	19072	20 625	9858	14 601	10 847	16402	9054	10 270	11 749	12 615	5753
V	131,61	314,96	171,19	424,63	254,22	320,72	239,35	419,67	273,47	272,94	299,21	276,05	196,58
Cr	10,73	4,56	4,16	31,89	35,07	188,34	5,66	9,83	79,65	51,51	22,94	15,73	85,37
Co	15,90	34,59	29,48	42,03	35,09	44,96	41,95	43,41	43,99	44,95	42,95	47,84	36,47
Ni	9,36	3,85	2,80	18,95	33,11	104,3	14,51	9,72	68,69	48,45	30,89	27,85	72,42
Cu	3,69	18,32	10,73	23,48	5,40	80,19	21,14	1,43	43,20	41,91	1,54	80,95	6,15
Zn	90,27	151,81	193,70	144,02	786,69	812,32	656,20	1428,3	124,83	99,94	504,85	146,70	354,59
Ga	21,58	24,27	25,81	23,88	19,46		27,23	28,52	22,96	25,61	24,70	23,10	20,06
Rb	19,20	5,49	15,43	17,10	34,57	4,03	8,23	13,78	2,40	5,77	5,26	5,38	14,09
Sr	233,18	430,49	241,71	298,07	492,66	306,3	383,38	257,45	287,00	351,16	265,22	261,80	503,51
Y	35,40	36,06	130,15	73,99	45,43	31,68	43,33	55,31	35,63	40,49	35,96	62,68	19,97
Zr	172,90	180,24	909,58	492,99	218,32	204,63	223,35	182,22	120,31	152,20	143,46	270,26	110,10
Nb	6,11	9,04	16,34	9,96	5,19	8,51	7,32	8,09	2,36	3,15	3,53	5,12	3,85
Cs	1,49	0,63	0,80	0,19	2,24	3,36	0,99	1,30	0,29	0,44	0,29	0,16	0,16
K	8632	2656	6225	6806	12450	11620	4250	5279	1826	2822	2905	5644	8383
Ba	214,70	171,53	168,85	173,06	650,80	419,39	261,68	200,81	112,40	120,64	134,77	260,55	371,83
La	8,69	12,88	31,50	18,61	11,06	7,23	10,21	10,34	6,22	8,68	7,71	14,30	9,63
Ce	21,93	31,71	85,73	48,36	31,71	22,43	30,90	29,04	18,06	23,06	20,92	40,47	23,41
Pr	2,93	4,09	12,91	7,31	4,36	3,47	4,55	3,98	2,70	3,40	3,11	5,67	3,04
Nd	13,95	19,26	66,54	35,56	21,48	17,46	21,14	21,25	13,04	17,52	15,43	28,94	13,12
Sm	3,72	5,11	18,14	9,32	5,88	5,17	5,61	6,11	4,31	5,73	4,58	7,84	3,51
Eu	0,80	1,73	5,53	2,85	1,73	1,93	1,81	2,52	1,48	1,71	1,62	2,43	1,15
Gd	4,62	5,71	22,55	12,33	6,59	6,04	6,66	8,29	5,14	6,56	5,91	9,66	3,72
Tb	0,88	0,99	3,78	2,01	1,36	1,03	1,12	1,66	0,89	1,18	0,97	1,87	0,56
Dy	5,54	5,75	21,18	12,06	7,78	6,5	7,27	8,83	6,09	7,42	6,42	10,39	3,34
Ho	1,41	1,26	4,92	2,73	1,80	1,43	1,56	2,11	1,35	1,63	1,45	2,55	0,74
Er	4,24	3,68	13,05	7,21	5,05	3,85	4,95	6,07	4,08	4,91	4,25	7,55	2,11
Tm	0,71	0,59	2,03	1,25	0,73	0,57	0,67	0,92	0,70	0,77	0,65	1,09	0,30
Yb	3,94	3,14	11,48	7,19	4,21	3,47	4,37	5,20	3,84	4,70	3,96	6,19	1,70
Lu	0,68	0,50	1,86	1,00	0,67	0,53	0,70	0,82	0,58	0,64	0,58	1,08	0,24
Hf	4,98	4,52	14,45	8,44	5,13	4,83	5,48	5,67	3,62	4,93	4,30	7,78	2,74
Ta	0,43	0,51	1,01	0,58	0,36	0,64	0,40	0,50	0,15	0,21	0,22	0,37	0,18
Pb	2,65	5,03	4,43	6,28	12,48	49,41	13,65	6,40	4,30	2,19	3,54	6,99	4,03
Th	2,39	1,44	2,69	2,12	1,74	0,31	1,42	1,26	0,80	1,13	0,89	1,85	0,91
U	1,29	0,58	0,99	0,71	0,71	0,28	0,56	0,67	0,31	0,49	0,41	1,10	0,43
Σ REE	74,06	96,39	301,2	167,8	104,41	81,11	101,51	107,13	68,47	87,92	77,55	140,4	66,55
(La/Yb) _{PM}	1,5	2,8	1,9	1,8	1,8	1,4	1,6	1,4	1,1	1,3	1,3	1,3	3,9

