

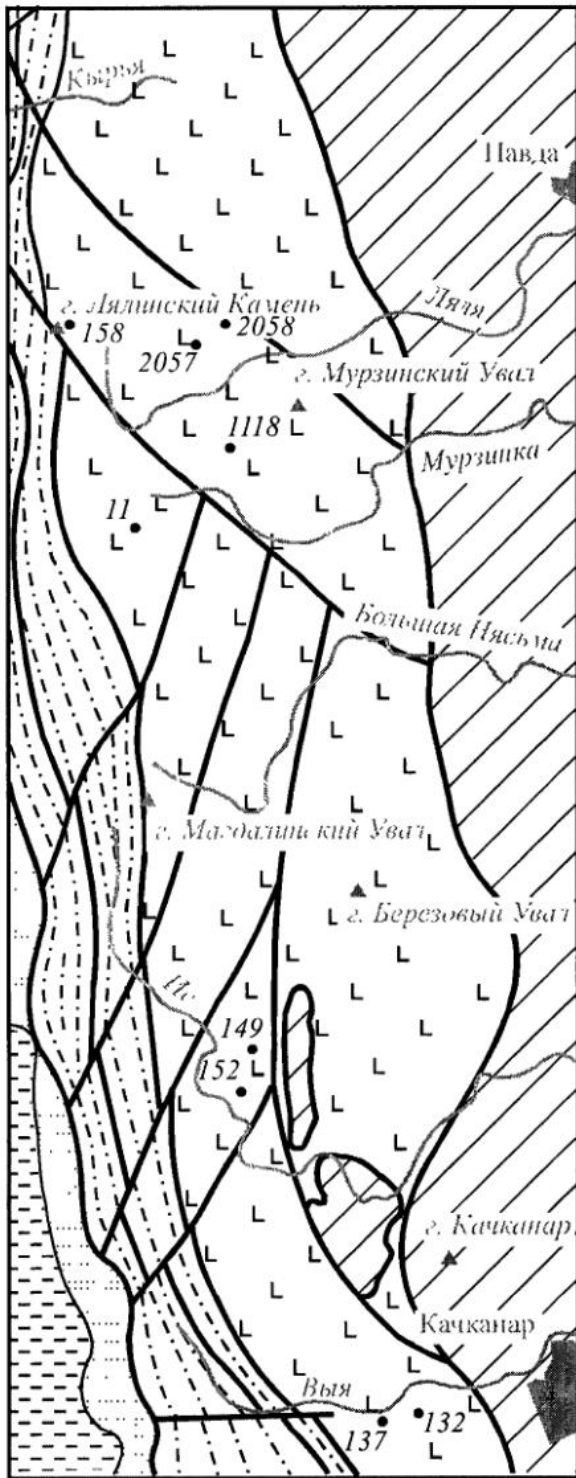
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ РИФТОГЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ ПАВДИНСКОГО РАЙОНА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

В.Н. Смирнов, Л.И. Десятниченко, И.Ф. Фадеичева, Т.Ю. Медведева

Вулканогенные толщи среднеордовикского возраста распространены в пределах восточного края палеоконтинентального сектора Урала (западный склон) в непосредственной близости от Главного Уральского разлома, отделяющего его от геологических структур палеостроводужного сектора (восточный склон Урала). Практически все исследователи связывают формирование среднеордовикских вулканитов с завершающими стадиями континентального рифтогенеза, предшествовавшими разрыву континентальной плиты и превращению континентального рифта в океанический. Несмотря на важное значение этих образований для анализа истории развития подвижного пояса, их веще-

ственный состав изучен недостаточно. Имеющиеся в опубликованной литературе сведения о химизме вулканических пород очень противоречивы. И.В. Семенов [2000] подчеркивает субщелочной тип ордовикского вулканизма. В.В. Бочкарев и Р.Г. Язева [2000] считают, что он имел преимущественно толеитовый характер. Ю.С. Каретин [2000] говорит о закономерной смене толеитов калиевыми базальтами по мере удаления от предполагаемой оси спрединга.

