

III. ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАГЕНИЯ

Д.Н. Салихов

СОСТАВЫ БАЗАЛЬТОВ КЕМБРИЯ, ОРДОВИКА И РАННЕГО СИЛУРА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Выходы вулканогенных толщ нижнего палеозоя Уральской складчатой системы на территории Южного Урала контролируются преимущественно меланжевыми зонами, где они представлены в серпентинитах отдельными блоками разных размеров. Естественно, коррелировать все эти разобщенные тела непросто. До недавнего прошлого единственной группой фауны в глинисто-кремнистых толщах нижнего палеозоя этих зон были находки граптолитов. В настоящее время возраст и корреляция этих осадков определяются находками конодонтов [Иванов, Пучков, 1984; Маслов и др., 1993; Пучков, 2000; Тевелев, Кошелева, 2002 и др.], а в последнее время для этого также привлекаются хитинозои [Якупов и др., 2002]. Названные органические остатки существенно изменили прежнее толкование характера разрезов различных стратиграфических уровней нижнего палеозоя и позволили переоценить палеогеографию региона и особенности латеральных изменений состава вулканизма. Важнейшим следствием этих стратиграфических исследований явилось установление обширного проявления вулканизма в среднем и позднем ордовике и почти повсеместная амагматичность региона в силурийское (кроме лландовери) и раннедевонское время в западных районах Южного Урала. Заметим, что в некоторых частях региона завершение ордовикского вулканизма произошло в начале силура. Сюда относится дергаишская свита, выходы которой хорошо обнажены по р. Дергаиш, а также карамалинская и блявинская толщи Медногорского района. Что касается кембрийских образований, то определенно можно говорить лишь о том, что вулканизм в это время проявился локально. Продукты вулканизма этого времени известны в объеме санарской свиты по р. Санарка (пос. Покровский) [Мамаев, 1967; Гауэр, 1981] и медногорской свите [Маслов и др., 1993] Сакмарской зоны, которые на основании археоциат и водорослей считаются нижнекембрийскими. Хотя возраст этих вулкаников разными исследователями трактуется по-разному.

Итак, перейдем к изложению фактического материала.

В разрезах юго-западных районов вулканогенные образования **кембрия** представлены медногорской свитой, которая прежде входила в состав тереклинской свиты и датируется на всех геологических картах, составленных в последние годы,

ранним кембрием (батомский и тойонский ярусы ленского надъяруса).

Вулканогенные породы представлены базальтами, среди которых различаются лавовые потоки массивных однородных, подушечных и шаровых лав, вулканические брекчии, туфобрекчии и туфы оливиновых и клинопироксеновых базальтов, долерито-базальтов, а также полнокристаллических долеритов. Последние обычно слагают силлы и чаще всего, наряду с клинопироксеном, содержат кварц. В разрезе комплекса — пласты и линзы туфоконгломератов, разных туфов, слюдястых аркозовых, кварцевых и аркозово-полимиктовых песчаников и алевролитов, а также есть линзы полихронных яшмоидов и археоциатовые-водорослевые известняки [Маслов и др., 1993]. Слюдястые аркозовые песчаники сходны с аналогичными фациями нижежающей тереклинской свиты, что свидетельствует об их близости и взаимосвязи. Взаимоотношения между медногорской и тереклинской свитами наблюдаются в нескольких пунктах и описаны в книге В.А. Маслова и др. [1993]. В соответствии с этим описанием кидрясовская свита с базальной пачкой конгломератобрекчий мощностью 5–20 м в основании несогласно налегает на аргиллиты и алевролиты тереклинской свиты, которые перемяты и рассланцованы. Базальные конгломераты сложены преимущественно обломками базальтов и долеритов медногорской свиты, а также обломками кремнистых и глинисто-кремнистых пород тереклинской свиты и гранитоидами. Обломки толщи сцементированы перемытыми и переотложенными лиловыми алевролитами подстилающих пород.

Выше вулканогенной медногорской свиты залегают в основном терригенные осадки *кидрясовской свиты* [Пучков, 2000]. Кидрясовская свита сложена песчаниками, отвечающими аркозовым, кварцевым и глауконитовым разновидностям, конгломератами и глинистыми сланцами. В основании разреза свиты ряд исследователей [Петровский, Горохов, 1962; Геология СССР., 1964] отмечает редкие прослой базальтов. Согласно Унифицированной схеме 1993 г., возраст кидрясовской свиты, основанный на фауне трилобитов, отвечает позднему кембрию — тремадокскому веку ордовика. Согласно В.Т. Тищенко [Маслов и др., 1993], объем кидрясовской свиты в Медногорском районе следует пересмотреть, включив в нее алевролиты

табачного цвета с граптолитами аренига, ранее относимые к кураганской свите. Соответственно, нужно датировать кидрясовскую свиту как поздний кембрий – ранний ордовик (тремадок – арениг). Мощность пород свиты разные авторы определяют по-разному: большинство авторов пишет о 150–300 м, для Медногорского рудного района В.Т. Тищенко оценивает ее в 1000 м, а в стратотипе у д. Кидрясово — 500–600 м.

Другим участком распространения кембрийских осадочных и вулканогенных пород является Восточно-Уральская зона. Обоснованный находками археоциат и нитчатых водорослей кембрий установлен на р. Санарка [Мамаев, 1967], где получил название санарской свиты. Эта свита сложена песчаниками (полимиктовыми, редко олигомиктовыми и известковистыми) с прослоями глинистых сланцев, линзами известняков и редкими прослоями гравелитов [Гауэр, 1981]. В них присутствуют прослои диабазовых порфиритов небольшой мощности. В целом санарская свита отвечает нижнему кембрию. Средний и верхний кембрий, вероятно, здесь отсутствует, но в юго-восточном направлении от выходов санарской свиты (Урало-Тобольский антиклинорий) появляется известная рымникская свита [Мамаев, 1967]. Последняя лежит под фаунистически охарактеризованным нижним ордовиком (аренигский горизонт) и залегает на чулаксайской свите рифея с базальными конгломератами в основании. Из этого следует, что возрастной интервал свиты вполне может быть от начала кембрия до тремадока включительно. Состав рымникской свиты — зеленые среднезернистые песчаники, кристаллокластические туфы. Средняя и верхняя часть свиты представлена алевролитами, песчаниками, туфами, филлитами с отдельными прослоями базальтов.

Некоторые исследователи считают, что вулканогенные образования медногорской и санарской

свит кембрия формировались «в связи с быстрым образованием рифта» на кадомском основании [Пучков, 2000]. Базальты отвечают субщелочным разновидностям, а также толеитам, среди последних распространены и кварцевые толеиты (табл. 1, рис. 1). Всем им свойственны повышенная щелочность и калиевоность, хотя присутствуют и натриевые разновидности. Медногорские базальты характеризуются широким диапазоном содержаний окиси титана. При этом, например, В.Т. Тищенко [Маслов и др., 1993] и ряд других авторов отмечают довольно высокие (до 4 %) его значения. Вместе с тем, в объеме свиты широко развиты умеренно- и низкотитанистые разновидности. Отмеченные В.Т. Тищенко, а позднее И.Б. Серавкиным и др. [1992], высокие содержания окиси марганца в базальтах медногорской свиты, по-видимому, связаны с наложенными процессами. Большая часть базальтов характеризуется умеренными содержаниями окиси марганца, а перемежающиеся потоки лав с омарганцованными кремнистыми алевролитами обогащены ею.

Базальты санарской свиты имеют повышенную титанистость и низкие количества окиси марганца. Всем базальтам кембрия свойственны низкие количества глинозема и повышенная железистость (рис. 1).

Рисунок кривой распределения редкоземельных элементов в кембрийских базальтах Медногорского района сходен с распределением этих элементов в толеитовых базальтах (рис. 2). Однако содержания (табл. 2) их незначительные — $SP3Э (La-Lu) = 24-31,1$ ppm. Соответственно тренд кривой распределения РЗЭ превышает хондритовые нормы менее, чем в 10 раз. Следовательно, количество редких земель в рассматриваемых базальтах заметно ниже, чем в океанических примитивных толеитовых базальтах. Эти данные, прежде всего, свидетельствуют о деплетированности области генерации базальтового расплава.

Таблица 1

Химические составы базальтов кембрия Южного Урала

	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	CaO	MgO
Медногорский район	56/2001	54,0	0,6	11,7	9,30	6,25	9,6
	57/2001	49,0	0,7	11,7	11,29	15,62	7,0
	58/2001	50,97	0,72	11,6	8,80	12,78	6,6
Восточно-Уральский прогиб	56/2002	47,0	1,81	14,55	10,09	8,10	7,00
	58/2002	49,0	1,80	11,35	13,08	8,08	4,00

	Образец	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Σ
Медногорский район	56/2001		1,88	3,4	0,05	3,78	100,72
	57/2001		0,0001	0,6	0,07	5,36	100,69
	58/2001		0,08	4,05	0,06	3,94	99,77
Восточно-Уральский прогиб	56/2002	0,2	0,50	4,94	0,22	5,08	99,61
	58/2002	0,18	0,25	4,05	0,14	7,50	99,43

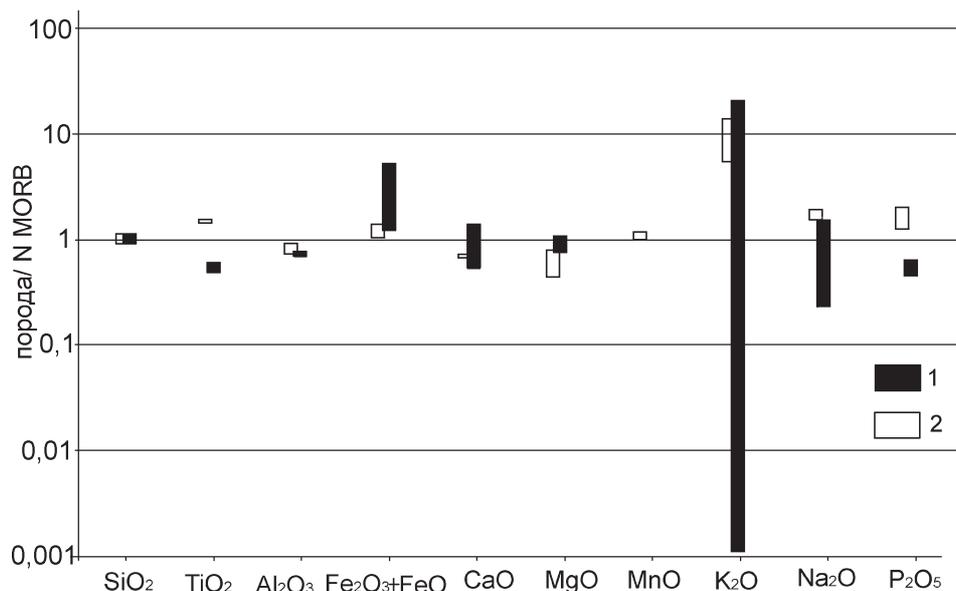


Рис. 1. Химические составы базальтов кембрия Южного Урала

Условные обозначения:
1 – Медногорский район;
2 – Восточно-Уральский прогиб.