Таким образом, по химическому составу базиты подразделяются на две группы: 1) высокотитанистые (TiO₂ 1,7–4%), высокофосфористые (P₂O₅ 0,4–1,7%), высококалиевые (K₂O 0,7–2,45%), низкоглинозёмистые (Al₂O₃ 11,5–13%), низкомагнезиальные (Mg# 0,16–0,34), преобладающие в ЗТ зоне; 2) низкотитанистые, низкофосфористые, низкокалиевые, высокоглинозёмистые (Al₂O₃ 14,5–18%), более высокомагнезиальные (Mg# 0,35–0,73), преобладающие в УХ зоне. В структурном плане низкотитанистые базиты распространены преимущественно в пределах прогиба (не считая Хондергейского дайкового пояса), а высокотитанистые – преимущественно

но на северном плече прогиба в пределах менее нарушенных ордовик-силурийских толщ. Хондергейский дайковый пояс развит в пространстве между собственно прогибом и его сдвиговой компонентой – Бажын-Алакским выступом, ослабленным расколами. Как считают N.T. Arndt и U. Christensen [9], внутри прогиба и на его плечах достигается разная степень плавления вещества ввиду разной степени нарушенности литосферы.

Геохимические характеристики базитов отражены в табл. 2 и на диаграммах (рис. 2). Спектры составов пород, нормализованных к составу примитивной мантии [13], практически идентичны по всему Тувинскому прогибу. Область составов базитов перекрывает линию составов OIB, при этом базиты ЗТ зоны обогащены всеми элементами относительно базитов УХ зоны. Все базиты обогащены Pb, U, Ba и относительно обеднены Ti, Rb, Th.

Присутствует ярко выраженная Ta-Nb отрицательная аномалия, при этом аномалия в УХ зоне гораздо более глубокая. Отношение $(Tb / Yb)_{Ch}$ 1,1–1,7 указывает на участие в их источнике шпинельсодержащих перидотитов [6] и, судя по более высоким значениям в базитах ЗТ зоны, их источники более глубинные. Низкие содержания Cr (4–85 г/т) и Ni (3–70 г/т) свидетельствуют о высокой степени дифференциации базитов, особенно в ЗТ зоне, где отмечаются наиболее низкие значения (до 35 и 30 г/т соответственно). То есть базиты ЗТ зоны более дифференцированы, об этом же говорят более высокие содержания Zr, Y, Nb.

По характеру распределения РЗЭ породы ЗТ и УХ зон близки между собой и представлены пологим спектром, похожим на распределение в E-MORB. Однако Σ РЗЭ в базитах УХ зоны (67–140 г/т) превышает содержание РЗЭ в E-MORB до 3 раз, а в ЗТ зоне (75–301 г/т) – до 6 раз, приближаясь при этом к базитам OIB. В отличие от пород других рифтогенных прогибов Центральной Азии, породы Тувинского прогиба несколько обогащены лёгкими РЗЭ по сравнению с тяжёлыми $[(La / Yb)_{PM} 1,2–1,9]$. Европейская отрицательная аномалия присутствует практически всегда. Все базиты обогащены Pb, U, Ba и относительно обеднены Ti, Rb, Th. Присутствует ярко выраженная Ta-Nb отрицательная аномалия, при этом в УХ зоне она гораздо более глубокая.

