

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ СПРЕДИНГОВЫХ БАЗАЛЬТОВ
ОРДОВИКА ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ УРАЛА*

Обнаружена и изучена осесимметричная геохимическая зональность позднеордовикских спрединговых базальтов Тагильской мегаструктуры [Каретин, 1988, 1997, 2000]. По этой зональности автором впервые трассирована главная (западная) ось спрединга, имеющая, как оказалось, в целом отчетливо кулисное в плане строение. Сочленяются звенья-кулисы по системам небольших трансформных разломов, местами заходящими друг за друга концами (рис. 1, А), характерными для систем трещин раскрытий малых амплитуд раздвижений. Характерна слабая тектоническая нарушенность офиолитовых разрезов, очень пологие залегания пиллоу-лав (рис. 1, Б) и субвертикальность контактов нижележащих в разрезе спрединговой оси даек и интрузий, отсутствие рассланцевания пород. При этом осевые базальты (афировые толеиты пиллоу-лав и даек диабазов с 0,1–0,2 мас.% K_2O) близки по химизму толеитам N-типа океанических рифтов: содержат 1–0,7 % TiO_2 , 8–10 мас.% MgO , 280–580 г/т Cr (табл. 1; рис. 2, 3), но на ближних флангах, в 1,5–2 км от оси, они постепенно сменяются афировыми же лейкотолейтами, по мере удаления от оси всё более обедненными никелем и хромом (до 50–10 г/т Cr), неизвестными в областях с океанической корой. Судя по положению на модельной диаграмме $Ni-Cr$ (рис. 4), по происхождению это остаточные расплавы, возникшие в результате кристаллизации и отсадки оливина и пироксенов при перемещении тех же толеитовых магм сквозь холодную мощную (континентальную) кору обрамления щелевого раздвига спрединговой оси. Зональность того же типа (в результате того же процесса фракционирования магм на путях их перемещения в стороны от главного ствольного магмовода) характерна и для океанических рифтов (рис. 2). Однако там, в условиях маломощной разогретой океанической литосферы, она выражена гораздо слабее: содержания

MgO снижаются с 10–8,5 мас.% до 8–7,5% на удалении до 1,5 км от оси рифта, хрома с 500 до 250–300 г/т и на этом высоком уровне остаются на удалении десятков и сотен км от оси рифта, содержания SiO_2 возрастают соответственно до 51, редко до 52 мас.%, индекс дифференциации FeO^{4+}/MgO – до 1.4, тогда как на ближних (2–5 км) флангах изученной автором ордовикской оси – до 54–56 мас.% и 2–2.8 соответственно, что не встречается на флангах океанических рифтов (см. рис. 3). С такими и спилитовыми лейкотолейтами тесно ассоциируют неизвестные ранее в Тагильской мегаструктуре исландиты [Каретин, 1988, 2001] и клинопироксеновые Mg -базальты с 15–21% MgO весьма глубинной (с предельно высокими содержаниями хрома в пироксенах и шпинелидах [Порошин, 1985]) серии пироксенитовых коматиитов [Каретин, 1990, 2000] – те и другие индикаторные для областей рифтовой деструкции мощной континентальной литосферы и отсутствующие в областях с океанической корой.

Отметим также, что базальты океанических рифтов почти всегда содержат выделения оливина и нередко являются по составу оливинными кумулатами, тогда как характеризующие ордовикские осевые базальты всегда безоливиновые. Даже наиболее магнезиальные из них, с 9–10% MgO , относятся к более глубинной пироксеновой фации и являются по всей вероятности дифференциатами вышеупомянутой серии низкотитанистых пироксенитовых коматиитов.

Важная общая черта ордовикских спрединговых базальтов – их постоянная обедненность тяжелыми РЗЭ: $(Yb)_N$ в пределах 6–8, согласно сводке для всего Урала И.В. Семенова [2000] и данным [Каретин, Иванов, 2001], против 16–18 в базальтах океанических рифтов. Это указывает на происхождение ордовикских спрединговых базальтов Урала из истощенного источника, видимо из вещества мантийного диапира, многократ-

* Статья публикуется в авторской редакции.

