

УДК.550.4

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

А. А. Воронцов^{1,2,*}, О. Ю. Перфилова³, Н. Н. Крук^{4,5}, А. С. Тарасюк¹

Представлено академиком РАН О.А. Богатиковым 18.01.2017 г.

Поступило 18.01.2017 г.

Приведены результаты геолого-геохимических исследований ряда позднеордовикских ассоциаций в обрамлении Минусинского прогиба, возраст которых установлен ранее геологическими и геохронологическими (U–Pb, Rb–Sr, K–Ar)-методами. Позднеордовикские вулканические породы формируют непрерывную магматическую серию. Базальты этой серии отличаются от девонских базальтов Минусинского прогиба пониженным содержанием TiO₂ (не более 1,7 мас.%) и более фракционированным характером распределения REE. Именно эти особенности следует относить к индикаторным веществам характеристикам позднеордовикских пород. В их составах зафиксированы процессы фракционной кристаллизации и смешения трахибазальтовых магм с коровыми выплавками. С учётом региональных геологических данных показано, что эндогенная магматическая активность позднеордовикского этапа эволюции северной части Алтае-Саянской складчатой области определялась взаимодействием мантийного плюма с литосферной мантией, метасоматически переработанной и обогащённой водой в ходе предшествующих субдукционных процессов.

Ключевые слова: Минусинская впадина, позднеордовикские вулканические породы, литофильные элементы, мантийный плюм.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524854457-463>

На протяжении раннего-среднего палеозоя на территории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) неоднократно реализовывались эндогенные события, приведшие к формированию разновозрастных магматических ареалов. Причины такой активности достаточно надёжно определены для кембрия—раннего ордовика, когда происходило массовое образование анатектических гранитоидных батолитов в коллизионных поясах [1–3]. Они также оценены для раннего девона, когда в регионе произошло формирование системы крупных наложенных прогибов и впадин и сопряжённых с ними крупных полей вулканических пород повышенной щёлочности, образование которых связывается с деятельностью мантийного плюма [4]. Имеется достаточно много данных, свидетельствующих, что эндогенная активность проявлялась и между этими событиями, однако её природа до сих пор не рас-

крыта. Так, установлено, что в середине ордовика на значительном удалении от края каледонского континента практически во внутриплитных условиях началось формирование разрозненных вулканических и вулканоплутонических ареалов, сложенных породами умеренно-щелочной и щелочной серий [5–7]. В это время на палеоконтиненте, в том числе вдоль его края, накапливались карбонатно-терригенные шельфовые осадки, указывающие на режим пассивной окраины [8].

Геодинамическая природа этой эндогенной активности дискуссионна, прежде всего по причине более слабой изученности и отсутствия прецизионной геохимической информации. В нашей работе представлены результаты петролого-геохимических исследований ряда позднеордовикских ассоциаций, возраст которых установлен геологическими и геохронологическими (U–Pb, Rb–Sr, K–Ar)-методами. Полученные данные позволили провести сравнение позднеордовикских и раннедевонских вулканитов между собой и с типовыми магматическими сериями различных геодинамических обстановок. На этой основе рассмотрен вопрос о природе позднеордовикской эндогенной активности в АССО.

Позднеордовикский вулканизм известен на всей территории северной части Алтае-Саянской области. Наиболее широко и полно он проявился в обрамлении Минусинского прогиба (рис. 1). Здесь выде-