Изотопные составы неодима и стронция рассматриваемых базитов приведены в табл. 3.

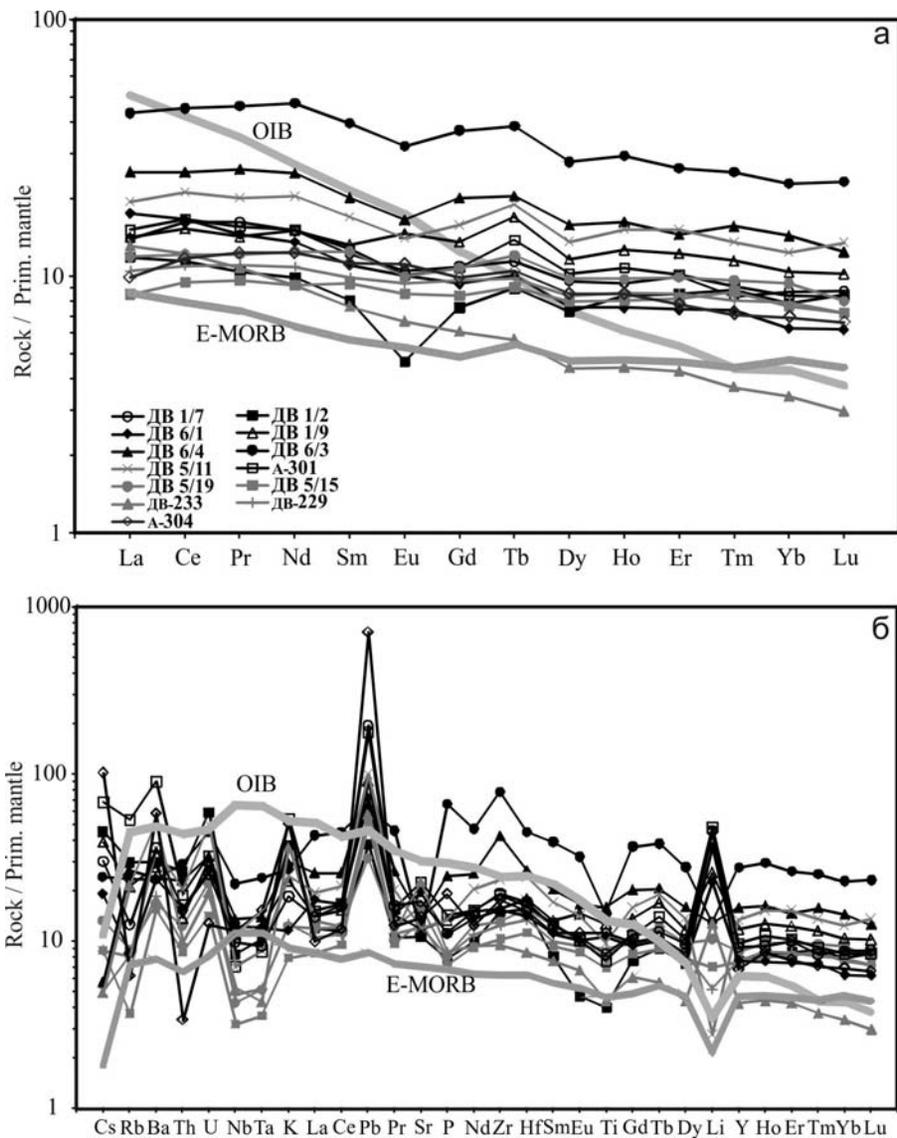


Рис. 2. Распределение в базитах Тувинского прогиба редкоземельных (а) и несовместимых (б) элементов, нормированных к составу примитивной мантии [13]