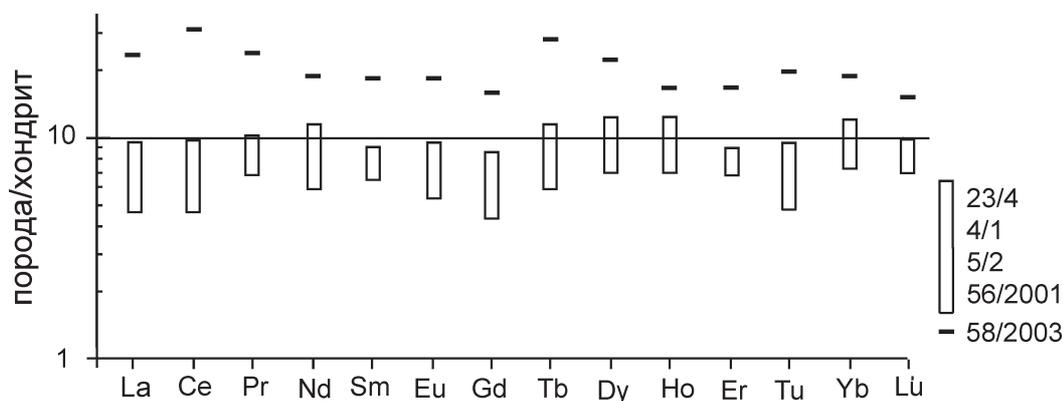


Рис. 2. Распределение РЗЭ в базальтах кембрия

Таблица 2

Содержания (в ppm) РЗЭ в базальтах кембрия Южного Урала

	Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
Медногорский район	23/4	2,2	5,4	0,84	4,4	1,44	0,57	2,06	0,36	2,63	0,58	1,65	0,24	1,65	0,25	16,6
	4/1	1,6	4,8	0,84	4,7	1,74	0,63	2,47	0,41	3,03	0,63	1,99	0,27	1,75	0,26	19,4
	5/2	2,1	6,4	1,14	6,3	1,92	0,76	2,51	0,57	3,91	0,89	2,06	0,33	2,44	0,33	22,8
	56/2001	2,12	5,34	0,88	4,19	1,54	0,56	2,14	0,34	2,42	0,58	1,68	0,26	1,69	0,26	11,0
Восточно-Уральский прогиб	58/2003	8,0	28,3	2,9	12,3	4,0	1,5	4,9	1,5	7,5	1,3	3,9	0,71	4,3	0,53	

Иная картина содержания и распределения редкоземельных элементов в базальтах санарской свиты. Последние характеризуются относительно высокими значениями названных элементов — Σ РЗЭ (La–Lu) = 81,6 (табл. 2). При этом количества тяжелых элементов сопоставимы с таковыми в океанических толеитах (рис. 2).

Показательны также распределения в них рассеянных элементов (табл. 3, рис. 3). Всем рассматриваемым базальтам кембрийского возраста свойственны повышенные количества редких щелочей, щелочно-земельных и радиоактивных элементов (рис. 3), то есть литофильных компонентов, свойственных земной коре. Обращает внимание

также пониженный в рассматриваемых базальтах кобальт. Содержания же никеля и хрома, характерных для мантийных базальтов, в медногорской свите присутствуют в пониженных количествах, а в санарской свите — более высоки и сопоставимы с толеитовыми базальтами N MORB. Распределения никеля и хрома в базальтах рассматриваемых комплексов имеют прямую корреляционную зависимость. Необходимо отметить также резко повышенное (на порядок) содержание ванадия в базальтах санарской свиты по сравнению с медногорской. Различия в содержаниях хрома и никеля, которые свойственны мантийному веществу, могут служить косвенным показателем разной глубинности генера-

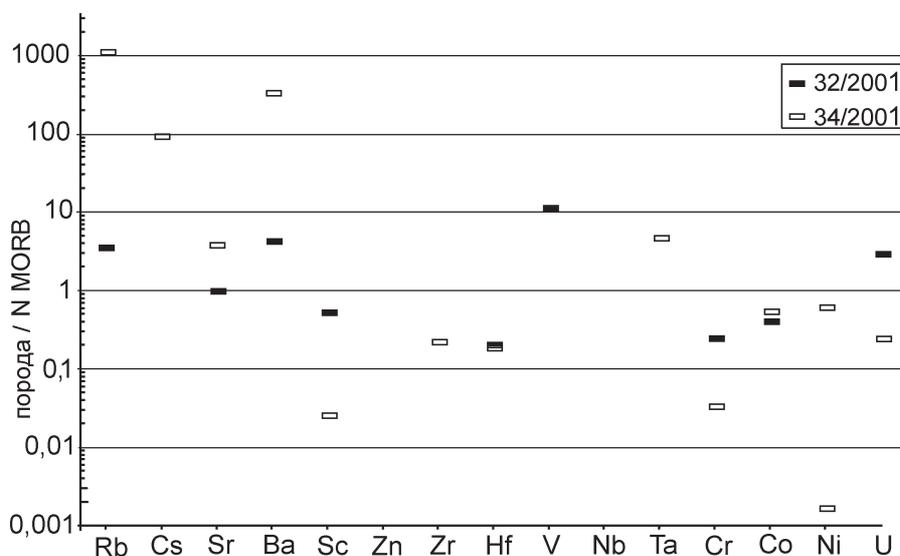
Таблица 3

Содержания (в ppm) редких и рассеянных элементов в базальтах кембрия Южного Урала

	Образец	Rb	Cs	Be	Sr	Zn	Ba	Cu	Sc	Cd	Ga	Ge
Медногорский район	56/2001	20			151		163		40	0,49	10	0,37
Восточно-Уральский прогиб	58/2002	11	1,2	0,86	312	141	147	24,8		0,12	0	

	Образец	Zr	Hf	Bi	V	Nb	Ta	Cr	Co	Ni	U	Th
Медногорский район	56/2001		2,5		430			171	32	59	0,16	0,41
Восточно-Уральский прогиб	58/2002	221	5	0,01	9960	5	0,01	600	21,7	142	0,79	3

Рис. 3. Распределение редких и рассеянных элементов в базальтах кембрия



ции первичных магм медногорских и санарских базальтов. Об этом же свидетельствуют различия в содержаниях суммы РЗЭ в тех же базальтах.

Итак, кембрийские базальты двух рассмотренных свит существенно отличаются между собой по вещественному составу, что, по-видимому, указывает на обособленность магматических источников, разобщенных не только латерально, но и формировавшихся на разных мантийных глубинах.

Дальнейшее развитие вулканизма проявилось в **ордовике**. На большей части Южного Урала вулканическая деятельность в ордовике проявилась в среднем и верхнем отделах разреза. Исключение составляет так называемая томинская толща, известная в пределах Полетаевской площади Восточно-Уральского поднятия. Эта толща сложена вулканогенными породами контрастного состава и перекрыта известняками, в которой присутствует силурийская фауна, а в последнее время обнаружены конодонты среднего и верхнего ордовика. Это дало основание томинскую толщу датировать ранним и, возможно, частично средним ордовиком [Сначев, Мавринская, 1995]. Кембрийские отложения здесь не известны.

Базальты томинской свиты являются низкотитанистыми (табл. 4, рис. 4). Им свойственна

высокая железистость и высокие значения глинозема. Щелочность в них в целом повышена и, соответственно, породы относятся к щелочным и субщелочным ($K_2O + Na_2O = 5,2-6,5$) разновидностям. Большая часть проанализированных образцов имеет натриевый состав, другая — калий-натриевый.

Базальты томинской толщи характеризуются низкими содержаниями РЗЭ (табл. 5) — $(La-Lu) = 10,0-22,6$. Особенно низкие количества легких РЗЭ и элементов тербиевой группы. Тяжелые РЗЭ группируются на трех уровнях: очень низкие, низкие и умеренные содержания лютеция, иттербия и туллия. Количественное распределение редкоземельных элементов отражает специфический состав томинской толщи, что проявилось в деплетированности магмагенерирующего исходного мантийного вещества и, соответственно, обедненности ими продуктов вулканизма по сравнению с океаническими базальтами СОХ.

