

К ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИТОВ ФОРМАЦИЙ ПАЛЕОЗОЯ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Ю.С. Каретин

Получены прецизионные определения РЗЭ, Ta, Hf, Th, U и других рассеянных элементов в базальтах из опорных разрезов формаций Тагильской мегазоны, в т.ч. разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 и ордовикского спредингового комплекса Тагильского палеорифта (см. таблицу), дополняющие ранее опубликованные данные [Гурбанов и др., 1999; Каретин, Иванов, 2001; Наркисова и др., 2000].

По этим данным устанавливается геохимическая общность базальтов 1) позднеордовикского спредингового комплекса главной

(западной) офиолитовой зоны, 2) афировых калийсодержащих базальтов контрастного комплекса флангов этой оси спрединга (на площади и в разрезе СГ-4) и 3) послеофиолитового именновского комплекса риолит-андезит-базальтовой формации S_1 и 4) еще более поздних формаций силура, в т.ч. трахит-базальтовой – по устойчиво чрезвычайно низким концентрациям Ta, Hf, Yb, согласованно соответствующим обедненности мантийного источника для магм всего формационного ряда.

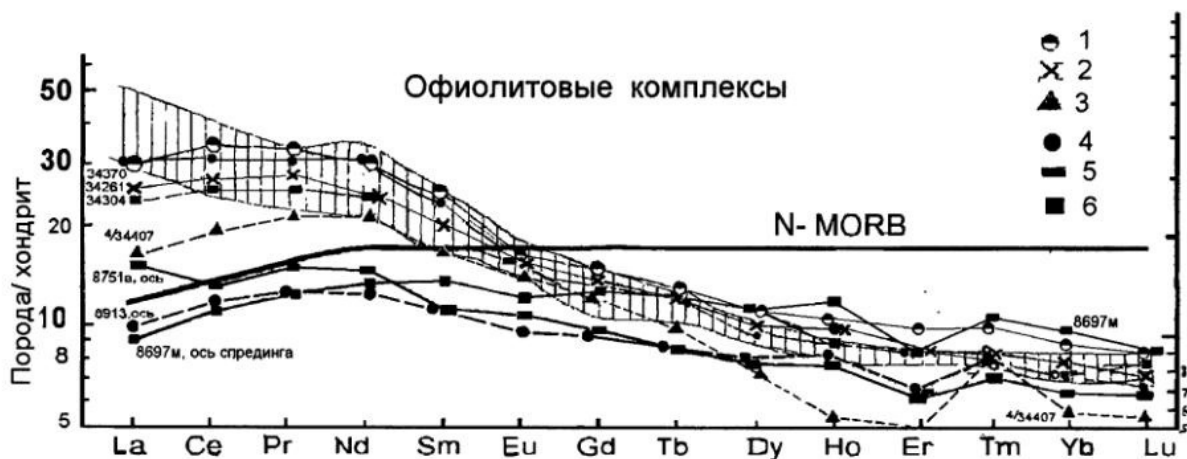


Рис.1. Спектры РЗЭ базальтов офиолитовых комплексов ордовика Тагильского палеорифта.

1-3 – базальты контрастного комплекса; 4-6 – диабазы главной спрединговой оси (спилит-диабазового комплекса верхнего ордовика). Привязки образцов на рис.1-4 в конце таблицы.