Изотопный состав базитов Тувинского прогиба

№ обр.	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr*	ε _{Sr} (T)	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (T)	T (DM)
Улугхемская зона												
ДВ-5/11	4,9	238	0,0599	0,703710	0,70338	-9,4	6,9	23,5	0,17804	0,513021	8,42	556
ДВ-5/19	4,9	331	0,0430	0,703456	0,70322	-11,7	4,5	14,2	0,19265	0,513046	8,18	761
Дв-229	4,9	231	0,0612	0,703501	0,70316	-12,5	3,9	12,4	0,19049	0,513066	8,68	558
Дв-233	14,1	485	0,0844	0,705048	0,70458	7,6	2,8	11,5	0,14572	0,512830	6,30	720
Западно-Таннуольская зона												
ДВ-1/7	7,8	347	0,0649	0,705673	0,70531	18,0	4,8	17,2	0,17003	0,513008	8,56	499
ДВ-6/3	15,5	235	0,1914	0,704940	0,70388	-2,3	17,8	61,9	0,17331	0,512972	7,70	676
ДВ-6/4	18,1	299	0,1748	0,705829	0,70486	11,6	9,3	32,3	0,17295	0,512957	7,42	726
А-304	27,5	328	0,2423	0,706163	0,70482	11,0	4,8	17,1	0,17097	0,512953	7,43	709

* Данные пересчитаны на возраст 390 млн лет.

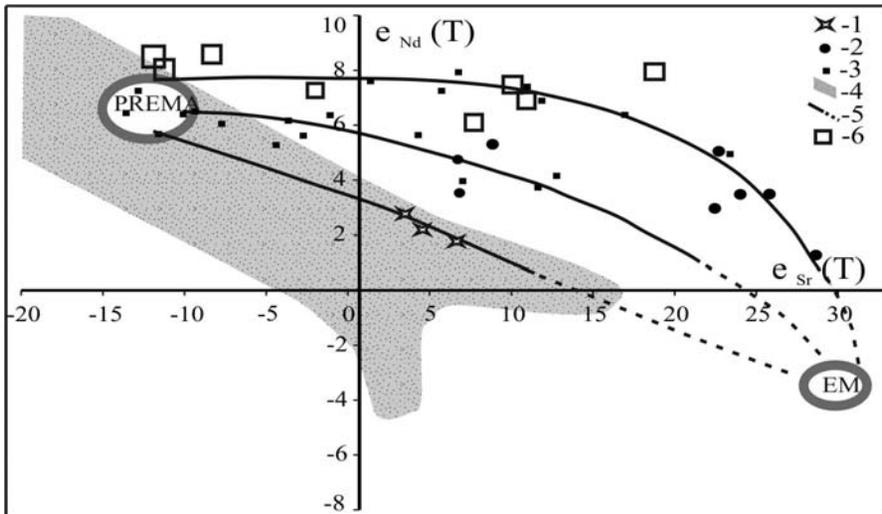


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ для базитов Тувинского рифтогенного прогиба
 1, 2 – базиты Виллойского рифта [4]: 1 – умеренно-титанистые;
 2 – высокотитанистые; 3 – рифтогенные базиты Алтае-Саянской области по [8];
 4 – поле составов мантийных пород (mantle array); 5 – гиперболы смещения, отвечающие высокой величине Sr/Nd и варьирующему содержанию Sr в источнике EM;
 6 – базиты Тувинского прогиба. Мантийные источники: PREMA – умеренно деплетированная мантия; EM – мантия, обогащённая радиогенным стронцием

Породы отличаются весьма высокими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от 6,3 до 8,68 и широкими вариациями $\epsilon_{Sr}(T)$ от -12,5 до +18. На диаграмме $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$ (рис. 3) точки их составов в целом расположены по краю и выше поля составов мантийной корреляции (mantle array). При этом базиты УХ зоны располагаются преимущественно в области деплетированной мантии. Базиты ЗТ зоны занимают положение преимущественно в правой верхней половине, склоняясь к мантии типа EM-II, что, возмож-

но, связано с участием в источнике плавления компонента обогащённой рубидием мантии. Эти вариации составов связаны с вещественной неоднородностью мантии и присутствием мантийного плюма в основании магматической области, а также существованием в строении плюма зон как обогащённых, так и обеднённых радиогенным стронцием.

Обсуждение результатов исследований

Представленные петрогеохимические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что вариации в составе магматических пород Тувинского прогиба определялись разными факторами, в том числе кристаллизационной дифференциацией, контаминацией, степенью плавления и неоднородностью источников магм. Рассмотрим роль этих факторов в образовании основных пород Тувинского прогиба.