Содержания других редких и рассеянных элементов также не свойственны для тех же примитивных океанических базальтов (табл. 6). Так, количество рубидия в них на порядок выше, чем в океанических базальтах. Напротив, в рассматриваемых породах установлены на порядок более

Химические составы базальтов ордовика Южного Урала

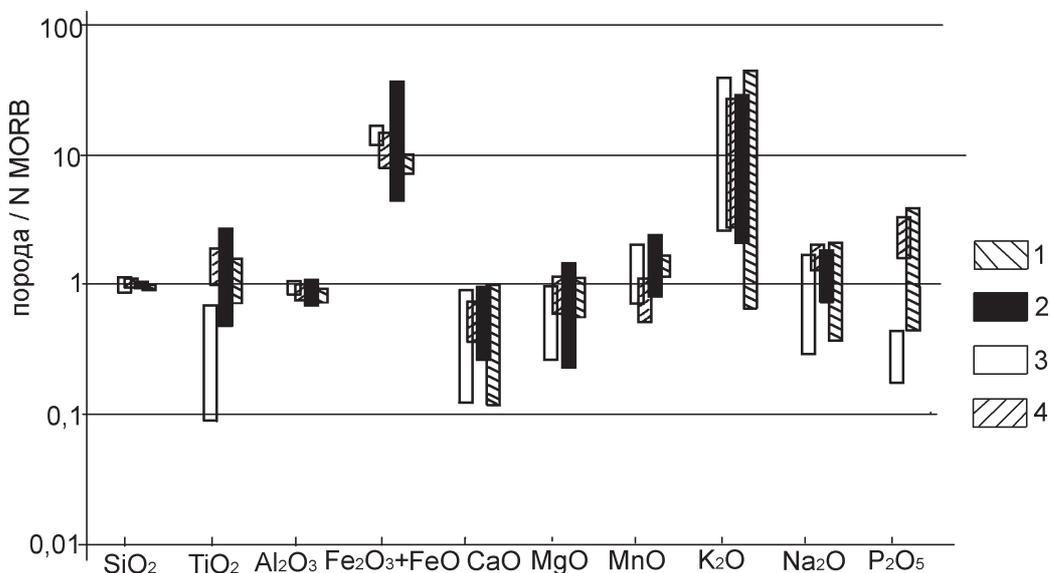
	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Медногорский район	18/2001	49,00	1,62	13,00	13,4	9,08	5,2	0,22	0,12	4,05	0,29	4,60	100,58
	19/2001	48,00	1,55	13,00	12,8	11,36	6,0	0,14	0,33	1,00	0,26	5,60	100,14
	50/2001	49,00	2,00	13,60	11,8	10,20	7,1	0,28	0,16	3,24	0,19	2,54	100,11
	51/2001	49,60	0,92	13,53	9,8	8,56	8,0	0,21	0,09	5,40	0,07	4,40	99,82
	52/2001	51,00	1,30	15,27	10,3	1,42	10,0	0,27	0,06	5,85	0,05	5,16	100,66
	59/2001	50,00	1,40	11,98	10,4	6,67	8,6	0,21	4,24	3,25	0,37	3,67	100,66
	60/2001	52,95	1,86	12,70	9,9	6,25	6,8	0,12	1,25	4,95	0,46	2,82	99,96
	62/2001	48,40	1,20	13,60	10,8	8,52	8,0	0,28	0,10	4,05	0,14	5,12	100,21
	63/2001	49,75	1,05	13,40	10,8	9,60	5,5	0,15	1,88	3,78	0,24	3,88	100,19
Поляковская свита	По-16	50,32	0,61	12,05	21,26	9,66	2,8	0,26	0,2	0,2		2,37	99,73
	По-39	52,16	0,79	12,22	9,43	8,68	8,36	0,15	1,08	3,57		2,76	99,20
	По-6	46,91	0,94	12,22	9,06	7,14	13,7	0,24	2,26	2,02		4,84	99,33
	По-35	49,8	1,52	13,95	13,44	7,84	6,4	0,21	0,21	3,05		2,97	99,39
	По-39	52,16	0,79	12,22	9,43	8,68	8,36	0,15	1,08	3,57		2,76	99,20
	По-53	50,33	1,02	14,9	11,25	5,94	7,92	0,18	1,54	3,57		2,73	99,40
	По-57	50,3	1,36	13,4	10,75	9,66	7,14	0,18	0,6	3,57		2,41	99,37
	По-24	48,5	1,15	13	8,86	10,4	11,96	0,16	1,28	2,95		1,84	100,10
	По-8	49,02	2,69	16,11	11,91	4,2	6,2	0,28	0,82	4,29		4,36	99,98
	По-9	55,56	1,79	17,08	6,38	3,25	3,28	0,18	2,91	5,05		3,61	99,09
	По-11	47,97	2,59	16,11	10,53	4,48	7,4	0,42	0,75	4,69		4,22	99,16
	По-15	50,32	2	17,41	9,31	8,68	4,8	0,14	0,64	4,02		2,25	99,57
	По-21	50,06	2,04	16,16	10,39	8,68	4,3	0,17	1,41	3,35		2,94	99,50
	По-29	47,71	3,48	14,92	13,68	6,72	4,8	0,2	1,76	3,05		3,15	99,47
	По-30	48,17	2,5	15,95	11,38	5,12	6,74	0,25	1,85	3,13		3,38	99,03
	По-31	49,84	1,83	13,73	12,8	7,5	6,64	0,29	0,24	3,47		2,99	99,33
	По-45	49,67	1,61	15,11	11,17	9,66	7,2	0,22	0,46	3,31		2,25	100,66
	По-46	45,88	1,96	16,08	14,18	10,14	7,24	0,21	0,23	2,45		2,25	100,62
	По-47	47,71	1,96	15,11	13,47	10,98	5,8	0,22	0,4	3,02		2,56	100,33
	По-49	50,28	1,6	17,41	10,54	7	2,1	0,16	2,02	3,38		3,66	99,05
	По-54	48,6	1,63	15,98	12,42	8,06	5,54	0,21	0,9	3,05		3,00	99,35
	По-60	50,9	1,84	15	11,2	7,42	4,9	0,18	1,92	3,05		2,95	99,36
	По-61	46,4	1,67	15,2	13,13	8,76	7,84	0,19	1,52	2,59		2,61	99,91
	По-62	46,6	1,84	14,4	10,06	11,54	6,32	0,18	1,4	3,23		4,30	99,87
	По-63	48,4	2,01	15	10,76	8,18	7,06	0,19	1,1	3,55		2,96	99,21
	По-13	48,6	2,19	14,6	11,52	11,8	5,5	0,18	0,59	3,17		2,02	100,17
	По-17	48,7	2,72	13,8	13,0	8,7	4,6	0,22	0,54	2,98		3,03	99,15
	По-23	48,11	2,2	14,7	11,42	11,5	4,96	0,19	0,62	3,28		2,50	99,48
	По-27	48,4	2,75	15	12,87	3,7	7,7	0,31	2,57	2,25		3,77	99,32
	По-36	46,6	1,74	14,9	12,0	11,6	7,6	0,19	1,05	2,9		2,09	100,67
	По-43	49,9	1,6	14,4	11,96	7,6	6,3	0,2	0,75	3,15		3,23	99,05
	По-48	47,3	1,9	18,5	10,3	7,9	5,1	0,19	0,87	3,87		3,75	99,66
По-7	50,25	2,54	13,61	12,84	3,6	7,25	0,33	0,8	3,74		4,82	99,70	
По-10	55,81	1,9	17,61	7,09	3,95	3,9	0,19	2,14	4,6		2,60	99,73	
По-12	49,02	3,2	14,54	13,49	7,05	5,7	0,21	0,66	4,02		2,16	99,68	
По-22	49,02	2,32	13,71	11,23	11,2	5,2	0,17	0,96	3,57		2,64	100,01	
По-28	46,14	2,65	15,69	12,22	7	8,1	0,2	1,8	3,05		3,26	100,02	
По-33	48,5	1,82	14,65	12,83	8,7	7,1	0,19	0,75	3,26		3,04	100,11	
По-34	47,81	2,37	13,3	15,28	8,68	6,36	0,22	0,82	3,17		2,57	100,10	
По-42	50,21	2,3	13,03	13,6	5,46	7,55	0,22	0,44	2,76		3,56	99,18	

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Поляковская свита	По-56	48,44	1,9	11,89	13,24	8,2	7,74	0,19	1,2	3,02		2,82	98,85
	По-59	48,09	1,8	15,62	14,33	8,12	5,6	0,2	0,41	3,06		2,54	99,78
Полетаевская площадь	T3/191	50,44	0,9	16,5	14,9	1,4	7	0,2	3,75	0,79	0,05	4,40	100,31
	T3/236	45,0	0,88	17,5	17,9	3,64	7	0,2	0,25	3,2	0,02	4,37	99,96
	T3/337	50,34	0,88	13,9	13,4	11,2	3,4	0,23	0,25	4,5	0,02	1,94	100,06
	T3/553	56,69	0,55	14,8	13,4	5,6	3,2	0,2	0,25	4,05	0,05	0,82	99,56
	T3/685	44,0	0,9	16	18,1	2,8	9	0,36	3,33	3,2	0,05	2,46	100,20
	T3/720	52,31	0,11	17	13,4	7	6	0,22	1	1,08	0,02	1,67	99,81
Увельский комплекс Зауралья	T3/840	50,0	0,11	17	15,3	6,16	2,4	0,13	2,5	2,7	0,05	3,13	99,48
	53/2002	46,0	1,75	15,15	9,58	9,0	6,6	0,09	2,5	4,62	0,38	3,58	99,85
	54/2002	47,0	2,27	13,05	16,26	7,0	6,2	0,1	1,35	3,47	0,18	3,38	100,26
	55/2002	51,0	1,55	13,40	8,49	4,2	10,4	0,13	0,25	5,4	0,37	4,52	99,71
	301/1	53,5	1,88	15,88	8,69	4,52	5,33	0,20	2,39	3,37	0,25	4,57	99,89
301/2	53,5	1,24	16,25	8,88	4,29	5,33	0,18	2,23	3,86	0,28	3,95	99,89	

Рис. 4. Химические составы базальтов ордовика Южного Урала

Условные обозначения: 1 – Медногорский район; 2 – поляковская свита; 3 – Полетаевская площадь; 4 – увельский комплекс Зауралья.



низкие значения хрома, кобальта, стронция, циркония, тория, урана и на два порядка — ниобия. Содержания этих элементов резко занижены относительно базальтов региона (рис. 6).