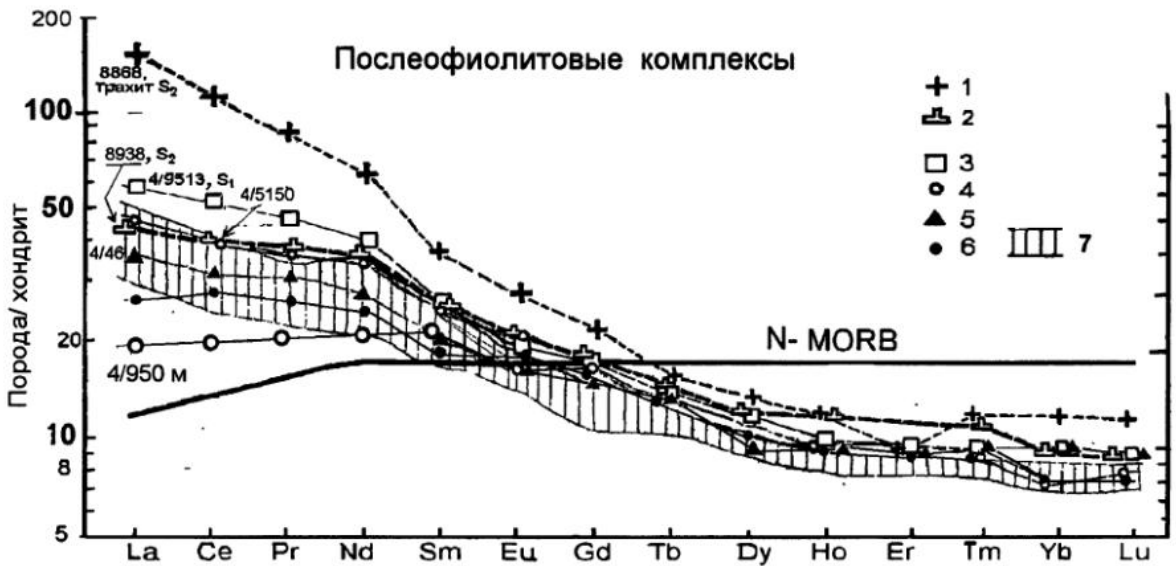


Рис. 2. Спектры РЗЭ вулканитов послеофиолитовых формаций силура.

1, 2 – трахит (1) и базальт (2) трахит-базальтовой формации; 3-6 – базальты именновского комплекса разреза СГ-4 и ее окружения.

Соответственно, спектры РЗЭ для всего ряда формаций оказываются во многом близкими (рис.1, 2) – обнаруживают однотипную дифференциацию от низких значений иттриевых земель с монотонным ростом концентраций вплоть до самария и неодима, а на легком конце спектра образуют пучок с широким спектром вариаций: во всё более поздних формациях интенсивность дифференцированности всё более нарастает, тогда как у базальтов контра-

стного комплекса варьирует от слабо дифференцированных до плоских и слабо снижающихся, а у базальтов спрединговой оси – только плоских и снижающихся как у базальтов океанических рифтов, хотя в целом спектры РЗЭ геохимически примитивных сапкдинговых базальтов ордовика оказываются совсем не похожими на океанический стандарт, см. рис.1.

Построение графиков спектров РЗЭ и спайдер-диаграмм показало, что офиолитовые

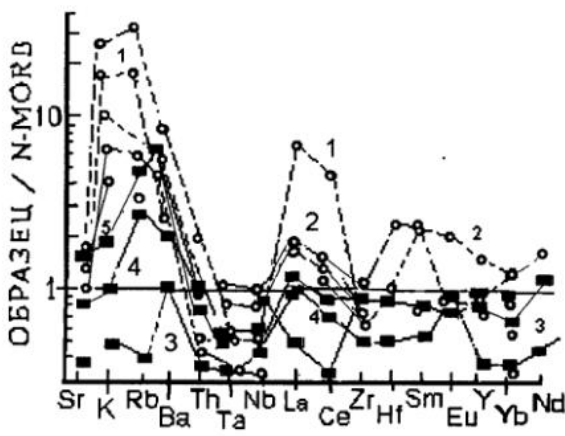


Рис. 3. Спайдер-диаграмма базальтов офиолитовых комплексов верхнего ордовика контрастного (1-2) и главной оси спрединга (3-5).