Коровая контаминация. Наличие порфирировых выделений плагиоклаза, оливина и клинопироксена в базальтах даёт основание полагать, что расплавы могли находиться в промежуточных магматических камерах, в том числе и внутрикоровых, и испытывать перед извержением как кристаллизационную дифференциацию, так и взаимодействие с боковыми породами. Для оценки возможности этих процессов рассмотрим отношения Th / Ta и La / Yb в базитах. Коровая контаминация приводит к обогащению Th относительно Ta и Yb [11, 14] На рис. 4 точки составов базитов Тувинского прогиба, имея высокое значение Th / Ta и низкое La / Yb , располагаются на границе и выше тренда области составов мантийных магм океанических плато ОРВ [11]. Часть точек попадает в поле составов зон субдукции. Большинство точек располагаются вне полей составов мантийных магм, что предполагает существенное влияние коровой контаминации при магомобразовании.

О существенной роли коровой контаминации свидетельствуют диаграммы $Ti / Yb - Nb / Th$, $La / Nb - Ce / Pb$, $Zr / La - Th / Ta$ [10], на которых базиты Тувинского прогиба попадают в поле составов континентальной коры. Очень низкие значения Nb / U (4,7–16,5) также говорят о высокой доле контаминированного материала.

Кристаллизационная дифференциация. Роль процессов фракционирования в эволюции магматических расплавов Тувинского прогиба не вызывает сомнений. Об этом свидетельствуют согласующиеся с моделями кристаллизационной дифференциации низкие величины $Mg\#$ в базитах УХ зоны (0,35–0,73) и в базитах ЗТ зоны (0,16–0,34), сравнительно низкое содержание в базитах Ni (3–70 г/т) и Cr (4–85 г/т). На ранних стадиях магматической истории ведущую роль, по-видимому, играло фракционирование оливина, в результате которого содержание MgO в расплавах сократилось до 5 мас. % и, соответственно, понизилась величина $Mg\#$ до 0,34–0,16. На более поздних стадиях эволюции расплавов на первый план вышло фракционирование плагиоклаза, клинопироксена и рудных минералов, что согласуется с наличием в породах порфирировых выделений этих минералов.

Присутствие практически во всех пробах отрицательной европиевой аномалии предполагает также важную роль кристаллизации плагиоклаза в изменении состава расплавов. Таким образом, оливин-клинопироксен-плагиоклазовое фракционирование расплавов, по-видимому, было одним из ведущих механизмов кристаллизационной дифференциации базитовых магм Тувинского прогиба.

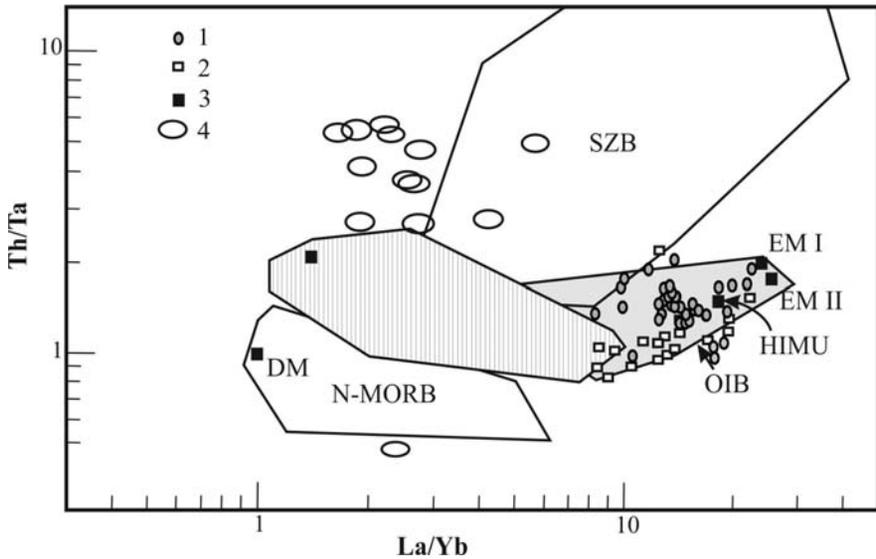


Рис. 4. Положение базитов Тувинского прогиба на диаграмме La/Yb – Th/Ta [14]:
 1 – базиты Вилюйского палеорифта; 2 – высокотитанистые рифтогенные базиты Алтае-Саянской области; 3 – составы мантийных источников;
 4 – базиты Тувинского прогиба. Поля разных типов базитов и некоторых мантийных источников: OIB – океанических островов; N-MORB – срединно-океанических хребтов; SZB – зон субдукции; HIMU – источник с высоким $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ отношением; EM I + EM II – обогащённая мантия; DM – деплетированная мантия