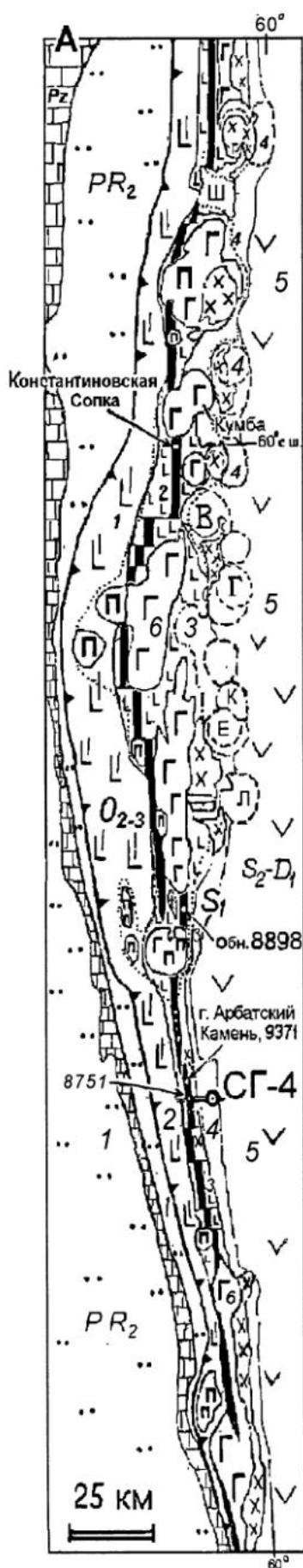


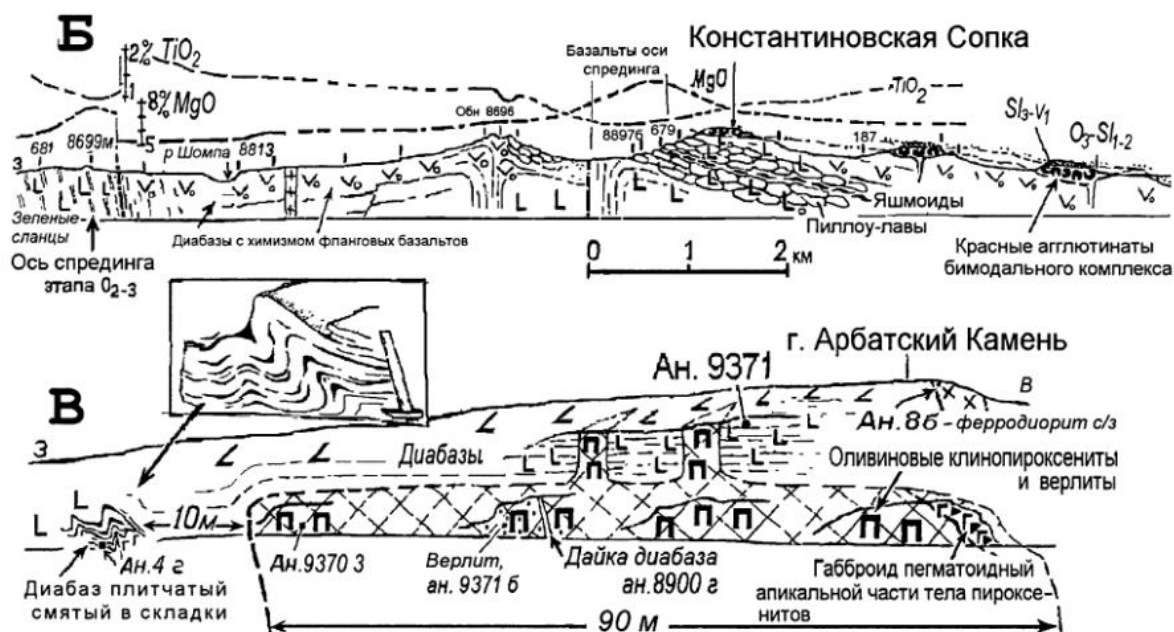
Рис. 1. А. Кулисное строение главной палеооси спрединга этапа O_3^2 в структурах западной части Тагильского палеорифта.

Составлено по результатам геологического, палеовулканологического и геохимического картирования автора. Цифрами обозначены: 1 – осадочные комплексы рифея и раннего венда западного обрамления Тагильского палеорифта; 2 – карадокско-верхнеордовикский офиолитовый зеленосланцевый комплекс; 3 – позднеордовикский офиолитовый спилит-диабазовый комплекс и главная ось спрединга; 4 – раннесилурийские вулканические комплексы. Во внутренней части Тагильского палеорифта показаны позднеордовик-раннесилурийские кольцевые вулканотектонические структуры на погребенной континентальной коре (Ш – Шемурская, В – Валенторская, Г – Галкинская, К – Кнзевская, Е – Елвинская, Л – Лялинская); 5 – более поздние вулканы и осадки; 6 – массивы габбро и ультрабазитов Платиноносного пояса. В – разрез на широте 60° с.ш., южнее массива Кумбы. Вершины трех сопок со снижающейся на восток высотой от 700 до 500 м сложены краснообломочными агглютинатами калиевых афиритов бимодального комплекса малой мощности, согласно залегающие на пиллоу-лавах диабазов с химизмом базальтов оси спрединга. В – разрез зоны главной палеооси спрединга в 15 км северо-западнее СГ-4: в южном краю вершины г. Арбатский Камень вскрывается плоская апикальная часть магматического диапира клинопироксенитов, во внутренней части оливиновых, с переходами к верлитам. Вмещающие их массивные диабазы кровли субгоризонтально крупноплитчатые и рассечены дайкообразными апофизами главного тела пироксенитов. В западном, фронтальном, краю диапира пироксенитов под его динамическим воздействием разогреты до пластичного состояния диабазы смяты в плавные сжатые складочки.