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

² Иркутский государственный университет

³ Сибирский федеральный университет, Красноярск

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

⁵ Новосибирский государственный исследовательский
университет

*E-mail: voront@igc.irk.ru

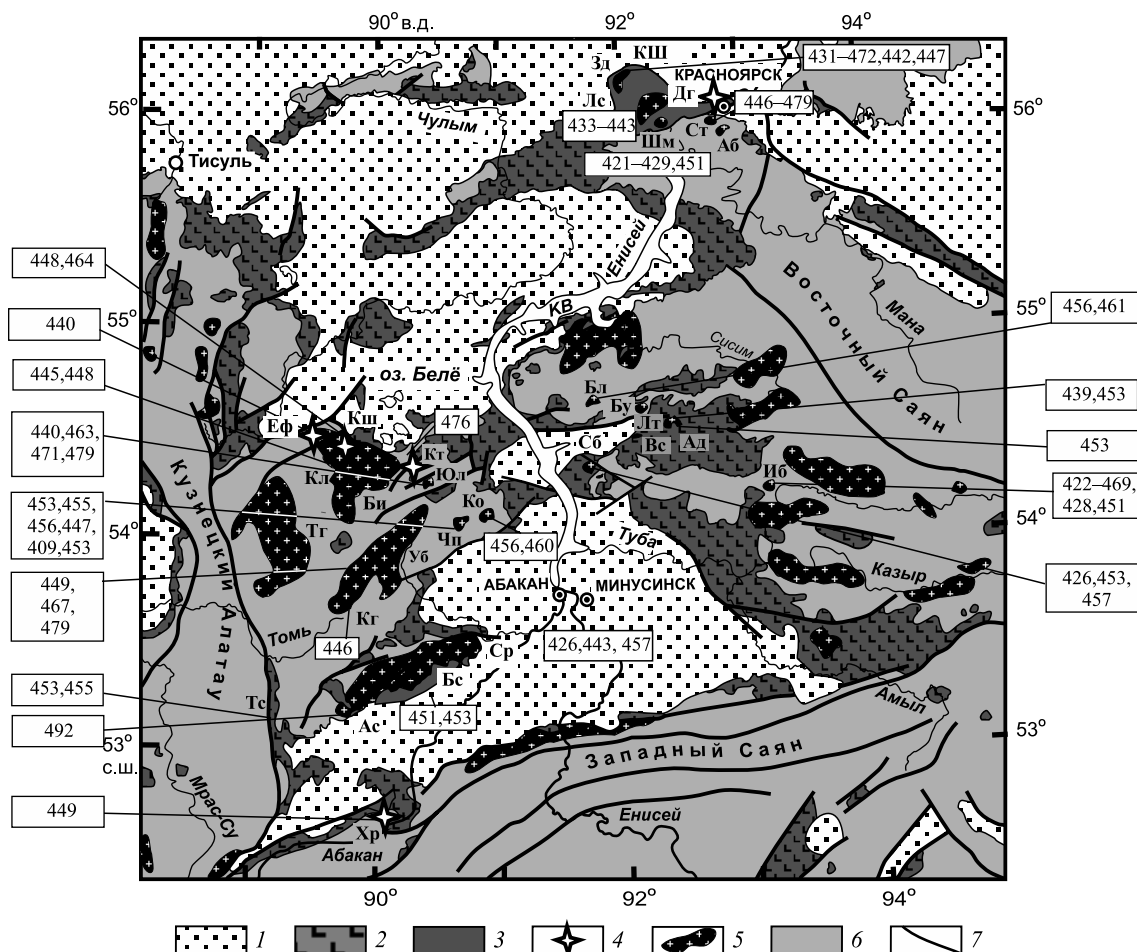


Рис. 1. Схема размещения позднеордовикских магматических ассоциаций в северной части Алтае-Саянской складчатой области. 1 — осадочные отложения (D_{2gv} —C); 2 — раннедевонские вулканические ареалы; 3—5 — позднеордовикские вулканические ареалы: 3 — Качинско-Шумихинский (КШ), Большесырский (Бс), 4 — палеовулканы: Дг — Долгая Грива, Кт — Катюшкинский, Кш — Кошкалакский, Еф — Ефремкинский, Хр — Хараджувский, 5 — массивы: Ст — Столбовский, Лс — Лиственский, Шм — Шумихинский, Зд — Зелеевский, Аб — Абатакский, Бл — Беллыкский, Бу — Буровский, Сб — Сайбарский, Вс — Высокий, Иб — Ирбинский, Лт — Лугагский, Ад — Адрихинский, Кл — Колодзувский, Чп — Чалпанский, Ко — Кожурский, Юл — Юлинский, Би — Белоиюский, Тс — Тейский, Кг — Карлыганский; батолиты: Ср — Сырский, Тг — Тигертышский, Ас — Аскизский, Уб — Уйбатский; 6 — допозднеордовикские геологические комплексы нерасчлененные; 7 — тектонические нарушения. КВ — Красноярское водохранилище. В прямоугольниках — значения абсолютного возраста (млн лет) магматических комплексов. При систематизации геохронологических сведений использованы авторские материалы и данные Г.А. Бабина, Н.Н. Крука, С.Н. Руднева, А.Г. Владимирова, А.Э. Изоха, В.В. Врублевского, Е.И. Берзона, А.Г. Рублева, Л.П. Рихванова, А.Н. Смагина, Г.А. Иванкина, В.Е. Номоконова, В.Л. Хомичева, полученные К—Аг-, Аг—Аг-, Rb—Sr-, U—Pb-методами.