Условия формирования расплавов. О вариациях условий плавления и гетерогенности источника расплавов свидетельствуют прежде всего петрогеохимические данные: преобладание высокотитанистых базитов, обогащённых несовместимыми элементами, в пределах обрамления Тувинского прогиба и развитие низкотитанистых базитов, менее обогащённых несовместимыми элементами, в пределах прогиба.

В соответствии с геохимическими данными базитовые расплавы формировались из шпинельсодержащего мантийного источника. Отношение $(\text{Tb} / \text{Yb})_{\text{Ch}}$ 1,1–1,3 в базитах УХ зоны и $(\text{Tb} / \text{Yb})_{\text{Ch}}$ 1,4–1,7 ЗТ зоны, указывающее на участие в источниках расплавов шпинельсодержащих перидотитов, позволяет сделать вывод, что источники базитов ЗТ зоны более глубокие.

Природа источников магматизма. На дискриминационной диаграмме $K_2O - TiO_2$ базиты ЗТ зоны попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов океанических островов OIB [7], в то время как базиты УХ зоны попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов MORB. Как уже отмечалось выше, при формировании расплавов существенную роль играли процессы контаминации при участии рециклированной литосферы в источниках магмогенерации.

При оценке вероятного происхождения источников магматических пород Тувинского рифтогенного прогиба следует обратить внимание на сходство их состава с породами среднепалеозойских рифтовых зон Алтае-Саянской области [8] и Вилуйского рифта [4]. Это сходство прослеживается в петрохимических характеристиках пород (высокие содержания TiO_2), в закономерностях распределения несовместимых элементов, а также в близких изотопных составах пород (см. рис. 3). Однако на графике $Th / Ta - La / Yb$ (см. рис. 4) базиты Алтае-Саянской области, так же как и породы Вилуйского рифта, попадают в поле OIB и располагаются между составом FOZO и источниками, представляющими обогащённую мантию EM I, EM II [14]. Базиты Тувинского прогиба располагаются выше полей составов мантийных магм и, частично, составов зон субдукции. Близкими составами характеризуются породы Цаган-Шибэтинской зоны Монголии, расположенной юго-западнее [1].

Алтае-Саянская внутриплитная область формировалась в среднем палеозое на активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. В системе рифтов и грабенов Алтае-Саянской области Тувинский прогиб занимает наиболее крайнее и секущее положение по отношению к краю Сибирского кратона. Зона тройного сочленения грабенов приходится на юго-западную часть Тувинского прогиба. Различия в составах базитов ЗТ и УХ зон, возможно, связаны с разной степенью и уровнем плавления, меняющихся с приближением к кратону. Другой причиной может быть зональное вовлечение в расплавы мантийных источников типа PREMA по направлению к северо-востоку от мантийного плюма [5].

Для второго источника – EM-II (с высоким изотопным отношением стронция) – характерны повышенные содержания крупноионных элементов и относительно низкие содержания других элементов, включая РЗЭ, что типично для корового источника, например обогащённого карбонатным материалом. Это позволяет предположить связь второго источника с субдуцированной литосферой, вовлечённой в рециклинг в результате плюмовой активности.

Таким образом, в формировании расплавов базитов Тувинского прогиба принимали участие плюмовая деятельность, мантийные источники типа PREMA, EM-II и коровая контаминация.

Заключение

Раннедевонский магматизм на территории Тувы связан с проявлением рифтогенных процессов, которые привели к формированию Тувинского прогиба, выполненного вулканогенно-осадочными толщами, а также вызвали образование дайковых поясов базитов по обрамлению прогиба. В очертаниях прогиба и рисунке дайковых поясов присутствуют элементы лево-сдвиговых смещений.