но дифференцированного в разноглубинных условиях в мощной деструктурированной рифтогенезом континентальной литосфере. Кроме того, по сравнению с океаническими аналогами, они заметно обогащены стронцием (до 240–285 г/т) и барием – коровым материалом.

С другой стороны, для спрединговых базальтов Тагильского ордовикского палеорифта Ю.Л. Ронкиным (личное сообщение) получены самарий-неодимовые изотопные характеристики такие же, как в базальтах океанических рифтов.

Характерно также, что палеооси спрединга Тагильского ордовикского палеорифта трассируются мелкими телами апогарцбургитовых серпентинитов (Салатимского пояса), а несколь-



ко восточнее главная ось спрединга (этапа O₃) трассирована откартированными автором многочисленными мелкими (см. рис. 1, В) внедрениями ультрабазитов ряда клинопироксенит-верлит-дунит и крупнозернистых низкостронциевых офиолитовых габбро (табл. 2) приповерхностных расслоенных магматических камер активной оси. Эти плутонические внедрения сильно нагревали и около контактов активно пластически деформировали и метаморфизовали вмещающие диабазы и здесь же сами пересечены дайками таких же по составу диабазов (рис. 1, В; табл. 2). То есть имеет место развитие офиолитовой ассоциации, все члены которой формировались геологически синхронно в щелевидной осевой структуре. В ее краевых частях не далее, чем в 1 км по обе стороны оси распространены жилы плагиогранитов, в также ферродиоритов и феррогаббро с густоокрашенным высокожелезистым амфиболом и обильным титаномagnetитом (табл. 2, ан. 10 и 11).

Щелевидный масштаб раздвижений следует также из совокупности геологических данных: 1) установлены предельно низкая титанистость большей части базальтов оси спрединга, указывающая на малые, 1–0,5 см/год, скорости раздвижений (см. рис. 3), и 2) кратковременность существования режима спрединга в Тагильской мегаструктуре – менее 15 млн лет: начавшись в не самом раннем карадоке (фауной карадока датированы низы базальтового

разреза [Варганов и др., 1973]), спрединг еще в верхнем ордовике, по определениям конодонтов в средней части разреза бимодального комплекса [Анцигин и др., 1988], сменился режимом рассеянного рифтогенеза и соответствующего ему ареального вулканизма [Каретин, 1977, 2000]. Столь краткий промежуток времени режима спрединга недостаточен для возникновения океана на месте древнего континента. Недостаточен он и для возникновения структуры типа Красноморского рифта. Бимодальный комплекс согласно залегает на пиллоу-лавах осевых базальтов (см. рис. 1, Б), в разрезах на г. Константиновская Сопка представлен краснообломочными агглютинатами калиевых афиритов – фаций наземных шлаковых конусов, широко распространенных во всей внутренней части Тагильского трога в тесной ассоциации с кислыми лавами и мелкими линзами радиоляриевых яшмоидов с признаками формирования в мелководных полузамкнутых заливах, возникавших при рифтовых просядках вулканической суши типа Исландии [Каретин, 2000]. А с позднего лландовери происходил уже вулканизм зрелостроводужного типа [Каретин, 1977; Ходалевиц и др., 1977; Иванов и др., 1992], сопровождавшийся образованием кальдер с игнимбритами, лахаровых шлейфов подножий наземных вулканов и рифтообразованием в шельфовом морском бассейне с отдельными рифтовыми впадинами, заполнявшимися грубопесчаными тefровыми

Средние составы главных петротипов толеитовых базальтов спредингового спилит-диабазового комплекса О₃ главной офиолитовой зоны Тагильского палеорифта