ляются вулканические ареалы $>100 \text{ км}^2$ и изолированные палеовулканы центрального типа ($1\text{--}20 \text{ км}^2$).

Большесырский вулканический ареал протягивается вдоль линейной зоны субширотного простирания $10 \times 30 \text{ км}$, которая приурочена к южному склону хр. Саксыр в юго-западном обрамлении Минусинского прогиба. Этот ареал сформирован вулканическими, жерловыми, субвулканическими породами. Вулканиты представлены переслаивающимися потоками трахиандезитов, трахиандезитов, трахитов, трахидацитов, крупнообло-

мочных и лапиллиевых туфов среднего основного состава. Общая их мощность $>1900 \text{ м}$. Субвулканические и жерловые образования: силлы, некки и дайки микрогаббро, диоритов, микросиенитов, микрогранитов. Мощность их — от первых до 100 м . Эти породы приурочены к магмовыводящим каналам, которые формируют цепочку, ориентированную в том же направлении, что и весь магматический ареал. По данным Rb—Sr-метода датирования, возраст трахитов 451 ± 8 , микросиенитов 453 ± 14 млн лет [7].

Палеовулканы Кошкулакский, Ефремкинский, Катюшкинский сосредоточены в западном обрамлении Минусинского прогиба в предгорьях Кузнецкого Алатау. Кошкулакский (площадь $\sim 10 \text{ км}^2$) кольцевой формы и контролируется расположением вершин гор Большой и Малый Кошкулак, на юго-западных склонах которых сохранились фрагменты дифференцированной вулканической толщи (мощность — до 440 м), с размывом налегающей на позднекембрийские отложения. В основании разреза преобладают трахибазальты, трахиандезитобазальты и их туфы; выше они сменяются андезитами, а завершают разрез порфириновые трахиты. Вулканы прорваны редкими телами взрывных брекчий, микросиенитов и сиенит-порфиров. На северо-восточном фланге палеовулкана на дневную поверхность выведены гипабиссальные сиениты, граносиениты. В строении Ефремкинского палеовулкана участвуют туфы и лавобрекчи трахитов, трахидацитов, трахириодацитов, риолитов, которые фиксируют фрагменты плохо сохранившейся жерловины (1 км^2). Катюшкинский палеовулкан площадью $\sim 17 \text{ км}^2$. В его строении участвуют породы покровной, жерловой фаций и субвулканические тела. Конус вулкана в значительной степени эродирован: его останцы сохранились в виде дугообразных хребтов высотой в первые сотни метров. В пределах этих хребтов вулканическая толща (общая мощность 225 м) имеет пологое ($5\text{--}10^\circ$) периклинальное залегание. В нижней части разреза преобладают трахибазальты, трахиандезитобазальты, выше — трахиандезиты, трахидациты. Жерловая часть сложена туфолавами, взрывными брекчиями, агломератовыми туфами преимущественно трахит-трахидацитового состава. Субвулканические тела редки и представлены дайками долеритов, микросиенитов, выполняющих радиальные трещины, и пластовым телом сиенит-порфиров.

Палеовулкан Долгая Грива (площадь $\sim 10 \text{ км}^2$) находится в центральной части Качинско-Шумихинской депрессии, расположенной к северо-востоку от Минусинского межгорного прогиба. Он сложен породами вулканической, жерловой, субвулканической фаций. Вулканы слагают стратифицированную толщу мощностью до 2200 м, залегающую моноклинально (падение $S3\ 30^\circ$). В ней чередуются покровы трахибазальтов, трахитов, туфов трахит-трахириолит-пантеллеритового состава. Жерловые образования представлены неким эруптивных брекчий трахибазальтов, субвулканические — дайками трахит-порфиров, тонкозернистых габбро, переходящих в эндоконтактной зоне в трахибазальты и лакколитом кварцевых сиенит-порфиров.