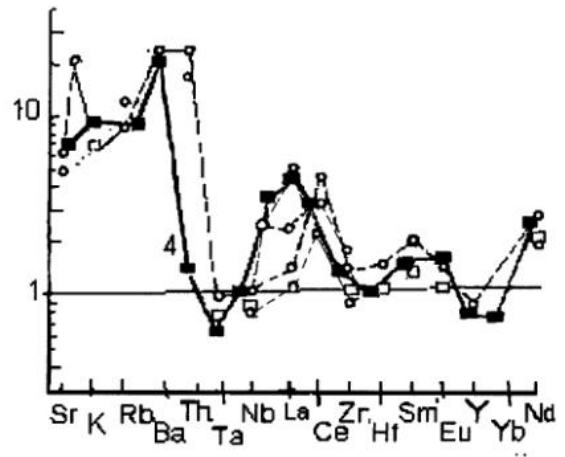


Рис. 4. Спайдер-диаграмма базальтов послеофиолитовых формаций силура: именновской риолит-андезит-базальтовой S_1 (1-3) и трахит-базальтовой $S_2 -D_1$ (4).

Химический состав (мас.%) и геохимия рассеянных элементов (г/т) вулканитов офиолитовых и послеофиолитовых комплексов западной части Тагильской мегаструктуры

№ обр	8938	55/5	4/ 9513	4/5150	57/ 41	4/34130	4/5245 м	4/34407	8927	8697/м	8913/4
SiO ₂	48,47	47,81	52,83	48,20	50,48	50,35	47,32	48,03	47,57	51,06	48,58
TiO ₂	1,25	0,98	0,77	0,92	0,74	1,13	1,06	0,92	0,94	1,02	1,08
Al ₂ O ₃	14,90	16,79	18,96	15,66	16,53	18,12	16,40	15,16	12,29	13,86	13,17
Fe ₂ O ₃	6,05	4,80	1,45	6,10	1,75	7,92	3,20	6,10	6,10	6,30	7,30
FeO	10,32	6,82	7,37	5,20	9,42	4,09	12,50	8,28	5,88	3,96	4,84
MnO	0,20	0,19	0,2	0,18	0,18	0,15	0,23	0,25	0,18	0,19	0,19
MgO	3,58	5,16	5,46	5,12	7,99	6,09	5,07	7,62	9,24	8,57	7,52
CaO	5,71	7,66	6,13	10,14	8,34	1,48	3,00	3,03	11,24	11,00	12,59
Na ₂ O	3,70	3,70	4,79	3,30	3,33	4,54	2,20	2,15	2,25	2,95	1,70
K ₂ O	1,17	0,55	1,48	0,22	0,64	2,24	4,31	2,89	0,01	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,30	0,27	0,20	0,27	0,11	0,10	0,04	0,06	0,09	0,10	0,10
ппп	3,61	4,94	3,93	4,54	(4,34)	4,24	3,92	4,72	3,53	1,39	2,07
Сумма	99,25	99,67	99,64	99,85	99,51	99,65	99,25	99,21	99,32	100,49	99,23
Rb	16	7	21	2,7	8	-	85	53	0,5	0,93	0,7
Sr	793	212	541	307	366	420	210	212	193	174	134
Ba	314	106	660	50	50	-	102	68	135	40	24,8
Zr	93	130	102	72	60	-	81,5	75	29	27	24
Nb	2,9	2,6	6,6	2,3	2	-	1,1	0,96	2,2	2	2
Cr	27	42	85	64	250	-	29	18	261	318	310
Ni	11,5	33	47	26,5	76	-	17	24	92	139	142
Co	28	29	25	32	49	-	27	51	36	42	42,6
Sc	32	32	39	32	51	-	38	37	40	38	36,5
V	486	380	275	423	295	-	355	390	345	314	338
Th	1,827	2,552	-	1,801	-	-	1,060	0,717	0,296	0,183	0,174
U	0,687	1,298	-	0,592	-	-	0,11	0,107	0,093	0,117	0,08
Ta	0,183	0,171	-	0,183	-	-	0,091	0,076	0,160	0,15	0,149
Hf	2,5	3,43	-	1,84	-	2,2	1,8	1,5	0,8	0,8	-
La	12,87	14,63	17,7	3,69	6,2	--	5,8	4,65	3,74	2,783	2,54
Ce	32,3	35,45	41,3	32,2	15,8	-	12,9	15,32	9,666	8,45	8,195
Nd	20,32	21,1	24,1	19,66	10,8	-	9,62	12,48	7,287	7,346	1,36
Sm	4,75	5,04	5,39	4,72	3,29	-	2,53	3,30	2,155	2,467	2,54
Eu	1,535	1,40	1,43	1,516	0,93	-	0,931	1,024	0,846	0,84	1,07
Gd	4,4	4,49	4,67	4,24	3,39	-	2,265	3,02	2,575	3,30	3,40
Dy	3,9	4,05	3,84	3,44	-	--	2,17	2,7	2,91	3,90	4,09
Ho	0,8	0,83	0,77	0,69	0,70	-	0,44	1,37	1,76	2,38	2,47
Er	2,16	2,39	2,02	1,83	2,12	-	1,18	0,52	0,26	0,35	0,36
Tm	0,33	0,56	0,28	0,27	0,28	-	0,19	1,37	1,60	2,23	2,29
Yb	2,04	2,35	1,85	1,634	1,97	-	1,188	1,21	0,232	0,295	0,314
:Lu	0,305	0,368	0,29	0,265	0,30	--	0,188	-	18,7	25,4	25,4
Y	23,1	26	22	20,1	18	-	12	-	-	-	-