Петрографические и геохимические особенности исследуемых базитов свидетельствуют о фракционировании исходных мантийных расплавов при движении к поверхности и об их существенной коровой контаминации. Формирование расплавов происходило на глубинах устойчивости шпинели. Различия в составах пород, сформированных в пределах Тувинского прогиба (низкотитанистые базиты) и в его обрамлении (высокотитанистые базиты), в основном определялись разной степенью плавления мантийного субстрата и зональностью вовлечения в расплавы мантийных источников PREMA и EM-II. Возможно, что в ходе тектонической эволюции Тувинского прогиба происходили погружение уровня мантийного плавления и уменьшение степени плавления, вследствие чего более поздние продукты магматизма стали более калиевыми, более титанистыми и более обогащёнными несовместимыми элементами. Геодинамическая обстановка раннедевонского магматизма и рифтогенеза Тувинского прогиба определялась плюмово-литосферным воздействием на активной окраине среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента.

Литература

1. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А.* Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // *Петрология*. 1997. Т. 5, № 3. С. 236–252.
2. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандмирова Г.П.* Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // *Петрология*. 2010. Т. 18, № 6. С. 621–634.
3. *Геология СССР. Тувинская АССР*. М. : Недра, 1966. Т. XXIX. Ч. I. 460 с.
4. *Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В.* Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // *Петрология*. 2006. Т. 14, № 6. С. 626–648.
5. *Коваленко В.И., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В.* Источники магм океанических островов // *Доклады Академии Наук*. 2004. Т. 398, № 3. С. 379–384.
6. *Козловский А.М.* Позднепалеозойский рифтогенный бимодальный магматизм Южной Монголии: состав, источники и эволюция расплавов (на примере хребтов Ноён и Тост Гобийского Тянь-Шаня) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2006. 30 с.

7. Миронов В.Ю. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Доклады АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
9. Arndt N.T., Christensen U. The Role of Lithospheric Mantle in Continental Flood Volcanism: Thermal and Geochemical Constraints // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, № B7. P. 10967–10981.
10. Gao Sh., Luo T.-Ch., Zhano B.-R., Zhang H.-F., Han Y.-W., Zhao Zi-D., Hu Yi-K. Chemical Composition of the Continental Crust as Revealed by Studies in East China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62, № 11. P. 1959–1975.
11. Pearce J. A. The Role of Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Destructive Plate Margins // Continental basalt and mantle xenolith / Eds. C. J. Hawkesworth, H. J. Norry. Nantwich : Shiwa, 1983. P. 230–249.
12. Sugorakova A.M., Nikiforov A.V., Bolonin A.V. Devonian Mafic Magmatism of the Tuvian Trough. // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk : Sibprint, 2009. P. 353–355.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
14. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean Mantle Plumes: Evidence from Greenstone Belt Geochemistry // Mantle Plumes: their Identification through Time. Spec. Paper 352. Colorado, 2001. P. 341–358.

Авторы:

Сугоракова Амина Мидхатовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геодинамики, магматизма и рудообразования Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: samina51@inbox.ru

Никифоров Анатолий Викторович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории редкометального магматизма Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. E-mail: nikav@igem.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 85–103. DOI: 10.17223/25421379/1/7

¹A.M. Sugorakova, ²A.V. Nikiforov

¹Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia

**BASIC MAGMATISM OF EARLY DEVONIAN
RIFTING TUVINIAN TROUGH**

Data on content of petrogenic, rare, and rare-earth elements, as well as results of isotopic studies (Rb-Sr, Sm-Nd) of basic part in Devonian magmatic associations of the Tuvian trough have been presented in the paper. The formation of Tuvian trough was associated with rifting in rear of Devonian continental margin of Middle Paleozoic North-Asian continent.

Two groups of spatially separated basic rocks have been distinguished according to their petro geochemical features. The first group – West Tannu-Ola – is close to OIB by composition and is enriched in incompatible elements. The second group – Ulug-Khem – is closer to MORB basalts. According to mantle source types, the basic rocks are compositionally close to primitive mantle and subcontinental lithosphere. Intensity of magmatic activity, enrichment in incompatible elements, and variety of vulcanite compositions let us suggest that a plume component took active part in formation of Tuvian rifting trough. The two groups distinguished suppose the presence of a zonation in participation of mantle sources and in a degree of mantle material melting. The vulcanites are also divided into two groups by isotopic characteristics. This was mainly caused by variations in Rb-Sr ratios (ϵNd from –12.5 to +18) and in a less degree by a range of Sm-Nd ratios (ϵNd from +6.3 to +8.6). Such variations indicate isotopic heterogeneity of magma sources and interaction of subduction and plume components.