Возраст магматических ассоциаций палеовулканов 476–446 млн лет (Rb–Sr-, K–Ar-методы [7], U–Pb-метод по циркону [9]).

Позднеордовикская, раннедевонская ассоциации [4] по набору пород и последовательности их образования проявляют ярко выраженное сходство, и в то же время каждая из ассоциаций обладает характерными особенностями. Сходство заключается прежде всего в том, что по составу слагающих их вулканитов они дифференцированы: в основаниях разрезов обычно сосредоточены трахибазальты, трахиандезитобазальты, которые выше сменяются трахиандезитами, затем трахитами, трахидацитами-трахириолитами, риолитами. В разрезах крайне редко появляются пантеллериты и фрагменты с незаконномерным чередованием пород разного состава. Отличительная черта позднеордовикских ассоциаций — повсеместное присутствие среди вулканитов жерловых образований, указывающих на широкое распространение палеовулканов. Среди них выделяются пирокластические и субвулканические породы, формирующие, как и вулканиты, дифференцированные ассоциации. В отличие от них, в раннедевонских толщах обнаруживают лишь редкие дайки и экструзивные тела трахитов и долеритовые силлы.

Содержания петрогенных и редких элементов в породах изученных вулканических полей приведены в табл. 1. На TAS-диаграмме (рис. 2) точки составов позднеордовикских вулканических пород, как и раннедевонских образований Минусинского прогиба, формируют непрерывную серию преимущественно умеренно-щелочного ряда. Слабые различия отмечены только в части кислых вулканитов: позднеордовикские риолитоиды более щелочные (в пантеллеритах коэффициент апаитности — до 1), чем раннедевонские. На дискриминационной диаграмме Ta–Yb [11] (рис. 3) точки составов позднеордовикских вулканитов с кремнекислотностью 65–76 мас.% формируют непрерывный тренд от внутриплитовых пород к гранитоидам вулканических дуг.

Мультиэлементные спектры (рис. 4) позднеордовикских вулканитов основного состава демонстрируют обогащение крупноионными литофильными (LILE) и REE элементами по сравнению с базальтами островных дуг. От сходных раннедевонских базальтоидов Минусинского прогиба они отличаются отсутствием разновидностей с содержанием $TiO_2 >> 1,7 \text{ мас.}\%$ и более высокой степенью фракционирования REE, главным образом за счёт обеднения элементами иттриевой группы (HREE). По содержанию ряда несовместимых элементов они