№/пп Количество анализов	1 п=8	2 п=26	3 п=27	4 п=16	5 п=12	6 п=11	7 п=14	8 п=15	9 п=28	10 п=7	11 п=2	12 п=300
SiO ₂	48,45	49,8	50,36	50,36	47,25	50,16	49,72	51,06	50,58	53,9	49,6	50,14
TiO ₂	1,56	0,88	1,01	0,51	0,48	0,85	1,64	1,01	1,19	1,64	2,30	1,40
Al ₂ O ₃	15,58	15,56	15,83	12,3	10,25	18,0	15,54	15,45	16,22	15,3	14,4	15,65
Fe ₂ O ₃	*	*	3,10	2,61	2,64	3,41	3,33	3,75	3,73	3,77	*	1,89
FeO	10,27*	8,89*	6,69	6,69	7,46	6,31	7,73	6,73	7,32	7,83	12,86*	8,11
MnO	0,15	0,16	0,16	0,19	0,14	0,13	0,15	0,18	0,17	0,21	0,14	0,17
MgO	7,30	7,66	8,23	11,68	15,92	5,88	6,26	6,03	6,22	4,37	5,37	7,85
CaO	11,16	10,39	11,08	10,27	10,29	9,72	10,43	9,51	7,03	5,58	10,33	11,66
Na ₂ O	2,52	3,01	2,79	2,38	1,36	2,98	2,81	3,12	4,63	4,71	2,55	2,61
K ₂ O	0,11	0,21	0,13	0,17	0,16	0,14	0,12	0,18	0,23	0,10	0,10	0,17
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,10	0,10	0,07	0,13	0,1	0,14	0,14	0,23	0,14	0,13
ппп	2,03	2,48	-2,65	3,15	3,80	2,63	1,82	2,30	2,73	1,87	2,56	
Сумма	99,3	99,14	99,48	99,65	99,97	100,35	99,65	99,46	100,29	99,53	100,35	100,2
Rb	Менее 1	1	1,5	< 1	1	2	< 1	2	2	2	< 1	1,5
Sr	216	194	201	165	64	196	140	232	317	115	128	127
Zr	141	79	80	85	51	64	94	74	105	101	125	95
Nb	3	4,8	4	6	1	4	5	3,7	4	6	10	3,5
Y	27	20	26	12	8	23	32	20	31	32	43	33
Cr	240	293	350	530	978	100	30	81	62	16	11	302
Ni	80	132	130	163	230	He опр.	20	54	31	13	22	113
Co	60	47	50	48	83	42	32	39	36	27	39	41
Sc	65	49	56	56	70	He опр.	39	47	36	40	46	50
V	418	268	297	240	291	262	314	190	294	230	537	312
Ba	120	95	50	100	He опр.	He опр.	127	95	He опр.	He опр.	He опр.	22
La	He опр.	4,3	3,35	1,5	He опр.	He опр.	He опр.	2,40	He опр.	He опр.	He опр.	3,5
Ce	He опр.	9,7	7,25	4	He опр.	He опр.	He опр.	7,81	He опр.	He опр.	He опр.	11,1
Nd	He опр.	7,22	7,71	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	5,01	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Yb	He опр.	1,43	1,51	1,02	He опр.	He опр.	He опр.	1,89	He опр.	He опр.	He опр.	3,3

Примечание. 1–3 – афировые толеитовые базальты (диабазы) главной оси раздвижения, пиллоу-лавы и дайки; наименее титанистые базальты (ан. 3) характерны для южного сегмента оси, где поле осевых базальтов наиболее узкое, а самые высокотитанистые (ан. 1) – для среднего сегмента с наиболее широким полем базальтов спредингового комплекса; 4–5 – Mg-базальты коматитовой серии ближних флангов палеооси, обломки из туфов, лавы и параллельные дайки; 6–11 – афировые базальты (диабазы и спилиты) флангов главной оси раздвижений: 6 – глиноземистые толеиты, сходные с фланговыми океанических рифтов; 7–8 – диабазы, 9 – спилиты; 10 – толеиты, переходные к исландитам, 11 – ферробазальты флангов оси. Аналитические данные и выборки автора. 12 – Толеиты осей океанических рифтов (COX), по М.И. Кузьмину [1985]. *В анализах без окисного железа всё железо показано пересчитанным на FeO“.

флишоидами, но не тонкими терригенными отложениями подводных склонов островных дуг. События развивались явно не по стандартному сценарию полномасштабного цикла Вильсона.

Совокупность приведенных ранее неизвестных данных дают автору основание выделять самостоятельный не океанический тип

офиолитов – офиолитов щелевых раздвигов в континентальной коре. Вулканизм их характеризуется быстрой сменой спрединга режимом рассеянного рифтогенеза с формированием бимодальных колчеданосных комплексов и в конце – офиолитовых плагиогранитов, секущих в том числе базальты и габбро осей спрединга,