Таким образом, базальты томинской толщи заметно отличаются от выше рассмотренных базальтов кембрийского возраста, впрочем, так же как и от средне- и позднеордовикских базальтов, которые будут охарактеризованы далее.

В других частях Южного Урала нижний ордовик представлен в основном слоистыми толщами и далеко не всегда строго охарактеризован фаунистически. Наиболее детально осадочные отложения нижнего ордовика расчленены в Медногорском районе. Здесь нижний ордовик представлен дубоводольской свитой, которая сложена, главным образом, аргиллитами и алевролитами грязно-зеленого и табачного цвета. Соотношения с подстилающими породами во многих пунктах наблюдения несогласны. В.А. Маслов и др. [1993] пишут

о резко несогласном залегании свиты на медногорских базальтах, долеритах и тереклинских слоистых породах. Что касается соотношений с осадочными отложениями кидрясовской свиты, единого мнения нет: одни пишут о наличии размыва [Сидоренко и др., 1964; Гаврилов, 1967], другие [Лермонтова, Разумовский, 1933; Херасков, Милановский, 1953; Руженцев, 1976] — о постепенном переходе между ними. Дубоводольская свита на основании сборов конодонтов и граптолитов отвечает аренинскому и лланвирнскому ярусам нижнего и среднего ордовика, хотя основная часть осадочных отложений свиты отвечает лланвирнскому ярусу.

Выше залегает *кураганская свита*, которая является маркирующей в регионе. Переход от дубоводольской свиты к кураганской постепенный через переслаивание серых и грязно-зеленых аргиллитов и алевролитов, характерных для нижележащей свиты с лилово-красными слоистыми породами того же литологического состава, но свойственных

Содержания (в ppm) РЗЭ в базальтах ордовика Южного Урала

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	
Полетаевская площадь	T3/191	0,7	1,8	0,32	1,7	0,65	0,26	0,92	0,18	1,31	0,27	0,84	0,13	0,83	0,13
	T3/236	0,9	2,8	0,53	3	1,25	0,37	2,26	0,48	3,4	0,79	2,7	0,45	3,17	0,48
	T3/337	0,9	2,7	0,44	2,3	0,88	0,43	1,66	0,31	2,05	0,4	1,24	0,2	1,14	0,17
	T3/553	0,8	2,3	0,4	2,5	0,85	0,38	1,67	0,29	2,25	0,52	1,54	0,23	1,89	0,27
	T3/685	1	3,3	0,58	3,4	1,41	0,53	2,12	0,37	2,59	0,63	1,89	0,29	2,07	0,26
	T3/720	0,7	2,3	0,43	2	0,83	0,37	1,55	0,27	2,08	0,5	1,62	0,27	1,63	0,26
	T3/840	1,1	3,2	0,55	3	1,06	0,42	1,47	0,27	1,75	0,4	1,11	0,17	1,22	0,15
Медногорский район (баулусская свита)	18/2001	13,3	32,5	5	19,2	6,2	2,6	6,5	1,1	7,25	1,4	3,65	0,7	3,9	0,59
	50/2001	3,8	14	2,7	13,8	5,2	2,3	6,5	1,1	9,2	1,7	4,4	0,79	5,1	0,8
	51/2001	2,6	6,7	1,5	6,2	2,3	1,4	3,3	0,5	4,2	0,77	2	0,52	2,2	0,37
	52/2001	1,52	4,76	0,91	5,58	2,35	1,03	3,55	0,61	3,85	0,78	2,17	0,3	1,72	0,24
Поляковская свита	Po-17	18,2	40,3	5,21	22,9	5,44	1,93	6,07	0,94	5,71	1,14	3,02	0,37	2,2	0,3
	Po-24	27,27	51,3	6,1	23,38	4,22	1,36	4,87	0,5	2,47	0,45	1,3	0,18	1,1	
	Po-48	8,9	22,8	3,15	14,5	3,83	1,2	4,42	0,72	4,61	0,82	2,53	0,34	2,24	0,3
	Po-54	3,3	9,7	1,62	8,5	2,94	0,95	4,11	0,71	4,79	0,97	2,86	0,37	2,37	
	Po-60	2,21	6,3	1,04	5,97	2,08	0,78	3,51	0,58	4,29	0,84	2,47	0,35	2,27	
Увельский комплекс Зауралья	53/2002	59,3	163	12	42,3	8,5	1,9	8,3	1,1	6	1	2,9	0,48	2,8	0,37
	54/2002	45,8	138	9,9	34,2	7,2	1,6	5,9	0,86	5,3	0,7	2,2	0,39	2,3	0,33
	301/1	26,3	51,6	6,33	25,4	5,28	1,54	4,89	0,75	4,38	0,84	2,59	0,33	2,19	0,3
	302/2	28,8	57,3	6,98	27,4	5,38	1,55	4,98	0,81	4,31	0,92	2,31	0,34	2,14	0,35
	293/3	15,5	34,8	4,57	20,6	4,92	1,94	6,14	1,02	6,83	1,53	5,24	0,84	6,18	1
	55/2002	10,2	42,3	4,4	20,4	6,5	2,7	8,3	1,29	9,2	1,5	4,1	0,72	4,2	0,42

отложениям более раннего формирования. Именно лилово-красные омарганцованные аргиллиты и алевролиты характеризуют разрез кураганской свиты. Мощность их оценивается в 800 м. Время формирования осадков по конодонтам отвечает лланвирн-лландейловскому ярусу среднего ордовика. Однако в основании разреза в тех же вишневых аргиллитах установлены конодонты аренигского яруса нижнего ордовика и самих низов лланвирнского яруса среднего ордовика [Маслов и др., 1993], то есть отвечающие так называемому караколь-михайловскому горизонту по уральской схеме 1980 г. Была попытка «омолодить» и верхнюю часть разреза кураганской свиты до карадокского яруса [Кориневский, 1988], но, по данным В.А. Маслова и др. [1993], «комплекс конодонтов следует трактовать более широко», определяя возраст кураганской свиты как среднеордовикский. Обычно на кураганскую свиту несогласно налегают силурийские образования, но есть примеры (ст. Блява), когда рассматриваемые отложения выше сменяются базальтами баулуской свиты с постепенными переходами (овраг Колнабук).

Баулуская свита сложена лавами и лавобрекчиями базальтов, кварцевыми долеритами и оливиновыми пикритоидами с прослоями сургучно-красных сланцев, аргиллитов, алевролитов и яшмоидами. Визуально осадочные образования сходны с отложениями кураганской свиты. Баулуская свита в полном объеме ранее рассматривалась

в составе сакмарской или блявинской свиты силура или утягуловской свиты нижнего девона. Нередко отложения свиты надвинуты на утягуловскую свиту и несогласно перекрывается силурийскими образованиями. Мощность свиты от 400 до 800 м, а возраст определен по конодонтам как лландейльско-карадокский среднего ордовика. Фаунистически охарактеризованный верхний ордовик здесь не известен.

В зоне ГУР ордовикские образования вычленены из состава поляковской свиты, которая ранее датировалась на основании находок граптолитов почти всем объемом силура. Принципиально изменили представление о возрасте пород поляковской свиты К.С. Иванов и др. [1989], собрав в них позднеаренигские, позднеаренигские-лланвирнские и лландело-ашгиллские конодонты. Аналогичный возрастной уровень подтвердили В.И. Борисенко и др. [1998]. В.А. Маслов и О.В. Артюшкова [2000], проводившие здесь работы, полагают, что свита в основном отвечает лланвирн-лландейловскому и, возможно, карадокскому ярусам. Что касается аренигского и ашгиллского ярусов, то, по мнению этих авторов, этот вопрос требует дополнительного изучения, поскольку приводимые в публикациях виды конодонтов не позволяют сделать однозначный вывод.

Итак, ордовикские образования хорошо обнажены и прослеживаются от р. Миасс на севере далеко на юг. Уверенно (то есть с отбором конодонтов)

Содержания (в ppm) редких и рассеянных элементов в базальтах ордовика Южного Урала

	Образец	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Zn	Ba	Cu	Sc	Cd	Ga	Tl	Ge
Полетаевская площадь	T3/191		24			33								
	T3/236		3,4			24								
	T3/337		2,3			41								
	T3/553		0,48			13								
	T3/685		30			39								
	T3/720		5,7			32								
	T3/840		15			49								
Медногорский район (баулусская свита)	18/2001		11,2	1,1	1,1	177	75,4	2850	27,6		0,12	6,9	0,07	
	50/2001		13,3	3,3	1,0	309	79,2	3020	36,9		0,07	6,0	0,07	
	51/2001		15,3	4,5	0,6	203	36,2	3870	32,8		0,07	3,4	0,05	
	52/2001		1,7			103		77		28	0,62	11		0,57
Поляковская свита	Ро-17	8,1	25,5	1,3	1,25	588	101	8686		82,8	0	46		22
	Ро-24	13,09	55,3	9,4	1,63	629	372	9403		71,9	0,07	26		13
	Ро-48	17,16	6,3	0,7	0,47	199	71	52		79,3	0,07	19		5
	Ро-54	9,56	35,5	5,2	0,95	357	79	8588		88,3	0,12	25		32
	Ро-60	17,79	61,8	1,6	0,27	82	72	66		99,3	0,02	43		26
Увельский комплекс Зауралья	53/2002		29,4	0,37	22,9	579	52	716	42,8		0,03	7,2	0,21	
	54/2002		31	0,23	1,95	687	79,4	525	40,8		0,03	3	0,14	
	301/1		24			289								
	301/2		20			229								
	55/2002		15,3	2,8	14,3	180	17	5220	9,3		0,06	6,2	0	
	п.Лейпциг		16			92		171						
	с.Тогузак		11			60		100						
	п.Большевик		31			87		145						