Таблица 1. Составы позднеордовикских вулканитов

Район	Большие Сыры			Кошкулук		Ефремкино			Катюшкино			Долгая Грива			
Порода	ТАБ	Т	ТРД	ТАБ	ТАБ	ТА	ТРД	ТР	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТАБ	Т	П
Индекс	СЫР-1/3	СЫР-1/6	СЫР-1/1	КШК-1/4	КШК-1/2	ЕФМ-1/6	ЕФМ-1/2	ЕФМ-1/7	КТШ-1/8	КТШ-2/3	КТШ-1/4	ДГР-1/1	D-68	ДГР-1/2	ДГР-1/4
SiO ₂	54,19	60,46	67,62	53,91	55,05	58,06	67,58	75,31	47,75	48,29	49,21	49,18	52,36	66,02	69,13
TiO ₂	0,67	0,55	0,60	1,17	0,94	0,90	0,52	0,22	1,48	1,12	1,60	1,38	1,55	0,33	0,19
Al ₂ O ₃	18,63	18,88	15,77	16,31	17,37	17,27	15,32	13,09	15,04	15,25	15,12	18,42	18,20	15,90	15,07
Fe ₂ O ₃ *	7,64	5,08	3,11	7,94	5,20	7,46	4,39	1,81	10,51	11,03	10,83	8,45	8,30	5,38	3,29
MnO	0,11	0,04	0,08	0,13	0,14	0,15	0,08	0,03	0,13	0,15	0,22	0,12	0,09	0,20	0,09
MgO	2,61	1,73	0,74	4,62	3,89	2,79	0,81	0,19	5,38	5,52	4,85	3,63	3,20	0,09	0,04
CaO	4,85	1,05	0,90	7,97	8,05	5,21	1,76	0,38	8,98	11,29	9,53	7,85	5,77	0,26	0,44
Na ₂ O	6,23	6,97	5,42	2,58	3,37	4,29	5,30	4,38	2,55	3,23	2,52	4,49	4,40	4,98	5,83
K ₂ O	1,39	2,46	4,30	2,47	2,59	1,76	2,60	3,92	2,80	0,71	1,91	1,63	3,05	5,65	5,07
P ₂ O ₅	0,32	0,53	0,15	0,31	0,48	0,26	0,20	0,04	0,55	0,35	0,52	0,77	0,99	0,05	0,11
п.п.п.	3,26	2,23	1,19	2,41	2,57	1,78	1,38	0,52	4,71	3,01	3,57	4,02	1,99	1,11	0,60
Сумма	99,90	99,97	99,88	99,82	99,65	99,91	99,95	99,88	99,87	99,95	99,87	99,94	99,91	99,96	99,85
К.а.		0,75	0,86				0,75	0,88						0,90	1,00
Rb	15	26	89	43	59	24	44	34	33	18	40	9	48	102	151
Ba	892	674	1193	808	1049	729	687	917	1694	396	1011	763	839	281	57
Sr	637	319	287	540	1194	584	275	162	1017	1140	1192	1456	1135	23	7
Zr	111	158	381	265	210	159	242	321	209	119	234	224	280	631	928
Nb	6	5	15	18	18	7	13	19	16	9	19	12	14	21	36
Hf	2,8	3,9	9,1	6,4	5,0	3,8	6,0	8,6	5,2	3,5	5,9	5,3	6,4	13,5	23,0
Ta	0,24	0,32	0,96	1,03	0,99	0,46	0,99	1,30	0,87	0,50	1,04	0,75	0,74	1,14	2,22
Y	16	16	28	22	16	20	18	30	19	16	22	25	34	45	64
Th	1,6	3,3	12,1	7,6	6,8	3,9	9,0	12,3	5,9	4,2	6,0	5,8	7,8	12,1	24,0
U	0,67	0,99	3,90	1,88	1,81	1,35	3,03	3,93	1,69	1,17	1,85	1,82	2,73	3,86	8,60
Pb	17,6	8,2	6,4	13,4	13,0	6,3	10,3	8,6	14,0	4,7	9,6	11,0		21,0	37,0
La	22	24	39	35	40	24	28	29	41	25	46	52	65	49	69
Ce	45	52	83	69	81	49	56	66	87	52	94	118	133	122	162
Pr	5,8	6,6	9,6	7,8	9,0	5,9	6,8	7,8	10,4	6,9	11,1	14,0	17,5	14,0	18,0
Nd	23	26	35	30	35	23	25	28	43	29	45	55	66	59	70
Sm	4,5	4,9	7,0	5,7	6,2	4,6	4,5	5,2	8,0	5,8	8,5	9,2	10,3	11,1	12,7
Eu	1,54	1,20	1,68	1,48	1,78	1,44	1,33	1,00	2,19	1,63	2,46	2,25	2,40	1,26	0,64
Gd	4,2	4,4	6,2	5,5	5,9	4,6	4,2	5,2	6,8	4,7	7,1	7,3	9,2	10,3	11,3
Tb	0,65	0,68	1,03	0,78	0,67	0,74	0,72	0,94	0,88	0,66	1,00	0,91	1,06	1,50	1,84
Dy	3,40	3,74	5,57	4,56	3,48	4,16	3,74	5,59	4,39	3,99	5,01	5,08	5,59	9,60	12,10
Ho	0,74	0,78	1,24	0,89	0,63	0,89	0,83	1,30	0,79	0,71	0,92	0,98	1,11	1,90	2,54
Er	1,51	1,70	3,05	2,46	1,67	2,08	1,94	3,32	2,01	1,88	2,34	2,66	3,07	6,10	8,40
Tm	0,28	0,30	0,54	0,36	0,23	0,37	0,37	0,58	0,27	0,25	0,32	0,39	0,42	0,88	1,33
Yb	1,83	1,96	3,59	2,29	1,47	2,31	2,39	3,87	1,71	1,49	1,98	2,46	2,81	6,60	10,10
Lu	0,30	0,35	0,61	0,35	0,22	0,38	0,41	0,64	0,26	0,22	0,30	0,38	0,40	1,07	1,53