Авторами изучены петрохимические особенности и содержания РЗЭ в типовых разрезах среднеордовикских вулканитов Павдинского района (на участке от верховьев реки Ляли до широты горы Качканар). Ширина полосы



развития вулканогенных образований среднего ордовика, выделяемых в изученном районе в качестве выйской свиты и одноименного вулканического комплекса, колеблется от 8 до 18 км (рис. 1). С востока эта полоса ограничена крупным разрывным нарушением, отделяющим ее от высокометаморфизованных пород обрамления Павдинского платиноносного массива, на западе контактирует с породами залегающей стратиграфически ниже пальничнинской терригенно-карбонатной свиты. Коренные выходы вулканитов выйского комплекса протягиваются по вершинам и склонам гор Лялинский Камень, Мурзинский Увал, Магдалинский Увал, Березовый Увал и берегам рек Ляля, Ис, Выя. В составе вулканогенных толщ резко преобладают базальты и трахибазальты, на долю которых приходится не менее 70-75 % всего объема пород. Оставшуюся часть составляют андезитобазальты, трахиандезитобазальты и андезиты.

Изученные образования целиком располагаются в пределах мощной зоны смятия Главного Уральского глубинного разлома, что обусловило интенсивные деформации и метаморфизм пород. Первичная природа части из них распознается по реликтам структур и текстур, но преобладающая часть превращена в зеленые сланцы, полностью утратившие признаки вулканического происхождения, что может вызвать определенные сомнения в возможности использования анализов этих пород для характеристики состава исходных для них вулканитов. Известно, однако, что существенного изменения химического состава при метаморфизме пород не происходит [Фации метаморфизма, 1970], а лан-

Рис. 1. Схема геологического строения изученного участка развития среднеордовикских вулканитов

1 – платформенные терригенные толщи вендского возраста, 2 – осадочные комплексы пассивной окраины континента, сформировавшиеся в возрастном интервале с ордовика по девон, 3 – рифтогенные терригенные и терригенно-карбонатные толщи ранне-среднеордовикского возраста (колпаковская и пальничнинская свиты), 4 – рифтогенные вулканиты среднеордовикского возраста (выйский вулканический комплекс), 5 – массивы платиноносного типа и вмещающие их высокометаморфизованные толщи неустановленного возраста, 6 – ненарушенные геологические границы, 7 – линии разрывных нарушений, 8 – точки отбора проб.

танойды входят в число элементов, наиболее устойчивых к влиянию наложенных процессов. Это позволяет с известной долей условности считать, что имеющийся аналитический материал, в целом, адекватно отражает первичный состав и может быть использован для геодинамических реконструкций.

Судя по имеющимся в нашем распоряжении данным, преобладающая часть вулканитов вейского комплекса в изученном районе (около 80 % имеющихся анализов) представлена породами нормальной щелочности (рис. 2а), а на диаграмме AFM (рис. 2б) располагается в поле толеитовой серии. Оставшиеся 20 % приходятся на долю пород субщелочного состава (рис. 2а). Некоторое, относительно небольшое количество анализов, по формальным признакам соответствует породам известково-щелочной серии, которые не характерны для рифтогенных обстановок. Возможно, указанные разновидности являются результатом частичного

изменения состава пород при локальной миграции компонентов, которая часто сопровождается процессами метаморфизма. Достоверно установить это сейчас не представляется возможным из-за высокой степени перекристаллизации вулканитов. Соотношение калия и натрия широко варьирует как в субщелочных разновидностях, так и в породах толеитовой серии (рис. 2в). По величине отношения K_2O/Na_2O вулканиты вейского комплекса попадают в поля натриевой и калиево-натриевой серий (единичные анализы с отношением $K_2O/Na_2O > 1$, которые, скорее всего, являются результатом изменений пород, по-видимому, не следует принимать во внимание).

Устойчивых закономерностей в распространении пород разного состава на изученной площади выявить не удалось, что связано с интенсивной дислоцированностью вулканогенных толщ, обусловленной их положением в зоне Главного Уральского разлома. Рассматриваемая