The basic rocks of Tuvian trough generally have low alkalinity, low degree of REE fractionating, deep Ta-Nb minimum, and zonation of melt sources. According to these characteristics, they are closer to Lower Devonian volcanic zones of North-Western Mongolia than to Lower Devonian vulcanites of Minusa troughs and Vilyui rift.

Keywords: *Tuvian rifting trough, volcanism, basic rocks, mantle sources, geochemistry and isotopism.*

References

1. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Yu.A. Sources of basaltic melts for Devonian Rift bimodal igneous associations of Central Asia: evidence from trace-element and strontium isotopic data on basic rocks from Northeastern Mongolia // *Petrology*. 1997. T. 5. № 3. pp. 208–222.
2. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Fedoseev G.S., Nikiforov A.V., Sandimirova G.P. Isotopic and geochemical zoning of Devonian magmatism in the Altai-Sayan rift system: composition and geodynamic nature of mantle sources // *Petrology*. 2010. T. 18. № 6. pp. 596–609.
3. *Geologiya SSSR. Tuvinskaya ASSR* [Geology of USSR. Tuva Region]. Moscow: Nedra. 1966. T. XXIX. Ch. I. 460 p. In Russian
4. Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N., Chernyshov R.A., Nikiforov A.V. Middle Paleozoic basic magmatism north-western part Vilyui rift: composition, sources and geodynamics // *Petrology*. 2006. T. 14. № 6. pp. 588–608
5. Kovalenko V.I., Giris A.V., Yarmolyuk V.V., Dorofeeva V.A., Naumov V.B. Magma sources of Ocean Islands // *Doklady Earth Sciences*. 2004. T. 398. № 7, pp. 995–1000.
6. Kozlovskiy A.M. *Pozdnepaleozoyskiy riftogenny bimodal'nyy magmatizm Yuzhnoy Mongolii: sostav, istochniki i evolyutsiya rasplavov (na primere khrebtov Noen i Tost Gobiyskogo Tyan'-Shanya)* [Late Paleozoic rift bimodal magmatism Southern Mongolia: composition, sources and evolution of melts (for example, mountain ranges Noen Tost and Gobi-Tien Shan)]: Avtoref. dis. ... kand. geol.-min. nauk. Moscow, 2006. 30 p. In Russian
7. Mironov V.Yu. *Sootnoshenie titana i kaliya v bazal'takh kak indikator tektonicheskoy obstanovki* [Titanic and potassium ratio in basalts as an indicator of tectonic situation] // *Doklady AN SSSR*. 1990. T. 314. № 6. pp. 1484–1487. In Russian
8. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt // *Petrology*. 2003. V. 11. № 6. pp. 504–531.

9. Arndt N.T., Christensen U. The Role of Lithospheric Mantle in Continental Flood Volcanism: Thermal and Geochemical Constraints // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B7. pp. 10967–10981.
10. Gao Sh., Luo T.-Ch., Zhano B.-R., Zhang H.-F., Han Y.-W., Zhao Zi-D., Hu Yi-K. Chemical Composition of the Continental Crust as Revealed by Studies in East China // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1998.V. 62. № 11. pp. 1959–1975.
11. Pearce J.A. The Role of Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Destructive Plate Margins // *Continental basalt and mantle xenolith* / Eds. C.J. Hawkesworth, H.J. Norry. Nantwich: Shiwa. 1983. pp. 230–249.
12. Sugorakova A.M., Nikiforov A.V., Bolonin A.V. Devonian Mafic Magmatism of the Tuvinian Trough. // *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium.* Novosibirsk: Sibprint, 2009. pp. 353–355.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Magmatism in the Ocean Basins.* Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. № 42, pp. 313–345.
14. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean Mantle Plumes: Evidence from Greenstone Belt Geochemistry // *Mantle Plumes: their Identification through Time.* Spec. Paper 352. Colorado. 2001. pp. 341–358.

Authors:

Sugorakova Amina M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: samina51@inbox.ru

Nikiforov Anatoly V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of rare-metal magmatism, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia.

E-mail: nikav@igem.ru