	Образец	Ge	Pb	Zr	Hf	Bi	V	Nb	Ta	Cr	Co	Ni	U	Th	Y
Полетаевская площадь	T3/191			3			305	0,09	0,03	5,4	13		0,06	0,11	
	T3/236			2,4			340	0,06	0,01	10,6	14		0,05	0,08	
	T3/337			4,8			326	0,06	0,05	4,6	10		0,06	0,04	
	T3/553			1,6			282	0,04	0	4,4	9,1		0,03	0,09	
	T3/685			1,8			293	0,06	0	3,4	12		0,02	0,07	
	T3/720			2,6			289	0,06	0,02	7,2	11		0,08	0,05	
	T3/840			4,2			151	0,08	0,03	5,0	9,8		0,03	0,08	
Медногорский район (баулусская свита)	18/2001			68	4				3,2	9,75	30,6	60	0,26	2,7	40
	50/2001			87	4,8		36,7	2,2	2,2	10,4	41,6	70	0,24	0,37	52
	51/2001			61	3,2			39	4,1	25,6	39,4	162	0,25	0,63	23
	52/2001	0,57			3		370			239	38	161	0,1	0,18	17
Поляковская свита	Ро-17	22	3,9	63	2,8	0	273	20,3	1,2	179	30	27	0,62	1,81	35,4
	Ро-24	13	6,7	132	5,2	0,02	204	6,9	0,7	68	34	122	1,55	7,18	28,0
	Ро-48	5	0,9	99	7,9	0	387	6,9	0,2	318	33	69	0,31	0,41	
	Ро-54	32	3,2	71	2,9	0,02	1280	6,3	0,7	164	32	43	0,1	0,33	
	Ро-60	26	0	48	1,6	0	157	2,3	0,4	319	39	40	0,22	0,05	
Увельский комплекс Зауралья	53/2002			333	6,4	0,02	9000	22	1,5	38,3	26	77	42	14,2	29
	54/2002			307	5,7	0,01	9000	15,8	1,5		26	137	3,5	11,2	25
	301/1			52			186	2,2		41	10		0,99	4,2	4,5
	301/2			43			201	1,9	0,11	48	9,8		0,89	4,0	5
	55/2002			78	1,7	0,02	9000	4,8	0,59		31	21	0,24	0,34	41
	п.Лейпциг			40				5		436		259			5
	с.Тогузак			54				5		156		121			14
	п.Большевик			33				1		204		98			6

о распространенности ордовикских образований на юг можно говорить только до широты д. Уразово. Южнее различными авторами выделяется поляковская свита, но конодонтами она не охарактеризована.

Лишь в районе д. Байгускарово (Хайбуллинский район Башкортостана) на левом берегу р. Дергамыш собраны конодонты лландейльского – карадокского ярусов. Эти ордовикские образования слагают блоки в серпентинитовом меланже совместно с клиппами силурийских отложений, охарактеризованных граптолитами [Захаров, Захарова, 1972] и, вероятно, девонских.

В пределах Восточно-Уральского поднятия выделяется Сухтелинский аллохтон (синформа), представленный серией пластин, надвинутых с запада (Магнитогорского мегасинклинория) на восток. Здесь А.В. Тевелевым и И.А. Кошелевой [2002] выделен шеметовский вулканический комплекс ордовика. В объеме комплекса отмечаются лавы, туфы базальтоидов с прослоями кремнистых туффитов, яшмоидов, алевролитов, туфогенных песчаников.

Ордовик достоверно известен в Зауралье в пределах Бобровско-Шумихинского антиклинория (г. Троицк). Палеонтологически охарактеризованы лишь средне-верхнеордовикские отложения. К нижнему отделу отнесены переслаивающиеся между собой филлитовые, слюдистые, углистые и углисто-кремнистые сланцы, кварциты, кварцито-песчаники и зеленые сланцы в сводовой части названного антиклинория. Средний отдел (не исключены нижний и верхний отделы) развит в западной зоне Троицко-Шумихинского антиклинория, на крыльях Троицкой синклинали, осложняющей его западное крыло. Разрез в основании представлен зелеными сланцами, в верхней части — слюдистыми, кремнистыми и углистыми сланцами с прослоями песчаников. Отложения средне-проднеордовикского возраста охарактеризованы брахиоподами, трилобитами и конодонтами. Толща сложена терригенными и вулканогенными породами: кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и туфопесчаниками, глинистыми и углистыми сланцами и базальтами. Установлено, что вулканогенные породы приурочены к средней и верхней частям разреза, а сланцы — к нижней его части. Здесь выделяется увельская свита, подробно описанная А.В. Тевелевым и И.А. Кошелевой [2002].

Итак, средне-верхнеордовикские базальты получили развитие в разных частях Южного Урала: в Сакмарской, Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах и в Зауралье. Доминирующим типом пород во всех изученных объектах (табл. 4, рис. 4) являются субщелочные базальты, присутствуют толеитовые базальты. Большая часть пород отвечает калий-натриевому типу. Натриевые базальты присутствуют во всех изученных объектах, но более всего их в медногорском районе (баулуская

свита) и в Зауралье (увельская свита). В поляковской свите (Учалинский район) натриевые толеитовые базальты тяготеют к основанию разреза, хотя здесь они перемежаются с калий-натриевыми разновидностями. Выше развиты в основном калий-натриевые базальты. В кровельной части разреза наряду с последними отмечаются прослойки кварцевых толеитов. В разрезе поляковской свиты две трети проанализированных пород отвечают калий-натриевому типу и лишь одна треть — натриевому. А.В. Тевелев и И.А. Кошелева [2002] пишут, что в шеметовской толще Сухтелинского аллохтона калий-натриевые базальты составляют около 14 %, остальные — натриевые.

Базальты Зауралья также представлены толеитовыми и субщелочными разновидностями. Кроме них отмечаются трахибазальты, андезиты и трахиандезиты. Много базальтов натриевого типа, хотя широко представлены калий-натриевые разновидности.

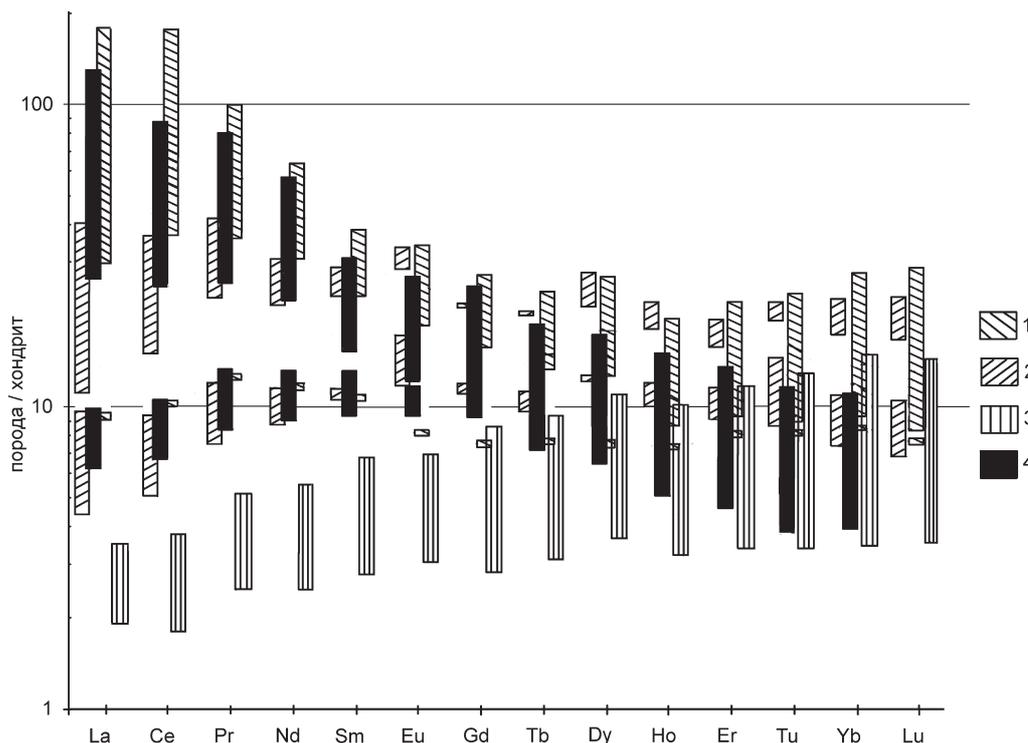
Важной особенностью средне-верхнеордовикских базальтов является повышенная титанистость. При этом содержания окиси титана колеблются в широких пределах — от 0,5 до 3,5 %. Наиболее распространены значения в 1,5–2,5 %. Рассматриваемым базальтам также свойственна повышенная железистость и, соответственно, умеренно-низкая магнезиальность. Исключением являются некоторые базальты, в которых отмечается повышенная магнезиальность. Характерной особенностью пород является низкое содержание глинозема, которое обычно составляет 13–15 % в поляковской свите, реже отмечаются значения 16 %. В медногорских базальтах количество глинозема минимальное, то есть 13–14 %. В Зауралье — обычно 14–15 %.

Оценивая рассматриваемые базальты по количеству редких земель (табл. 5, рис. 5), отметим, что содержания их в разных районах заметно различаются. В Медногорском районе выделяются две геохимические ассоциации пород. Одна из них характеризуется повышенными значениями всех редкоземельных элементов, в том числе и тяжелых. При этом легкие элементы достигают 40-кратного увеличения относительно хондрита. Другая ассоциация пород имеет более низкие значения всех компонентов. При этом тяжелые (иттербиевая группа) и большая часть легких (цериевая группа) элементов имеют более низкие значения, чем десятикратный хондритовый уровень, а средние (тербиевая группа) — находятся в пределах уровня толеитовых базальтов. Первая геохимическая группа, выделенная по содержанию редких земель, характеризуется, кроме того, высокой железистостью с суммой железа выше 12,5 %.

Ордовикские вулканы поляковской свиты по количественному содержанию РЗЭ отличаются от базальтов Медногорского района. Наиболее тяжелые элементы составляют в них не более чем

Рис. 5. Распределение РЗЭ в породах ордовика

Условные обозначения:
1 – увельский комплекс Зауралья; 2 – вулканогенные породы Медногорского района; 3 – Полетаевская площадь; 4 – базальты поляковской свиты.