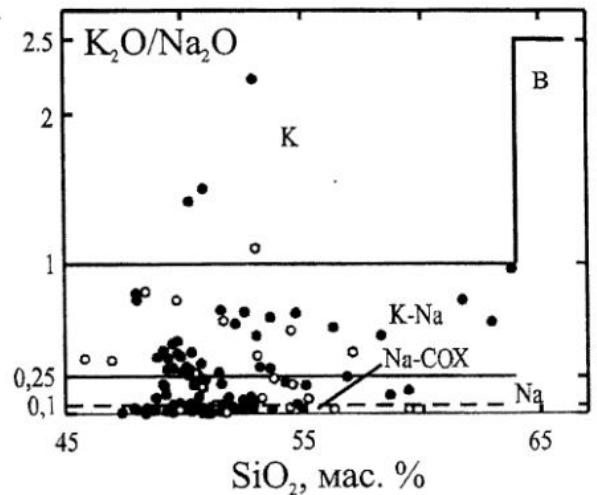
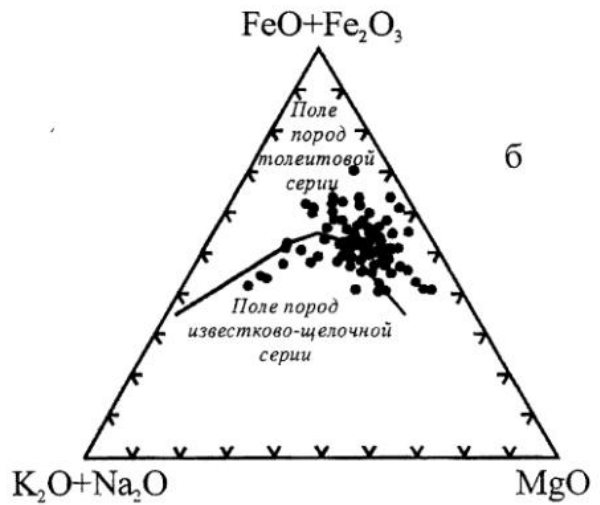
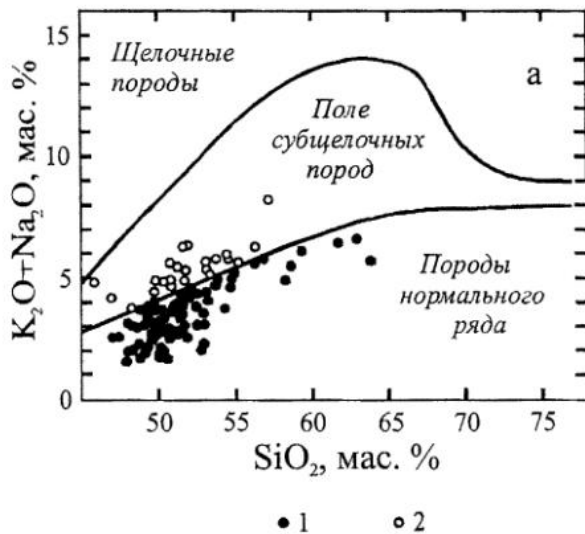


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для среднеордовикских вулканитов Павдинского района.

а - дискриминационная диаграмма K_2O+Na_2O SiO_2 для разделения пород щелочного, субщелочного и нормального ряда [Классификация..., 1981]; б - диаграмма AFM (линия, разграничивающая поля толеитовой и известково-щелочной серий проведена по Т.Ирвину и В.Барагару [Irvine, Baragar, 1971]); в - диаграмма $K_2O/Na_2O - SiO_2$, для выделения пород калиевой, калиево-натриевой и натриевой серий (К - калиевая, К-На - калиево-натриевая, На - натриевая и Na-COX - натриевая срединно-океанических хребтов) [Магматические..., 1987]. 1 - породы нормальной, 2 - повышенной щелочности.

территория по сути представляет собой зону тектонического перемешивания, в пределах которой беспорядочно чередуются участки развития толеитовых и субщелочных вулканитов с разным соотношением калия и натрия, ограниченные разрывными нарушениями, зонами дробления, катаклаза и милонитизации, а также присутствуют блоки чужеродных пород, такие, например, как дунитовые тела Вересового Бора и Светлого Бора. В связи с этим, реставрация характера эволюции магматизма невозможна без привлечения данных по смежным территориям. Существенное значение для такого анализа имеют два обстоятельства. Во-первых, к западу от полосы развития пород вейского комплекса широко распространены вулканиты предшествующих этапов рифтогенного магматизма рифейского и вендского возраста, которые в отличие от ордовикских имеют преимущественно субщелочной характер. Породы толеитовой серии среди них также присутствуют, но представлены в значительно меньшей степени [Бочкарев, Язева, 2000 и др.]. Во-вторых, по сообщению Ю.С.Каретина [2000], основанному на изучении значительно большей части территории Среднего Урала, внутри полосы развития среднеордовикских вулканитов устанавливаются фрагменты латеральной зональности, заключающейся, в том числе, в снижении общей щелочности и калиевого содержания пород с запада на восток. На основе этих данных, можно заключить, что формирование вейского комплекса фиксирует смену существенно субщелочного вулканизма, продукты которого развиты в более западных районах, толеитовым калиево-натриевым и в дальнейшем натриевым. Отмеченная закономерность характерна для ранней стадии ("восходящей" ветви [Разваляев, Понииков, 1980]) развития континентальных рифтов, характеризующейся возрастающей тектонической активностью [Разваляев, Понииков, 1980; Казьмин, 1987 и др.]. Толеитовый магматизм связан с периодами максимальной скорости раскрытия рифта (более 1 см/год) [Казьмин, 1987], что создает, в случае дальнейшего прогрессивного развития процессов рифтогенеза, возможность полной деструкции континентальной коры и превращения рифта в океанический. Таким образом, можно предположить, что наиболее бедные калием разновидности толеитов вейского комплекса, петрохимически близких базальтам СОХ, относятся уже к образованиям океанического типа. Принципиальное значение