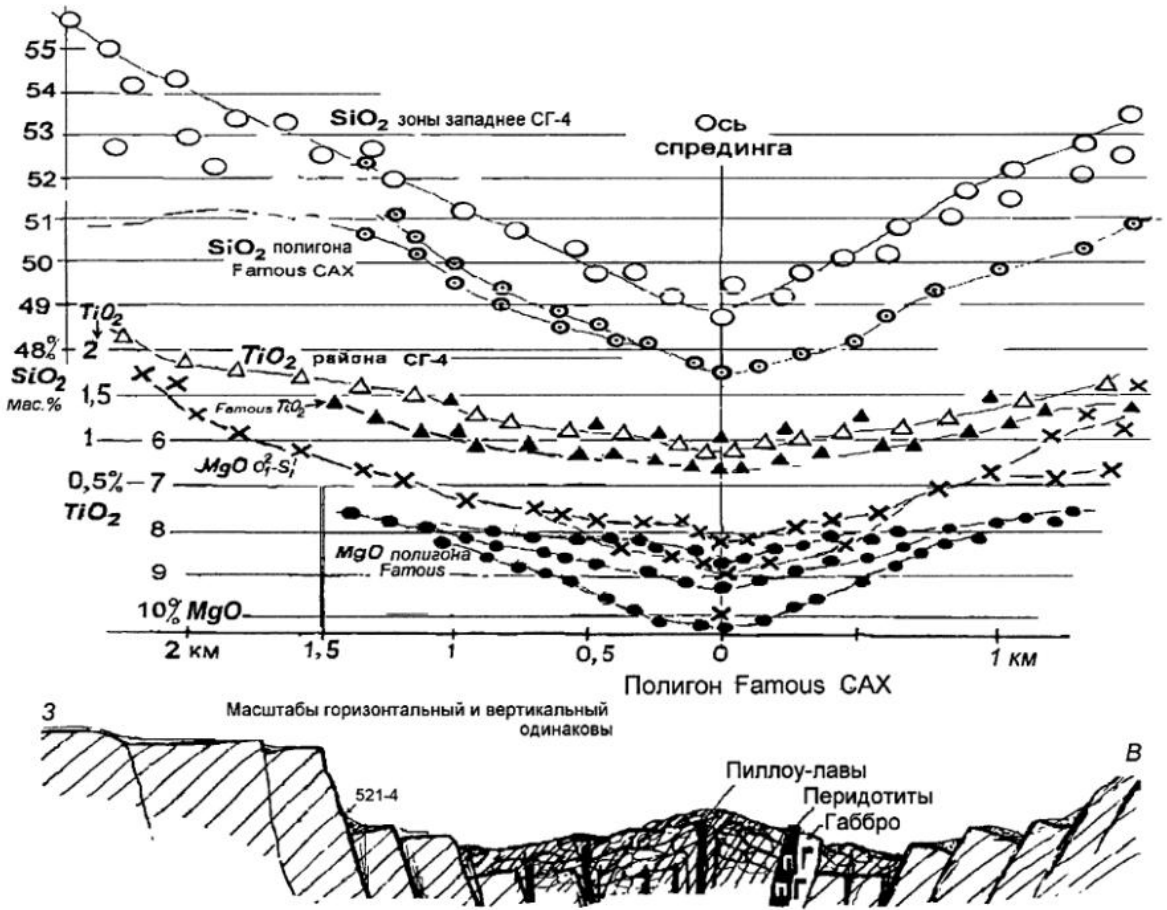


Рис. 2. Особенности геохимической зональности базальтов осей спрединга современного Срединно-Атлантического рифта (по данным [Initial..., 1977]) и ордовикской спрединговой зоны, изображенной на рис. 1; горизонтальные и вертикальные масштабы одинаковые. Пояснения в тексте.

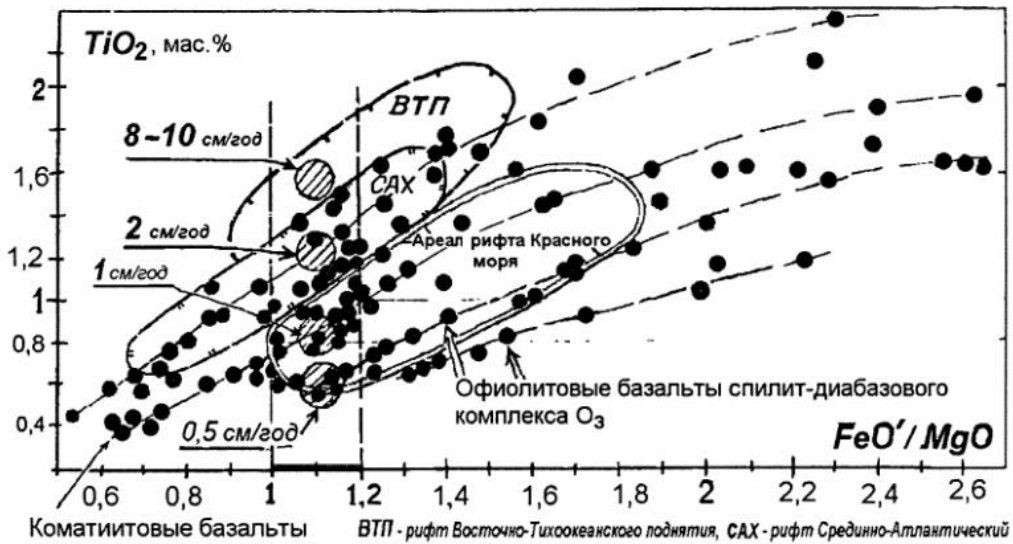


Рис. 3. Базальты спилит-диабазового (спредингового) комплекса O_3 на диаграмме TiO_2 – FeO/MgO , позволяющей оценить скорости спрединга.