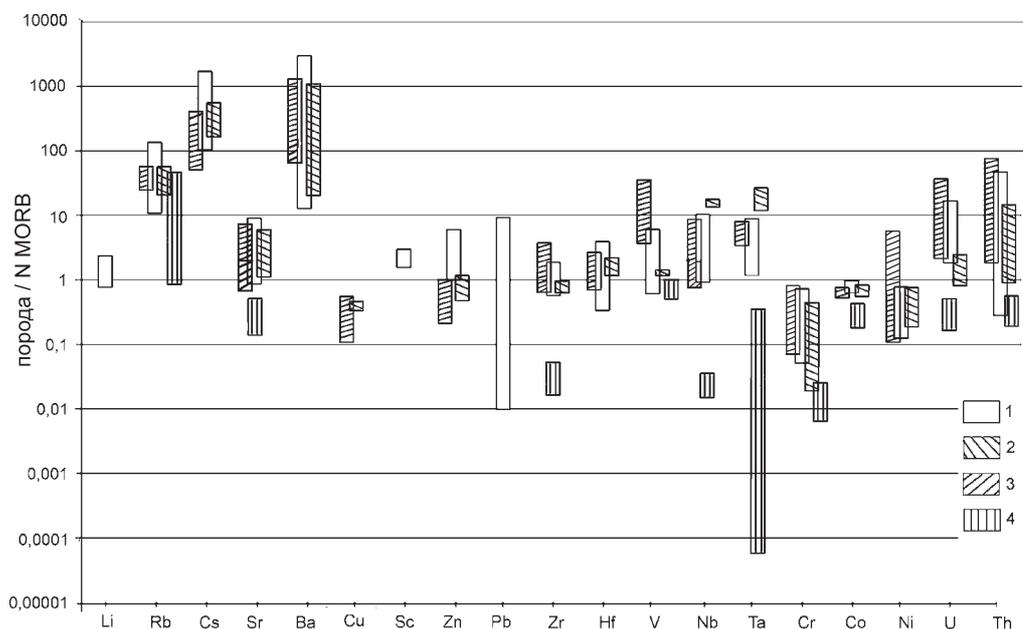
10-кратное количество хондритовой нормы (рис. 5). Хондрит-нормализованный спектр РЗЭ в вулканитах поляковской свиты с пологим наклоном увеличивается в сторону легких элементов, достигая максимума для лантана. Количество лантана в рассматриваемых базальтах достигает 40–102-кратного увеличения относительно хондрита. Вместе с тем, в некоторых пробах устанавливается постепенное уменьшение до 8–10-кратного количества от хондритовой нормы самария и лантана. Максимальные содержания тяжелых РЗЭ характерны для пород нижней и средней частей разреза поляковской свиты. Вулканогенные породы верхней части разреза обеднены тяжелыми РЗЭ. В целом по

содержаниям тяжелых РЗЭ (иттербиевая группа) породы поляковской свиты аналогичны базальтам полетаевской площади. Подавляющая часть рассматриваемых пород имеет высокие содержания тербиевой и цериевой групп РЗЭ. К ним относятся вулканиты, соответствующие средней и верхней частям разреза. Базальты основания разреза обеднены редкими землями.

Базальты Сухтелинского аллохтона не охарактеризованы нами достаточным количеством авторских анализов, однако, используя материалы А.В. Тевелева и И.А. Кошелевой [2002], можно отметить, что вулканиты шеметовской толщи близки породам поляковской свиты.

Рис. 6. Распределение редких и рассеянных элементов ордовика

Условные обозначения:
1 – базальты поляковской свиты; 2 – вулканогенные породы Медногорского района; 3 – базальты увельского комплекса; 4 – Полетаевская площадь.



Вулканогенные породы Зауралья по содержанию редкоземельных элементов разделяются на две группы (рис. 7), одна из которых объединяет трахибазальты, получившие развитие в районе г. Троицка и, частично, по р. Тогузак, имеющие тренд, свойственный щелочным породам. Легкие РЗЭ здесь превышают хондритовый уровень в 70–110 раз, а тяжелые — в 9–30. Другая группа пород характеризуется низким содержанием легких РЗЭ, количественно сопоставимым с океаническими толеитами. Тяжелые элементы в них превышают хондритовый уровень в 7–13 раз.

Базальты среднего и верхнего ордовика во всех исследованных широтах Южного Урала представлены двумя группами: одна из них имеет тренд распределения РЗЭ, свойственный толеитам, вторая — субщелочным базальтам. Во второй группе количество легких РЗЭ повышено и варьирует в широком интервале, что может быть объяснено ассимиляцией базальтами корового материала. Количество тяжелых элементов — иттриевой и иттербиевой групп в разных объектах не стабильно, что, по-видимому, связано с разными условиями генерации исходного раствора.

Распределение других редких и рассеянных элементов в базальтах среднего и верхнего ордовика, так же как и в рассмотренных ранее базальтах кембрия, примечательно (табл. 6, рис. 6). Во всех изученных объектах отмечаются повышенные количества литофильных элементов: редких щелочей (Rb, Cs), некоторых щелочноземельных (Ba) и радиоактивных (U, Th) элементов. Такие элементы, как стронций, цирконий и гафний, во всех базальтах сопоставимы с N MORB или несколько выше, чем в последних. Ванадий, ниобий, тантал обычно превышают стандартный для N MORB уровень. При этом содержание ванадия более высокое в базальтах Зауралья, а ниобий и тантал — в Медногорском районе. Элементы группы железа — хром,

кобальт, никель в большинстве объектов исследований присутствуют в количествах более низких, чем в океанических толеитах. Исключение составляют базальты Зауралья (увельский комплекс), в которых содержания хрома и никеля заметно более высокие и достигают уровня N MORB.

Из изложенного следует, что средне- и верхнеордовикские вулканогенные образования Южного Урала характеризуются насыщенностью литофильными компонентами. Характерные для мантийных базальтов хром и, частично, никель и ванадий присутствуют в максимальных количествах в породах Зауралья. В западных районах хром и никель являются дефицитными, а ванадий сопоставим с количеством его в океанических базальтах.

Итак, ордовикский вулканизм на большей части территории Южного Урала проявился в среднем и позднем ордовике. Ареалы его распространения разобщены от продуктов вулканизма нижнего ордовика, который известен лишь в северной части южно-уральского сектора Восточно-Уральского поднятия. Разновозрастные базальты ордовика отличаются между собой не только разобщенностью ареалов распространения и временем их образования, но и особенностями их химических составов. Нижнеордовикские базальты имеют повышенные количества железа и систематически низкие значения титана. По другим петрогенным компонентам различия двух возрастных групп вулканогенных пород менее выражены, хотя повышенные содержания кремнезема и глинозема в нижнеордовикских базальтах проявляются достаточно отчетливо. Однозначные различия между ними устанавливаются и по распределению в них редкоземельных элементов. Сумма РЗЭ нижнеордовикских базальтов значительно более низкая (табл. 5), чем в породах среднего и верхнего ордовика Медногорского района и особенно это хорошо видно на конкретных элементах цериевой и иттербиевой групп.

В несколько раз меньше в нижнеордовикских базальтах стронция, циркония, тантала, ниобия, хрома, урана, тория. Надо отметить, что количество хрома в них почти на порядок ниже, чем в средне- и верхнеордовикских базальтах западных зон Южного Урала. Общим для всех возрастных уровней ордовикских базальтов являются высокая железистость и щелочность пород

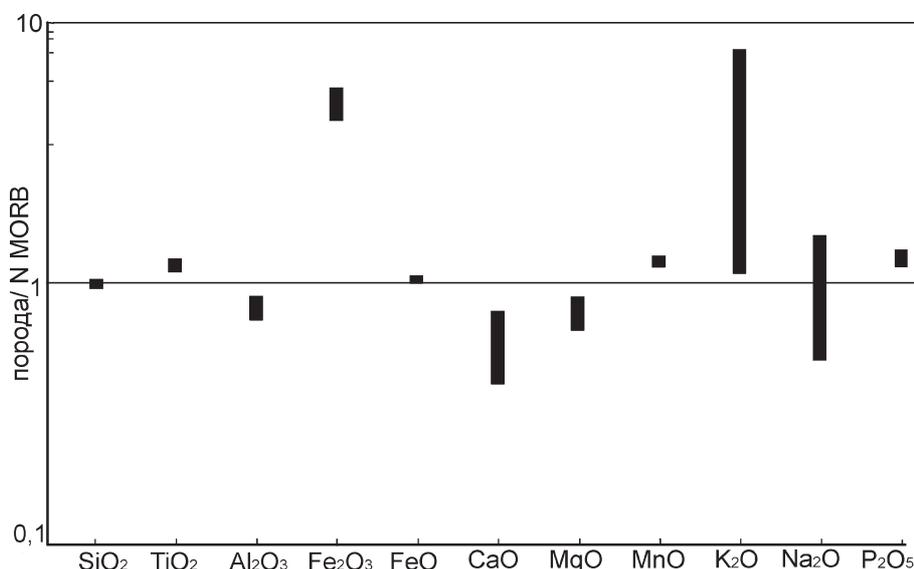


Рис. 7. Химические составы базальтов раннего силура Медногорского района (дергаишская свита)

за небольшим исключением, а также повышенные количества редких щелочей (Rb).

Силурийские образования на Южном Урале установлены давно [Либрович, 1930]. На юге они были объединены в кувандыкскую [Лермонтова, Разумовский, 1933], на севере в поляковскую [Коптев-Дворников и др., 1940], в центральных районах в сакмарскую [Геология СССР..., 1964] свиты. В состав названных свит входили и вулканогенные образования, которые в последние годы переведены в ордовик благодаря находкам конодонтов.

В настоящее время только в основании силурийского разреза выделяется вулканогенная *дергаишская свита* [Маслов и др., 1993], которая получила развитие в Медногорском и, частично, в Гайском рудном районе, и является заключительной фазой рифтового вулканизма, зародившегося в кембрии и продолжавшегося в ордовике.