для решения этого вопроса имеет анализ состава РЗЭ в базальтах.

Содержания редкоземельных элементов в вулканитах вейского комплекса приведены в таблице, состав РЗЭ в разных типах пород иллюстрирует рис. 3. Имеющиеся данные свидетельствуют о существовании отчетливой зависимости между количеством редких земель и типом щелочности. Породы калиево-натриевого ряда, представленные в изученной выборке базальтами и андезитами толеитовой серии, заметно обогащены этими элементами (главным образом, за счет легкой части спектра) по сравнению с натриевыми разновидностями как нормальной, так и повышенной щелочности.

Данные о содержании редких земель в трахибазальтах ограничиваются единственным анализом гавайита, показывающим, что в составе РЗЭ этих пород преобладают элементы легкой части спектра (рис. 3а). Очень важной в петрогенетическом отношении особенностью гавайита является наиболее низкое среди базальтов вейского комплекса содержание всех тяжелых лантаноидов, свидетельствующее о максимальной глубине зарождения исходных для него магм с концентрирующим тяжелые редкоземельные элементы гранатом в рестите. Это согласуется с теоретическими представлениями о развитии процессов рифтогенеза [Казьмин, 1987 и др.], согласно которым смена щелочного и субщелочного вулканизма толеитовым определяется подъемом мантийного диапира по мере раскрытия рифта и, как следствие этого, приближением очага магмогенерации к поверхности. Натриевый трахиандезитобазальт (муджиерит) отличается более высоким, по сравнению с гавайитом, содержанием всех редкоземельных элементов и наличием отрицательной европиевой аномалии на графике их распределения. Характер эволюции состава РЗЭ в породах субщелочной серии и относительно небольшое, по сравнению с гавайитами, количество муджиеритов позволяют рассматривать последние в качестве дифференциатов субщелочных базальтовых расплавов.

Калиево-натриевые толеиты, имеющие наиболее высокие среди изученных базальтов содержания РЗЭ (90-95 г/т), резко отличаются от других типов и характером их распределения. Легкие лантаноиды в них заметно преобладают над тяжелыми (величина La/Yb – 6-11). По количеству и составу редких земель эти породы полностью аналогичны толеитам совре-

ГЕОХИМИЯ

Содержание петрогенных (мас.%) и редкоземельных (г/т) элементов
в некоторых петрографических разновидностях среднеордовикских вулканитов
Павдинского района