По данным по океаническим рифтам [Матвеевков и др., 1993], это делается по базальтам с индексом дифференциации в пределах 1–1.2. Среди ордовикских базальтов в этот диапазон попадают почти все осевые базальты, тогда как большие и меньшие значения характерны для флангов оси на удалениях от нее до 5–10 км.

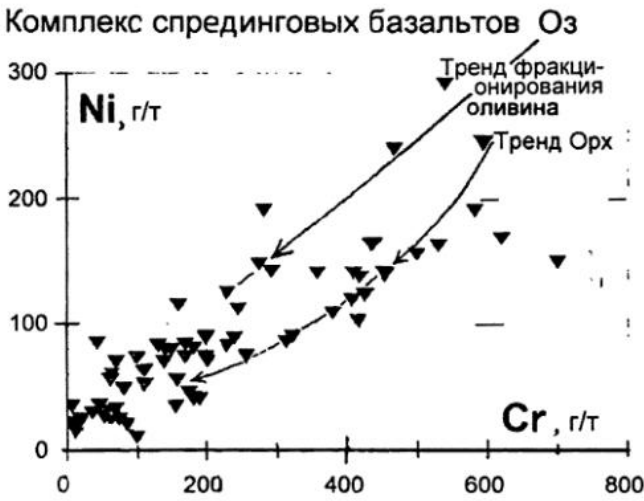


Рис. 4. Комплекс спрединговых базальтов главной оси, рис. 1, на модельной диаграмме Ni-Cr, показывающей принадлежность подавляющей части базальтов к производным фракционирования оливина и пироксена.

Линии трендов фракционирования – по данным расчетов с использованием коэффициентов распределения Ni и Cr в системах базальтовый расплав – кристаллическая фаза.

Таблица 2

Химический состав мелких тел клинопироксенитов, офиолитовых габбро и диабазов главной оси спрединга западнее СГ-4

№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	9370.3	93716	4г	9371	8900 г	8898.5	8751г	8751	8723	8887.5	86
SiO ₂	49,89	43,92	50,28	48,5	49,38	50,20	47,24	50,84	55,01	47,17	56,70
TiO ₂	0,71	0,29	0,84	0,73	0,90	0,66	0,27	0,73	1,96	1,73	1,20
Al ₂ O ₃	13,11	3,76	18,66	15,65	16,66	16,14	19,24	15,32	15,74	16,08	17,43
Fe ₂ O ₃	4,06	9,84	5,63	3,42	1,96	2,46	3,12	4,04	5,44	5,23	3,66
FeO	8,54	7,34	6,47	7,25	7,40	4,53	4,67	5,62	6,18	9,59	4,95
MnO	0,23	0,18	0,13	0,14	0,18	0,11	0,16	0,18	0,23	0,21	0,20
MgO	10,15	27,36	7,28	7,98	7,85	9,43	8,23	9,71	4,19	7,85	2,85
CaO	9,57	6,67	8,49	9,65	12,55	13,66	14,77	11,44	4,69	11,72	7,01
Na ₂ O	2,42	0,22	1,55	2,68	2,62	2,28	1,44	2,55	5,71	1,83	4,44
K ₂ O	0,09	0,22	0,05	0,12	0,11	0,14	0,03	0,10	0,05	0,08	0,17
P ₂ O ₅	0,09	0,02	0,10	0,10	0,07	0,02	0,05	He опр	0,47	0,14	0,47
Ппп	-3,94	-7,10	-4,85	3,83	-2,72	-2,11	-4,02	4,02	-2,2	-2,53	0,96
Сумма	98,86	99,84	99,48	100,05	99,68	99,65	99,22	100,53	99,21	99,98	100,04
Sr	224	31	260	321	352	176	400	262	125	254	368
Zr	23	He опр.	35	41	33	30	8,3	58	112	125	He опр.
Cr	63	1437	144	170	199	425	82	582	12	112	He опр.
Ni	56	400	85	84	89	124	49	191	6,2	64	He опр.
Co	50	He опр.	56	50	43	58	17	71	18	He опр.	He опр.
Y	12	1	13	13	15	8,6	4	15	45	40	He опр.