Примечание. Окислы в мас.%, элементы в г/т. Fe₂O₃* — общее железо. К.а. — коэффициент апаитности. ТБ — трахи-базальты, ТАБ — трахиандезибазальты, ТА — трахиандезиты, Т — трахиты, ТРД — трахириодациты, П — пантеллериты, ТР — трахириолиты. Содержания петрогенных элементов определены в ИГ им. А.П. Виноградова СО РАН рентгено-флуоресцентным методом. Редкие элементы определены методом ICP-MS: в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН, пробоподготовка — открытое кислотное разложение (пробы ДГР-1/1, D-68, КШК-1/4, КШК-1/2, КТШ-1/8, КТШ-2/3, КТШ-1/4) в ЦКП “Байкальский центр нанотехнологий” в технопарке при Иркутском национальном исследовательском техническом университете, пробоподготовка — сплавление с метабораом Li (пробы ДГР-1/2, ДГР-1/4, ЕФМ-1/6, ЕФМ-1/2, ЕФМ-1/7, СЫР-1/3, СЫР-1/6, СЫР-1/1).

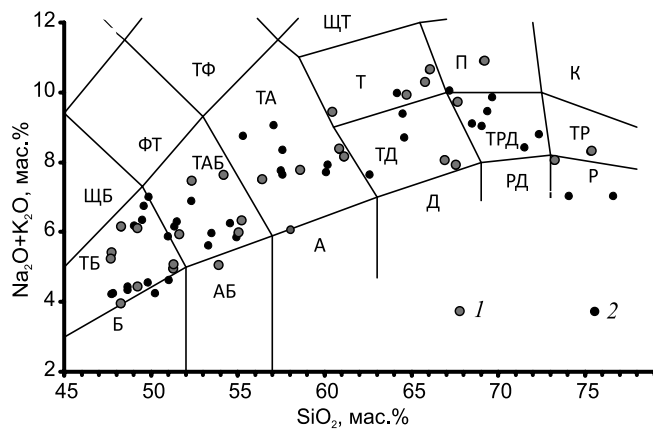


Рис. 2. Классификация позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мас.%) [10]. ЩБ — щелочные базальты, ФТ — фонотефриты, ТФ — тефринолиты, ТБ — трахибазальты, Б — базальты, АБ — андезибазальты, ТАБ — трахиандезибазальты, А — андезиты, ТА — трахиандезиты, Д — дациты, ТД — трахидациты, Т — трахиты, ЩТ — щелочные трахиты, РД — риодациты, ТРД — трахириодациты, П — пантеллериты, Р — риолиты, ТР — трахириолиты, К — комендиты. Ассоциации: 1 — позднеордовикские, 2 — раннедевонские [4].

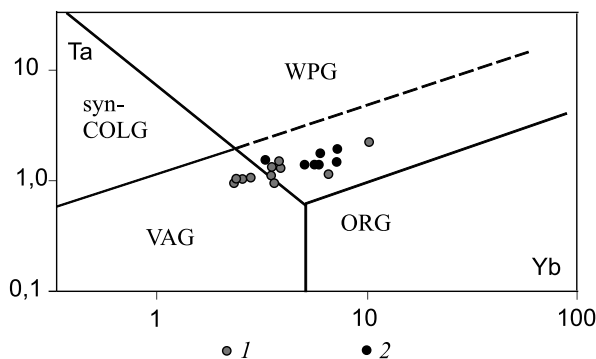


Рис. 3. Составы позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций с содержанием SiO_2 65–76 мас.% на дискриминационной диаграмме Ta–Yb (г/г) Дж. Пирса [11]. Syn-COLG — коллизионные граниты, VAG — граниты вулканических дуг, ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные граниты, пунктир — граница ORG для аномальных рифтов. Ассоциации: 1 — позднеордовикские, 2 — раннедевонские [4].