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ образца	152	158	2058	2057-6	11	149	132a	1118	137
SiO ₂	48,83	47,81	50,52	50,52	50,39	56,46	52,07	53,90	60,97
TiO ₂	1,24	1,25	1,06	0,68	0,88	0,84	1,45	1,12	0,71
Al ₂ O ₃	13,10	15,03	15,21	14,35	17,53	15,78	14,60	16,05	15,63
Fe ₂ O ₃	1,63	1,26	6,18	1,64	1,94	4,55	6,23	4,94	3,70
FeO	9,73	8,33	6,80	6,88	8,07	3,96	5,73	5,38	2,82
MnO	0,19	0,16	0,23	0,20	0,19	0,15	0,16	1,19	0,13
MgO	8,31	6,77	3,66	6,71	4,04	3,14	5,87	4,01	2,34
CaO	8,99	11,57	7,98	11,84	6,36	4,19	7,83	3,48	3,51
Na ₂ O	2,62	2,52	2,50	0,68	3,86	5,00	0,58	4,42	2,80
K ₂ O	0,09	0,16	1,71	1,52	1,52	0,81	0,02	1,08	2,70
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,29	0,37	0,15	0,24	0,16	0,29	0,24
ппп	4,25	3,99	2,76	4,37	3,67	2,92	4,27	4,08	2,89
Сумма	99,07	98,93	98,90	99,76	98,60	98,04	98,97	98,94	98,44
CO ₂	0,20	0,22	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
La	2,84	3,52	14,80	15,10	6,14	15,20	6,71	11,80	17,30
Ce	7,06	8,05	33,00	32,80	15,4	33,60	16,30	28,20	39,80
Pr	1,16	1,28	4,43	4,51	2,30	4,58	2,45	4,21	5,29
Nd	5,65	6,92	19,80	20,30	11,50	19,90	12,90	19,80	22,70
Sm	1,98	2,18	4,67	4,47	3,30	4,86	3,49	5,00	5,58
Eu	0,726	0,873	1,460	1,380	0,989	1,340	1,230	1,410	1,360
Gd	3,04	3,10	5,15	4,21	3,47	5,10	4,41	5,49	5,62
Tb	0,544	0,527	0,782	0,528	0,535	0,767	0,762	0,846	0,913
Dy	3,69	3,53	4,41	3,02	3,21	4,60	4,95	5,10	5,44
Ho	0,787	0,756	0,876	0,628	0,69	0,972	0,979	1,130	1,09
Er	2,47	2,26	2,73	1,79	1,70	2,77	3,20	3,51	3,26
Tm	0,296	0,289	0,358	0,226	0,260	0,435	0,443	0,457	0,53
Yb	2,15	1,90	2,39	1,38	1,83	2,75	2,88	3,56	3,39
Lu	0,320	0,291	0,359	0,262	0,258	0,455	0,439	0,455	0,537
Сумма	32,72	35,48	95,22	90,60	51,58	97,32	61,14	90,97	112,8
РЗЭ	1,32	1,85	6,19	10,94	3,36	5,53	2,33	3,31	1
La/Yb									5,10

Примечание. 1-2 – метабаазальты с реликтами спилитовидной структуры (натриевые толеиты); 3-4 – зеленые сланцы базальтового состава (калиево-натриевые толеиты); 5 – метатрахибазальт (гавайит); 6 – метаандезитобазальт натриевой известково-щелочной (?) серии с реликтами спилитовидной структуры; 7 – зеленый сланец андезитобазальтового состава (натриевая толеитовая серия); 8 – зеленый сланец трахиандезитобазальтового состава (натриевая субщелочная серия); 9 – зеленый сланец андезитового состава (калиево-натриевая известково-щелочная (?) серия). Силикатный анализ пород выполнен в Центральной лаборатории ПГО “Уралгеология”, определения редкоземельных элементов – в ИГЕМ РАН методом ICP-MS.

менных рифтовых структур, находящихся на стадии преобразования из континентальных в океанические, таких как Афарская рифтовая впадина (рис. 3б). Андезит этого петрохимического типа отличается от базальтов более высоким содержанием редких земель (113 г/т) и наличием отрицательной европиевой аномалии. Увеличение общего количества РЗЭ в андезите

обусловлено, главным образом, ростом содержания тяжелых лантаноидов, в результате чего лантан-иттербиевое отношение имеет пониженную, по сравнению с базальтами, величину. Выявленный характер эволюции состава РЗЭ позволяет считать андезиты продуктом дифференциации базальтовой магмы при важной роли фракционирования плагиоклаза.