Примечание. *1 – клинопироксенит с 2–3% плагиоклаза из западного края тела обн. 9371, вершины г. Арбатский Камень (рис. 1); близок по химизму вмещающему диабазу анализа 4; 2 – верлит из оливиновых разновидностей клинопироксенита внутренней части того же тела; 3 – вмещающий диабаз как ан. 4, но деформированный в складочки около тела пироксенита (см. рис. 1, Д); 4 – вмещающий диабаз мелкозернистый крупного субвулканического тела, с уралитизированным пироксеном, во всем обнажении однородный массивный с грубой горизонтальной плитчатостью; анализ взят над пироксенитом, 20 м выше по склону от анализа 2; 5 – диабаз афанитовый дайки мощностью 0,8 м, секущей верлит анализа 2; 6–7 – габбро офиолитовые оси спрединга (6 – крупнозернистое амфиболовое из мелкого выступа среди диабазов, близкое им по химизму, обн. севернее Качканара, см. рис. 1 вверху слева; 7 – среднезернистое уралитовое габбро, карьерчик на ЛЭП через вершину увала в 10 км западнее от СГ-4); 8 – мелкозернистый диабаз из дайки, секущей габбро анализа 7; 9 – переходные к исландитам афириты в 2 км западнее обнажения 8751 оси спрединга; 10 – феррогаббро с высокожелезистой роговой обманкой и титаномагнетитом, из тела мощностью 10 м среди диабазов в 1,5 км западнее оси спрединга, г. Красная (южнее г. Колпак Кытлымского массива); 11 – ферродиорит среднезернистый, аналог исландита, восточный край осевого спредингового комплекса вершины г. Арбатский Камень, см. рис. 1, Д. Коллекция автора. В анализах, пересчитанных на сухое вещество, перед значениями потерь при прокаливании поставлен знак минус, так как в этих случаях потери при прокаливании в “суммы” не включаются.

что неизвестно в осях океанических рифтов. Разрез бимодального комплекса с наземными красными агглютинатами калиевых афиритов и ферробазальтов, исландитов, кислых лав вскрыт Уральской сверхглубокой скважиной в интервале глубин 5070–5560 м в 10 км восточнее главной ордовикской оси спрединга.

Отметим, что перидотиты и эвкритовые габбро образуют магматогенные внедрения среди поля юных базальтов режима низкоскоростного спрединга осевой долины Срединно-Атлантического рифта на полигоне Famous, где они образуют скальные выступы и были обнаружены наблюдениями с погружного аппарата и опробованы с помощью манипуляторов (условно показаны на рис. 2). Этот факт принципиальной значимости приведен в материалах Проекта глубоководного бурения DSDP [Initial ..., 1977], но позднее не обсуждался, фактически замалчивался и потому остался мало кому известным. Между тем он означает, что в природе реализуется прежде неизвестный геологический процесс, при котором в восходящем потоке дифференцирующегося вещества мантийного диапира непосредственно в спрединговых осях происходит *магматогенный вынос* к поверхности как базальтовых, так и плутонических членов ассоциации, *при режиме осевых раздвижений* и эффузивных излияний, вне связи с тектонической аккрецией. Такие офиолитовые ассоциации относятся к первично нестратифицированному (в верхней части их разреза) типу, возникающему сразу в таком виде, а не в результате позднейшего тектонического совмещения фрагментов существенно более масштабных объектов. В скв. 334 в 100 км восточнее оси полигона Famous перидотиты и габбро вскрыты под базальтами небольшой мощности, а в одной из более северных скважин на дне Атлантики – в виде грубых брекчий с осадочным цементом сверху разреза над базальтами (видимо, образованы обвалами соседних скальных выступов на поверхности дна). В целом это, возможно, лишь частные случаи при формировании новой океанской литосферы общего стратифицированного строения, тогда как *в щелевых раздвигах маломасштабного офиолитогенеза в континентальных подвижных поясах* по логике это вероятно единственный тип первичного строения офиолитовых зон. Обнаружение палеозойских аналогов структуры полигона Famous (по параметрам ширины осевого трога рифта, геохимической зональности его базальтов и при-

сутствию плутонических членов, см. рис. 2) показывает, что существуют не переработанные коллизонной тектоникой первично-узколокальные спрединговые структуры, *формировавшиеся изначально в виде узких клиньев* (в поперечном сечении) *новообразованной офиолитовой коры в щелевых раздвигах континентальной литосферы*.