Примечание. 1 – базальт туринской свиты S₂ –D₁, подушечная лава; вершина в 1 км восточнее плотины в г. Верхняя Тура; 2-5 – вулканиты именновского комплекса разреза СГ-4 и площади: 2 – базальт скв.55, глуб.5 м в 0,2 км восточнее СГ -4; 3-4 – туфы разреза СГ-4; 5 – вулканическая бомба из туфа в скв. 57 в 1 км западнее СГ -4, номера образцов из интервала глубин 900 –1500 м; 6-8 – базальты контрастного кабанского комплекса: бомба в туфе, устье СГ-4, глуб. 46 м; 9-11 – спрединговый комплекс этапа Оз: 9 – лава диабазовая в 10,7 км западнее СГ -4; 10, 11 – пиллоу-лавы оси спрединга на 60 ° с.ш., г. Константиновская Сопка. Колл. авт. ора. РЗЭ определены методом ИСР-МС в электрохимическом комбинате г. Новоуральска, другие рассеянные элементы – на масс-спектрометре там же, петрогенные элементы – на СРМ-18 в ИГГ УрО РАН.

базальты главной оси спрединга близки базальтам океанических рифтов по лантану, церию и обеднены другими РЗЭ и иттрием, Zr, Nb (рис.1 и 3), а в базальтах постофиолитовых формаций обнаруживается удивительное единообразие геохимических спектров и отсутствие характерного для островодужных серий глубокого ниобиево-ниобиевого минимума - значения их снижаются лишь до уровня N-типа MORB (рис.4).

При этом концентрации таллия и иттербия в эволюционном ряду вулканических формаций возрастают слабо, остаются предельно низкими, а концентрации ниобия остаются на одном, умеренно низком, уровне (чаще всего в пределах 4 - 6 г/т), вдвое более высоком по сравнению с базальтами островных дуг. Концентрации радиоактивных элементов закономерно последовательно возрастают во всё более поздних формациях, как и концентрации стронция и бария, что указывает на последовательное усиление процессов ассимиляции мантийными толеитовыми магмами материала зрелой континентальной коры.

Изложенное показывает существенную геохимическую специфику вулканитов Тагиль-

ского сегмента пояса палеозоид Урала, которую необходимо учитывать при геодинамических реконструкциях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 02-05-64109

Список литературы

Гурбанов А.Г., С.Н. Бубнов, Ю.В. Гольцман и др. Петрогенезис и возраст вулканических образований именновской свиты в разрезе Уральской сверх глубокой скважины по изотопным и геохимическим данным (интервал 0 - 4617 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) / Ярославль. Сб. научных трудов. Вып.5 (ФГУП НПО «Недра» МПР РФ). 1999. С. 132-168.

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

Наркисова В.В., А.А. Носова, Л.В. Сазонова и др. Петрохимические и минералогические особенности вулканитов южной части Тагильской палеодуги (Средний Урал) // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000 С. 32-50.