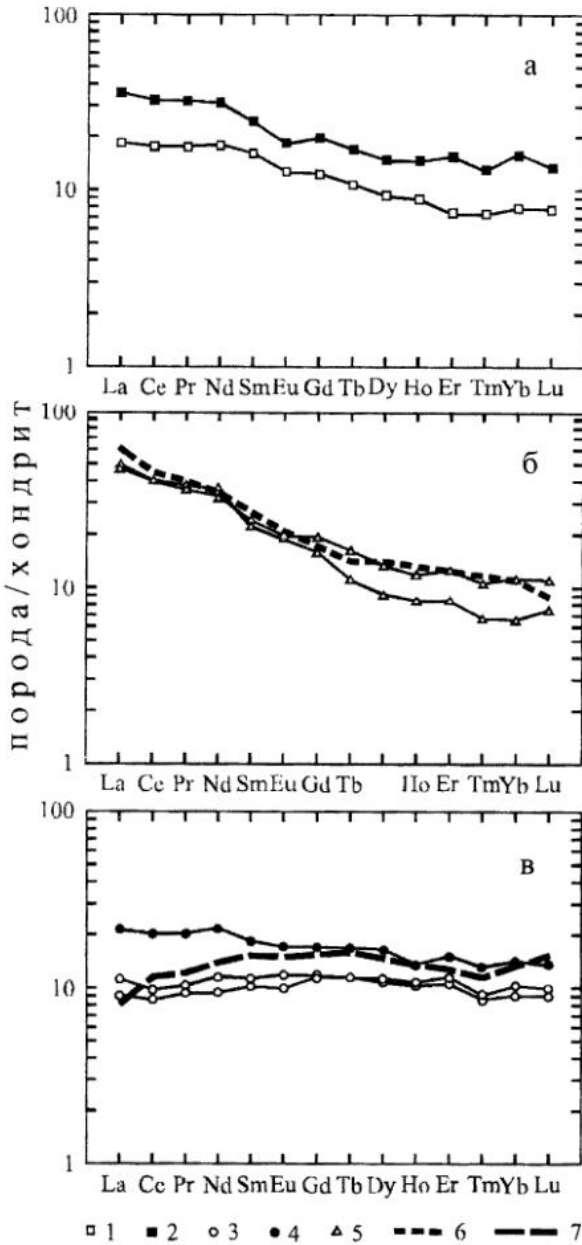


Рис. 3. Графики нормированного по хондриту [Sun, Mc Donough; 1989] распределения РЗЭ.

а – в вулканитах субщелочной серии, б – в толеитах калиево-натриевой серии, в – в вулканитах толеитовой натриевой серии. 1 – трахибазальт (гавайит), обр. 11; 2 – трахиандезибазальт (муджирит), обр. 1118; 3 – натриевые толеиты, обр. 152 и 158; 4 – андезибазальт натриевой толеитовой серии, обр. 132а; 5 – толеиты калиево-натриевой серии, обр. 2057-6 и 2058; 6 – толеит вулканического центра Бойна, Афарская рифтовая впадина, обр. S40 [Barberi et al., 1975]; 7 – среднее содержание в толеитах Срединно-Атлантического хребта [Шиллинг, 1973].

мую разновидность базальтов, по-видимому, следует рассматривать в качестве образований субокеанического типа, характерных, также как и рассмотренные выше калиево-натриевые толеиты, для периода непосредственно предшествовавшего раскрытию океана. Пород, которые могли бы быть надежно отождествлены с базальтами океанических хребтов, в составе выйского комплекса на изученной площади не обнаружено. С ростом кремнекислотности пород количество РЗЭ увеличивается до 61-97 г/т в андезибазальтах, лантан-иттербиевое отношение при этом достигает величин 2,3-5,5. График распределения РЗЭ наиболее богатой щелочами разновидности андезибазальта имеет отрицательную европиевую аномалию, что обычно считается признаком происхождения пород в результате кристаллизационной дифференциации с фракционированием плагиоклаза. Резко подчиненное по отношению к базальтам количество этих пород согласуется с предположением о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе рассматриваемых образований.

*Работа выполнена при поддержке гранта
НШ-85.2003 5*

Список литературы

- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.

Толеиты натриевого ряда по характеру распределения редких земель принципиально отличаются от калиево-натриевых разновидностей. При близком содержании тяжелых лантаноидов, количество элементов легкой части спектра в них значительно ниже, что определяет субгоризонтальное положение графика распределения РЗЭ в этих породах (рис. 3в). По содержанию редкоземельных элементов (33-36 г/т), натриевые толеиты выйского комплекса сопоставимы с базальтами срединноокеанических хребтов, однако не имеют характерного для последних дефицита легких лантаноидов (рис. 3в), наличие которого является надежным критерием отнесения базальтов к океаническому типу. В связи с этим, характеризу-

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 276 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 438 с.

Разваляев А.В., Поникаров В.П. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза // Геотектоника. 1980. № 3. С. 3-15.

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

Шиллинг Дж.-Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198-241.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina center (Afar rift, Ethiopia) // Journal of petrology, 1975. V. 16. N. 1. P. 22-56.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth. Sci., 1971. V. 8. N. 5. P. 523-548.

Sun S.S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. 1989. V. 42. P. 313-345.