Определенные современные аналогии этому типу можно видеть, например, на отрезке вхождения рифта Тихоокеанского СОХ в структуру материка Северной Америки и его затухания по простиранию – в рифте Калифорнийского залива (по ширине и 1000-километровой протяженности сопоставимого с Тагильским палеорифтом), где осевые базальты содержат 180–230 г/т Sr (против 70–140 г/т в базальтах собственно океанических спрединговых центров), а на островах флангов рифта на континентальной коре известны исландиты. Но там (и в Исландии) исландиты зафиксированы всё же не ближе 40–50 км от осей рифтов, тогда как в случае Тагильского палеорифта – уже в 2–5 км от главной оси спрединга, к западу и к востоку от нее в тектонически слабонарушенных целостных разрезах, что, как представляется автору, соответствует *масштабности* офиолитогенеза *на порядок меньшей*, никак не океанической, а фактически *эмбриональной*. С позиций этой, впервые излагаемой, концепции пришло также осознание того, что степень эмбриональности может быть и еще большей и варьирует даже по простиранию одних и тех же офиолитовых зон. Например, в подвижном поясе Аппалачей мощные ордовикские офиолиты Нью-Фаундленда, находящиеся, как и на Урале, между массивами гнейсов древней континентальной коры, по простиранию на юг всё более вырождаются, вплоть до полного исчезновения в области Средних Аппалачей. Соответственно исчезают и связанные с ними колчеданные месторождения. В Урупской зоне Большого Кавказа герцинские офиолиты представлены отдельными мелкими телами серпентинитов и диабазов, а в основном – кислыми вулканитами бимодального колчеданосного комплекса. Среднедевонские колчеданосные офиолитовые базальты Мугоджарско-Магнитогорского звена Тагило-Магнитогорской мегаструктуры уралид сменяются в Тагильском звене только рифообразованием и субщелочным вулканизмом. Все эти особенности геологии первичные и могут быть связаны только с

вариациями маломасштабных проявлений одного и того же процесса офиолитогенеза – масштабности изначально не сопоставимой с океанической по всем позициям. В литературе вариации характера выраженности офиолитовых ассоциаций в разных подвижных поясах континентов принято безоговорочно связывать лишь с разной степенью сохранности фрагментов исходных океанических ассоциаций в сутурах тектонических орогенов. Полученные автором материалы показывают, что такой подход требует пересмотра.

Приведенные данные большей частью ранее не были известны, не принимались во внимание при реконструкциях геодинамической эволюции региона. Теперь необходимо искать решения в рамках концепции, которая не противоречила бы фактам. Свой вариант автором предложен в книге [Каретин, 2000]. Целью данной публикации было познакомить читателя с более полными данными по ключевой для Урала проблеме офиолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 01-05-65208 и 02-05-64109.

Список литературы

Анцигин Н.Я., Шурыгина М.В., Наседкина В.Н. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: факты и концепции. М.: Изд. геолфонда Мин. геологии РСФСР, 1988. С. 118–121.

Варганов В.Г., Анцигин Н.Я., Наседкина В.А и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 285 с.

Иванов К.С., Абдуазимова З.М., Каретин Ю.С., Карстен Л.А. Биостратиграфическое обоснование возраста вулканогенных толщ по разрезу Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) // Уральская сверхглубокая скважина. Научное бурение в России. Сб. трудов. Вып. 1. Ярославль, 1992. С. 175–183.

Каретин Ю.С. К истории тектоно-магматического развития Тагильского прогиба // Доклады АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 646–649.

Каретин Ю.С. Об офиолитовых коматиитовых базальтах Урала и вулканиках бонинитовой серии // Ежегодник-1989 ИГиГ. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 41–43.

Каретин Ю.С. Петрохимическая зональность в Тагильском трого и геодинамическая обстановка образования ферробазальтов // Ежегодник-1987 ИГиГ. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 79–81.

Каретин Ю.С. Вулканизм и тектогенез палеозид Уральского подвижного пояса – эквиваленты процессов в активных континентальных окраинах // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Всероссийское тектоническое совещание. М.: ГЕОС, 1999. С. 285–288.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.

Каретин Ю.С. Петролиты ферробазальтов и исландитов в вулканических формациях района СГ-4 // Ежегодник-2000 ИГиГ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. С. 77–81.

Каретин Ю.С., Иванов К.С. Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000 ИГиГ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. С. 140–143.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.

Матвеевков В.В., Альмухамедов А.И., Костоготов В.В. Вариации химического состава низкокальциевых толеитов из рифтовых зон с различными скоростями спрединга // Доклады АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 698–701.

Порошин Е.Е. Акцессорные хромшпинелиды из магнезиальных базальтов Тагильского синклиория Урала // Доклады АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 452–456.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 362 с.

Ходячев А.Н., Каретин Ю.С., Шурыгина М.В. Силурийская система. (УНЦ АН СССР). Свердловск, 1977. С. 5–20.

Initial Reports of the DSDP. Vol. XXXVII. Washington, 1977. 100 p.