близки к составу ОИВ, однако избирательно обеднены высоkozарядными элементами HsFE (Nb, Ta, в меньшей степени Zr, Hf, Ti), обогащены Ba, Sr. Эти особенности трахибазальтов наследуются остальными членами серий: трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахитами ($55\% < \text{SiO}_2 < 64\%$). В то же время в последней группе пород содержания некогерентных элементов систематически ниже (рис. 3) их концентраций в базальтах. Так, в них

происходит падение концентраций Zr, Hf, Nb, Ta, Th, REE, Y, что нарушает тенденцию накопления некогерентных элементов при фракционировании, но объясняется смешением трахибазальтовых магм и их дифференциатов с коровыми анатектическими выплавками, обеднёнными этими элементами [14]. В кислых ($64\% < \text{SiO}_2 < 76\%$) вулканитах резко возрастают концентрации Rb, Th, U, K, Zr, Hf, HREE (при сохранении обеднённости Nb, Ta по отношению к La), падают содержания Ba, Sr и P, появляется Eu-минимум. Это указывает на ведущую роль процессов кристаллизационной дифференциации при их образовании.

В заключение отметим следующее. Позднеордовикские вулканические ассоциации распространены в горном обрамлении Минусинского прогиба, участвуя в строении вулканических ареалов и палеовулканов центрального типа. Несмотря на разнообразие позднеордовикских породных комплексов, они формируют дифференцированную по составу ассоциацию. От раннедевонских вулканических ассоциаций Минусинского прогиба она отличается прежде всего пониженным содержанием TiO_2 (не более 1,7 мас.% в породах основного состава) и более фракционированным характером распределения REE в трахибазальтах. Именно эти особенности следует относить к индикаторным вещественным характеристикам позднеордовикских пород. В их составах зафиксированы два механизма эволюции магм. Главный процесс — фракционная кристаллизация, приводящая к возникновению умеренно-титанистой дифференцированной от трахибазальтов до трахириолитов-риолитов серии пород. Второстепенный механизм — контаминация расплавов коровым веществом и появление низкотитанистых трахиандезитов с пониженными содержаниями несовместимых элементов, в том числе HsFE. Оба механизма отражают взаимодействие мантийных и коровых источников вещества и реализуются на активных континентальных окраинах и в областях внутриплитового магматизма, которые возникают при участии мантийного плюма [15]. Однако в нашем случае геологические данные указывают на отсутствие конвергентных процессов в регионе и внутриконтинентальное положение магматической области. Это геологическое ограничение позволяет сделать вывод: несмотря на отсутствие среди продуктов магматизма базитов с бесспорными внутриплитными геохимическими характеристиками, магматизм позднего ордовика в северной части АССО, скорее всего, определялся активностью мантийного плюма. Этому выводу не противоречит вещественная специфика магма-