Вулканогенные образования силура отмечаются и в северной части Магнитогорского мегасинклинория у д. Мало-Муйнаково, где они представлены прослоями туфового материала щелочного состава. Эти образования, по-видимому, формировались в той же геодинамической обстановке, что мостостроевский [Серавкин и др., 1992; Маслов и др., 1993] или чанчарский [Хворова и др., 1978] щелочные комплексы, хотя по времени они проявились раньше, но не связаны с кембро-ордовикским вулканизмом.

В Восточно-Уральском поднятии известна булатовская толща. Она сложена углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами, в основании которых развиты базальты, metabазальты, их туфы и метатуфы, андезитбазальты и метаандезитбазальты, вулканомиктовые песчаники и метапесчаники. В них известна фауна граптолитов, а в последнее время обнаружены конодонты, что позволило А.В. Моисееву, Е.А. Белгородскому и Р.Е. Муркину при картосоставительских работах датировать булатовскую толщу силуром — ранним девоном. Эти вулканогенные образования нами не изучены.

Базальты силура известны также в Зауралье. В Варваринском районе Денисовской зоны, согласно К.С. Иванову [1998], развиты афировые базальты и андезиты с силурийскими конодонтами, которые представляют собой островодужные ассоциации.

Итак, дергаишская свита, тесно связанная с ордовикским вулканизмом, охарактеризована находками граптолитов нижнего и самых низов среднего

ландовери. Выше залегает *сакмарская свита* однообразных тонкозернистых кремнистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев с прослоями алевролитов в полном объеме силура.

Соотношения с нижележащими толщами нигде не наблюдаются, но постепенный переход от базальтов и коматиитов дергаишской свиты к редкопорфировым базальтам и долеритам баулуской свиты установлен в рудном поле Комсомольского месторождения в скважине № 670. *Дергаишская свита* сложена лавами базальтов, лавобрекчиями, «пиллоу-лавами» пироксеновых и оливиновых разновидностей, вариолитами, коматиитами, среди которых важная роль принадлежит глинисто-кремнисто-углистым сланцам и кремням. Очень характерны маломощные (около 1 м) и протяженные (до 500 м) прослои темно-серых (в свежем сколе черных) слоистых плитчатых известняков с фауной граптолитов, которые по простиранию сменяются черными и голубыми кремнями и яшмами.

Итак, вулканогенные образования дергаишской свиты тесно связаны с ордовикскими и обнаруживают общность составов и петро- и геохимических особенностей базальтов. Они характеризуются умеренновысоким содержанием окиси титана, высоким количеством суммы железа и коэффициентом железистости и пониженными значениями глинозема и кремнезема (табл. 7, рис. 7). Щелочность в них повышена, и принадлежат они главным образом натриево-калийному типу, хотя есть и калий-натриевые разновидности. Сумма редких земель в них низкая (табл. 8, рис. 8); в двух образцах — предельно низкая — $\Sigma \text{PЗЭ} (\text{La-Lu}) = 12,2-19,2$, при этом породы слабо метаморфизованы и, следовательно, отражают первичные их количества; в одном образце — умеренное содержание суммы РЗЭ и оно отвечает толеитовым базальтам.

В распределении других редких и рассеянных элементов в базальтах силура обращают внимание высокие значения редких щелочей и бария (табл. 9, рис. 9). Такие элементы, как стронций, ванадий, тантал и уран, присутствуют в количествах, превышающих уровень в океанических базальтах в 5–10 раз, а скандий, цирконий, хром, кобальт, никель заметно ниже нормативного уровня в тех же базальтах. Содержание ниобия оказалось ниже порога чувствительности метода (ICP MS).

Оценивая петрохимические особенности и микроэлементный состав вулканогенных пород

Таблица 7

Химические составы базальтов раннего силура на Южном Урале в Медногорском районе (дергаишская свита)

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Σ
1/2001	50,73	1,40	14,71	5,56	8,33	4,80	6,0	0,22	0,10	4,05	0,15	3,66	99,66
2/2001	47,95	1,55	11,90	7,38	8,82	9,08	8,0	0,20	0,72	1,35	0,13	3,64	99,98

Таблица 8

Содержания (в ppm) РЗЭ в базальтах раннего силура на Южном Урале в Медногорском районе (дергаишская свита)

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
32/1	3,90	8,00	1,87	8,90	2,89	1,15	4,21	0,71	4,15	1,00	2,88	0,35	2,14	2,14
32/2001	0,82	3,30	0,41	1,80	1,10	0,64	0,90	0,18	1,10	0,20	0,61	0,15	0,80	0,80
34/2001	5,41	7,54	0,74	2,35	0,41	0,16	0,42	0,07	0,54	0,12	0,40	0,50	0,44	0,44

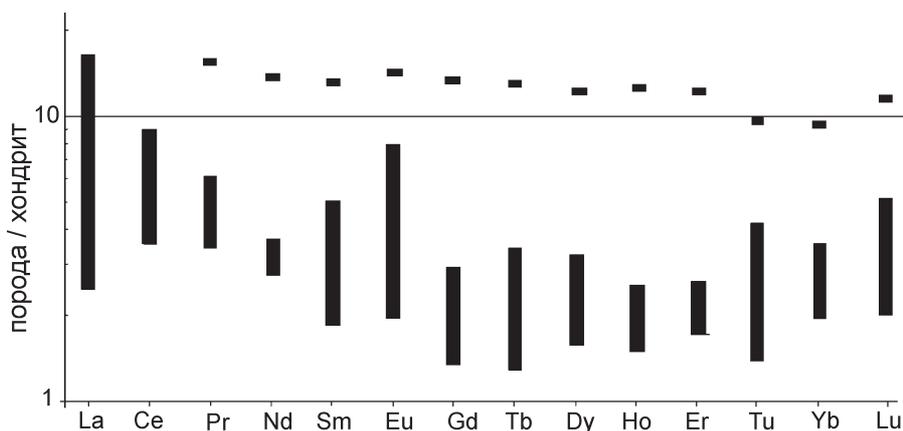


Рис. 8. Содержания (в ppm) РЗЭ в базальтах силура Медногорского района (дергаишская свита)

Таблица 9

Содержания (в ppm) редких и рассеянных элементов в базальтах раннего силура на Южном Урале в Медногорском районе (дергаишская свита)

Образец	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Cu	Sc	Ga	Tl	Ge	Zr	Hf	V	Ta	Cr	Co	Ni	U	Tr	Y
32/2001	612	0,63	0,25	338	1378	29	21	0,36	0,18	0,28	20	0,45	2910	0,8	17,5	26,2	133	0,03	0,08	6,5
34/2001	2			86				6,8				0,49	2780		131	20	92	0,35	0,83	

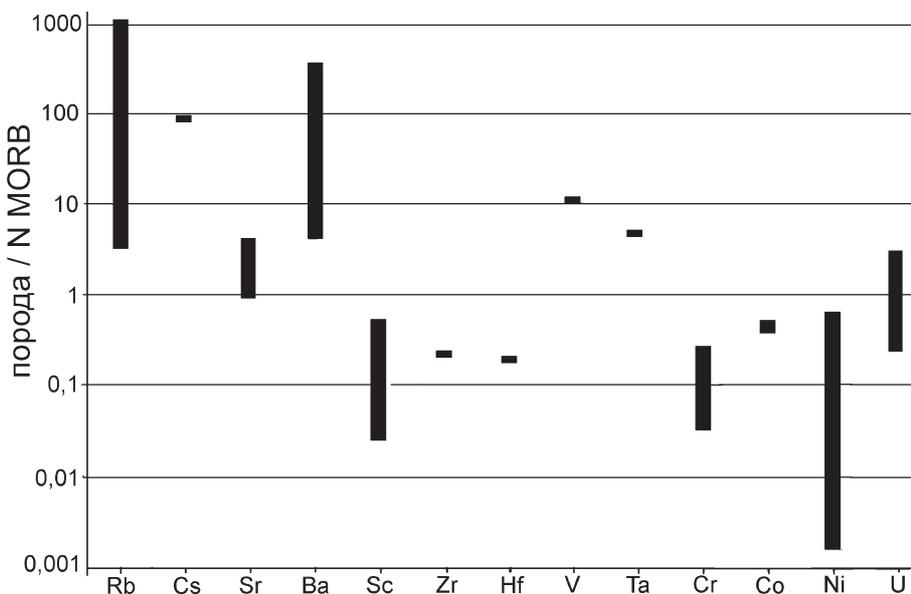


Рис. 9. Содержания (в ppm) редких и рассеянных элементов в базальтах раннего силура Медногорского района (дергаишская свита)

кембрия, ордовика и раннего силура в целом, отметим, что сравнительный анализ их выявил заметные отличия базальтов в разных структурно-формационных мегазонах.

Крайняя западная мегазона, отвечающая Зилаирскому мегасинклинию, представлена

базальтами кембрия, ордовика и раннего силура. Базальты с нормальным толеитовым трендом РЗЭ являются сквозными. Сходство химических составов этих разновидностей пород выражено как для петрогенных компонентов, так и для микроэлементов. Однако диапазон вариаций базальтов в мегазоне

значительно шире. В ордовике, например, получили развитие субщелочные базальты, в которых роль легких и тяжелых РЗЭ повышена, а в базальтах силура, напротив — более низкая.

В Магнитогорской мегазоне (поляковская и сухтелинская свиты), расположенной восточнее, продукты вулканизма отвечают ордовика, главным образом, среднему и верхнему его отделам. Толеитовые базальты в них хорошо сопоставимы с однотипными породами Зилаирской зоны (Медногорский район). Субщелочные базальты, которые составляют 2/3 общего количества вулканогенных пород мегазоны, имеют всегда значительно более низкие количества тяжелых РЗЭ. При этом диапазон вариаций всех РЗЭ довольно широкий. Элементы иттербиевой группы субщелочных базальтов характеризуются минимальными значениями РЗЭ и они количественно сходны с базальтами смежной с востока Восточно-Уральской мегазоны (Полетаевская площадь). Содержания элементов тербиевой и последующей легкой цериевой групп постоянно увеличиваются, достигая уровня резкого преобладания цериевой группы в рассматриваемых субщелочных базальтах над таковыми в Зилаирской мегазоне.