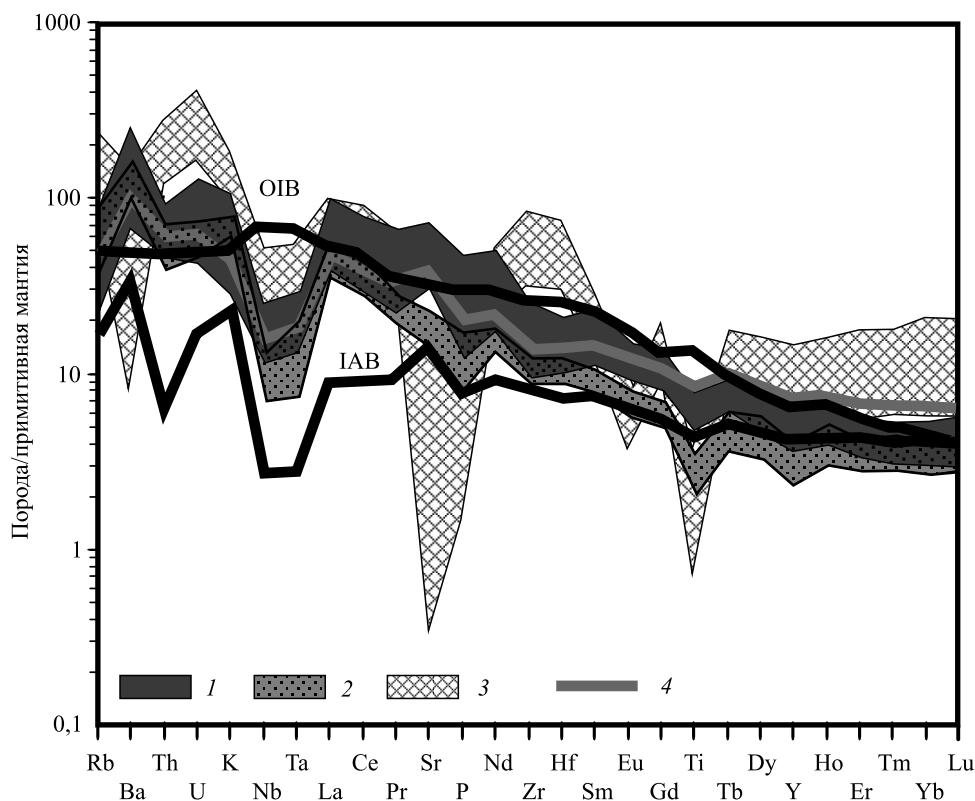


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций. 1–3 — позднеордовикские породы: 1 — трахибазальты, трахиандезиты, $48\% < \text{SiO}_2 < 55\%$, 2 — трахиандезиты, трахиты, $55\% < \text{SiO}_2 < 64\%$, 3 — трахидациты, трахириолиты, риолиты, $64\% < \text{SiO}_2 < 76\%$, 4 — средний состав базальтов раннедевонских вулканических серий ([4] Батеневское поднятие). Составы примитивной мантии и базальтов океанических островов (OIB) [12], базальтов островных дуг (IAB) [13].

тических пород, выраженная их принадлежностью к субщелочной и щелочной петрохимическим сериям и их обогащённостью большинством литофильных элементов. Подобные характеристики исходных магм типичны для областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в которых мантийные плюмы воздействуют на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих венд—раннекембрийских субдукционных процессов [1, 3], связанных с развитием Кузнецко-Алатауской и Алтае-Северосаянской островодужных систем.

Источники финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 16–05–00181) и Научной школы “Химическая геодинамика” НШ 9638.2016.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–185.
2. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В.,

Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.

3. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озёрной зоны западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
4. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386–409.
5. Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладко-чуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии. В сб.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещ. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. С. 106–108.

6. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. Изотопный возраст палеозойских вулканитов Красноярского поднятия и проблема стратиграфии быскарской серии // *Отеч. геология*. 1999. № 3. С. 47–54.
7. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулcano-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 137–152.
8. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
9. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибиер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев Е.Н., Дербан А.Г. “Девонотипный” магматизм Восточного Саяна (по данным U–Pb изотопных исследований). В сб.: *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Томск: Изд-во ТПИ, 2002. Т. 1. С. 189–193.
10. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
11. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
12. Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the Ocean Basins // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
13. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-Arc Geochemical Variation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
14. Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монцитового массива, Забайкалье // *Геохимия*. 2005. № 12. С. 1251–1270.
15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

LATE ORDOVICIAN VOLCANISM OF THE NORTHERN PART OF ALTAI-SAYAN AREA AND ITS GEODYNAMIC NATURE

A. A. Vorontsov^{1,2}, O. Yu. Perfilova³, N. N. Kruk^{4,5}, A. S. Tarasyuk¹

¹*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation*

³*Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russian Federation*

⁴*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

⁵*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

Presented by Academician of the RAS O.A. Bogatkov January 18, 2017

Received January 18, 2017

The results of geological-geochemical studies of some Late Ordovician associations in the frame of the Minusinsk Trough with available geological and U–Pb, Rb–Sr, and K–Ar age dates are presented. The Late Ordovician volcanic rocks form a continuous igneous series, the basalts of which are different from Devonian basalts of the Minusinsk Trough in the lower TiO₂ content (≥ 1.7 wt %) and more fractionated REE pattern. These features should be considered the index characteristics of Late Ordovician rocks. Their compositions reflect processes of fractionation crystallization and mixing of trachibasaltic magmas with crustal melts. When taking into account the regional geological data, it is shown that magmatic activity at the Late Ordovician endogenic evolution stage in the northern part of the Altai-Sayan fold area was caused by the interaction of a mantle plume and the lithospheric mantle, which was metasomatically reworked and enriched in water during former subduction processes.

Keywords: Minusinsk Trough, Late Ordovician volcanic rocks, lithophile elements, mantle plume.