В Восточно-Уральской мегазоне (Полетаевская площадь) вулканизм проявился в раннем и, возможно, в начале среднего ордовика и представлен контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой формацией. Такая ассоциация вулканогенных пород в раннем палеозое на Южном Урале сформировалась только в Восточно-Уральской мегазоне. В других частях Южного Урала кислые вулканогенные породы в ордовике не известны, а в тех редких случаях, когда риолитовые порфиры обнаруживаются вместе с базальтами ордовика в зоне меланжа, например район с. Дергамышка (Башкортостан), они имеют интрузивные контакты и возраст их не ясен. В данном конкретном случае предполагают средний девон. Рассматриваемые базальты по вещественному составу отличаются от аналогичных пород других районов. Это и повышенная кремнекислотность, и систематическая пониженная титанистость, и повышенный глинозем, и пониженная известковистость. Содержание РЗЭ в них особенно низкое. Это хорошо выражено в значениях легких РЗЭ. Количественное содержание элементов тербиевой группы ниже, а иттербиевой — сопоставимо с субщелочными базальтами поляковской свиты. Им свойственны минимальные количества других редких и рассеянных элементов, а такие как стронций, цирконий, уран на порядок ниже, чем в базальтах региона. Последующий этап вулканизма здесь отмечается в силуре и нижнем девоне и он не связан с вулканизмом ордовика.

В Зауралье вулканизм проявился с кембрия по поздний ордовик. Правда, базальты, занимающие предположительно среднюю часть разреза и объединенные в увельскую свиту, содержат редкие плохой

сохранности конодонты, которые не дают точного возраста, но принадлежность их ордовика у специалистов не вызывает сомнения [Тевелев, Кошелева, 2002]. Кембрийские базальты с толеитовым трендом распределения РЗЭ имеют количественные характеристики, сопоставимые с примитивными толеитами N MORB. Это сходство распространяется на цирконий, гафний, тантал, ниобий, а также ванадий, никель, хром. Этот же комплекс элементов в сопоставимых количествах присутствует в субщелочных базальтах ордовика. Заметим, что содержания когерентных — V, Cr, Ni в базальтах Зауралья значительно превосходят их содержания в вулканогенных породах, развитых в западных мегазонах.

Вулканогенные породы силура в Зауралье имеют известково-щелочные характеристики, свойственные островным дугам.

Анализ латеральных вариаций характера разреза, в том числе возрастного диапазона проявлений вулканизма и состава его продуктов, выявил ясно выраженную зональность. Границы этих зон, как следует из изложенного ранее, отвечают структурам первого порядка на Южном Урале — Зилаирскому и Магнитогорскому мегасинклиниям, Восточно-Уральскому антиклинорию и комплексу структур Зауралья, или они выделяются как мегазоны при формационной оценке региона.

Наряду с указанной зональностью продукты вулканизма Южного Урала обнаруживают зональность иного порядка, которая связана с распределением в них таких элементов, как Cr, Ni, и V. Первые два из них являются характерными для ультрабазитов, то есть мантийных образований. Можно предположить, что область магмогенерации, исходная для базальтовой магмы Зауралья, располагалась на больших глубинах. Именно базальты Зауралья, в частности — кембрийского возраста, более всего приближены по составу к толеитам N MORB. Кроме названных «мантийных» компонентов, количество Zr, Nb, Ta в них также присутствует на уровне, сопоставимом с толеитами N MORB.

Базальты, распространенные западнее, в пределах Восточно-Уральской, Магнитогорской и Зилаирской мегазон, имеют мало общего с базальтами N MORB. Отличия их заключаются не только в большом объеме калий-натриевых субщелочных пород и повышенной роли литофильных компонентов в толеитовых базальтах региона, но и низким количеством когерентных элементов — Cr, Ni, Co. Повышенные количества литофильных компонентов могут быть следствием ассимиляции корового вещества исходным расплавом, так же как и низкие количества когерентных элементов — деплетированностью области магмогенерации. Не исключаются и другие варианты: неоднородность состава мантии и частичное вовлечение в область магмогенерации габбро-базальтового слоя энзиматической коры. В пользу последнего свидетельствует

преимущественное развитие среди толеитовых базальтов региона кварцевых разновидностей. Известно, что формирование расплавов кварц-толеитового состава происходит в условиях низких давлений — 5–10 кбар [Богатиков и др., 1987], то есть на небольших глубинах. Для сравнения отметим, что примитивные океанические базальты генерируются на глубинах с давлением около 20–22 кбар [Богатиков и др., 1987; Шкодзинский, 2003]. Следовательно, фактор глубин магмогенерации конкретных вулканических комплексов может быть решающим в обосновании их специфического состава.

Итак, рассматриваемые базальты, развитые в западных регионах Южного Урала и в Зауралье формировались в разных обстановках.

Во-первых, это разобщенные рифтовые структуры с разной продолжительностью вулканизма, а также разным во времени его началом и завершением.

Во-вторых, химические составы базальтов в мегазонах различаются между собой. При этом среди продуктов вулканизма особенно широко развиты калий-натриевые субщелочные базальты.

В-третьих, вулканическая деятельность в западных районах начинается с излияния толеитовых базальтов, что хорошо видно на примере Медногорского района. В начальную стадию здесь формируется кембрийская вулканогенная толща (медногорская свита), представленная в основном толеитовыми базальтами. В последующую стадию они сменяются субщелочными базальтами с подчиненным количеством толеитовых базальтов. В силуре здесь получили развитие базальты с резко деплетированным количеством РЗЭ. Сходная картина наблюдается в разрезе поляковской свиты Магнитогорского мегасинклинория. В основании разреза отмечается преобладание толеитовых над субщелочными калий-натриевыми базальтами. Выше развиты в основном субщелочные базальты. В верхних горизонтах разреза среди субщелочных базальтов присутствуют кварцевые толеиты. Заметим, что здесь же имеются базальты, в которых содержание тяжелых РЗЭ минимальное, а количество легких разновидностей достигает максимума в объеме свиты.

В-четвертых, мегазоны мегасинклинорного типа характеризуются бивергентными тектоническими структурами. В Магнитогорском мегасинклинории меланж обдущирован на запад и восток, соответственно на Уралтау и Восточно-Уральский антиклинорий. В Зилаирском мегасинклинории в пределах восточной части Медногорского района баулуская и кураганская свиты ордовика, а также образования силура надвинуты на восток на разные горизонты утягуловской свиты среднего девона, что было установлено В.В. Тищенко при геологической съемке [Маслов и др., 1993]. Вулканогенные

образования и осадочные отложения Восточно-Уральского прогиба формировались в Зауралье и в период коллизии были надвинуты на Восточно-Уральское поднятие.

Приведенный материал отражает обстановку рассеянного спрединга [Иванов и др., 1986; Серавкин и др., 1992] с формированием серий рифтовых структур неглубокого заложения. Рифтогенез начался в кембрии в Зилаирской мегазоне, затем в раннем ордовике проявился в пределах Восточно-Уральской мегазоны и в последующем в среднем ордовике — в Магнитогорской мегазоне. Продолжительность вулканизма была разной. В Зилаирской мегазоне рифтовый вулканизм завершился в раннем силуре, в Магнитогорской — в позднем ордовике и, наконец, в Восточно-Уральской мегазоне — в конце раннего, возможно, в начале среднего ордовика. Эта область, по-видимому, представляла собой окраинное море, расположенное в юго-восточном обрамлении Уральского палеоокеана. Последний начал формироваться в кембрии в процессе того же, что и в западных районах, рассеянного спрединга, но зарождавшийся здесь рифт имел более глубокое заложение.

Литература:

Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.

Борисенок В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 3. С. 52–55.

Гаврилов А.А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М.: Наука, 1967. 111 с. (Труды / Гин. АН СССР; Вып. 169).

Гаур С.Е. Верхнепротерозойские отложения Зауральского поднятия и история их формирования // Геологическая история Урала. Свердловск, 1981. С. 34–48.

Геология СССР. Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 655 с.

Захаров А.А., Захарова А.А. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклинальной зоны на восточном склоне Южного Урала и Приуралья // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1972. Вып. 16. С. 18–26.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала: Дис... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала: Препринт. Свердловск, 1984. 86 с.

Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.Л. и др. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник—1988 / ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск. 1989. С. 12–13.

Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Коптев-Дворников В.С., Доброхотов Е.С., Рожков И.С. и др. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. М.: Из-во АН СССР, 1940. 67 с.

Кориневский В.Т. Находки ордовикских конодонтов на Южном Урале // Сов. Геология. 1988. № 2. С. 66–71.

Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале) // Зап. Росс. минер. об-ва. Вторая серия. 1933. 62. Вып. 1. С. 185–217.

Либрович Л.С. К находке граптолитовой фауны верхнего силура в Южном Урале // Изв. ГГРУ. 1930. Т. XLIX. № 1. С. 103–118.

Мамаев А.Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М.: Наука, 1967. 142 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа, 2000. 139 с.

Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднедевонских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа, 1993. 217 с.

Петровский А.Д., Горохов С.С. Кембрийские и позднекембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1962. Т. 645, № 6. С. 1369–1372.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 196 с.

Сидоренко В.В., Байкова В.С., Степанов И.В. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М.-Л.: Наука, 1964. 67 с.

Сначев В.И., Мавринская Т.М. Некоторые проблемы стратиграфии Полетаевской площади // Ежегодник–1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 33–34.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Хворова И.В., Вознесенская Г.А., Золотарев Б.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978. 232 с. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 311).

Херасков Н.П., Милановский Е.В. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала // Альманах МОИП, М., 1953. С. 106–127.

Шкодинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск, 2003, 238 с.

Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Уфа, 2002. 158 с.