

УДК 551.243.1

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КИСЛЫХ ПОРОД С ПОЛОЖИТЕЛЬНОЙ Eu-АНОМАЛИЕЙ – ИНДИКАТОРОВ ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

© 2004 г. Е. Н. Терехов

Представлено академиком В.Е. Хаинным 11.03.2004 г.

Поступило 16.03.2004 г.

Автором изучено большое количество кислых пород с положительной Eu-аномалией из глубокометаморфизованных образований восточной части Балтийского щита. Большинство образцов взято из Лапландско-Беломорского пояса (ЛБП), но подобные или близкие по составу породы известны и для других районов щита, где они рассматривались как результат перераспределения РЗЭ при гранитизации [1] или магматической кристаллизации [2]. Большинство пород, обнажающихся на поверхности Земли, характеризуется отрицательной Eu-аномалией или отсутствием таковой [3]. Поэтому изучение данных образований может пролить свет на закономерности поведения Eu в земной коре, а также и на специфику структурных обстановок их формирования.

Ни одна выборка средних составов из вулканических пород мантийного происхождения не показывает истощения Eu порядка $Eu/Eu^* = 0.65$, типичного для верхней коры [3]. Широкая распространенность в постархейских образованиях пород с отрицательной Eu-аномалией и как следствие этого существование характерного распределения РЗЭ (кривая PAAS, отражающая средний состав размывающихся толщ (рис. 1а)) косвенно указывают на наличие глубинных пород с комплексным характером распределения РЗЭ (с положительной Eu-аномалией). Наиболее вероятным механизмом обеднения Eu является парциальное плавление, при котором плагиоклаз является остаточной фазой, но он, как известно, неустойчив на глубинах более 40 км, поэтому Eu-аномалия должна быть следствием внутрикоровых процессов [3]. Однако для пород гранулитовых комплексов, которые сейчас обнажаются на поверхности, а ранее могли находиться в нижней коре, положительная Eu-аномалия крайне редка

и обычно только для анортозитов, занимающих небольшие объемы в этих комплексах. При этом некоторые исследователи считают, что нижнекорые породы по мере своего подъема к поверхности могли потерять Eu [3], поэтому одним из способов накопления Eu может быть механизм его временного обогащения на каком-то рубеже в земной коре. Подобно тому, как линия горизонта недоступна наблюдателю, так и некоторые раздели в земной коре постоянно удалены, например, граница зоны пластичных и хрупких деформаций всегда будет находиться более или менее на одной глубине (10–15 км от поверхности).

Все РЗЭ трехвалентны, но в восстановительной среде Eu^{3+} переходит в Eu^{2+} , поэтому при плавлении под давлением восстановленных флюидов происходит преимущественное образование Eu^{2+} , тогда как под влиянием окисленных флюидов идет формирование Eu^{3+} . Многие позиции для Eu^{2+} доступнее, чем для Eu^{3+} . Так, полевые шпаты охотнее принимают Eu^{2+} , который близок по размеру к Sr^{2+} , а в барийсодержащих минералах происходит замена Ba^{2+} на Eu^{2+} [4]. При этом Eu^{2+} больше по размеру, чем Eu^{3+} [5], поэтому для перехода Eu^{3+} в Eu^{2+} , помимо восстановленных флюидов, благоприятным фактором является обстановка растяжения.

Все исследуемые образцы, имеющие положительную Eu-аномалию, истощены большинством малых и РЗ элементов (табл. 1). По морфологическим признакам эти образования делятся на две группы: жилы и зоны бластомилонитов. Жилы сложены истощенными (деплетированными) гранитами пегматоидного или аплитового облика, заполняющими трещины отрыва и скалывания. Их мощность – первые десятки сантиметров, реже первые метры, по падению и простиранию они секут вмещающие породы. Если последние содержат такие минералы, как гиперстен, голубой кварц, кианит, роговую обманку, то они же в меньших объемах и в перекристаллизованной

*Институт литосферы
окраинных и внутренних морей
Российской Академии наук, Москва*

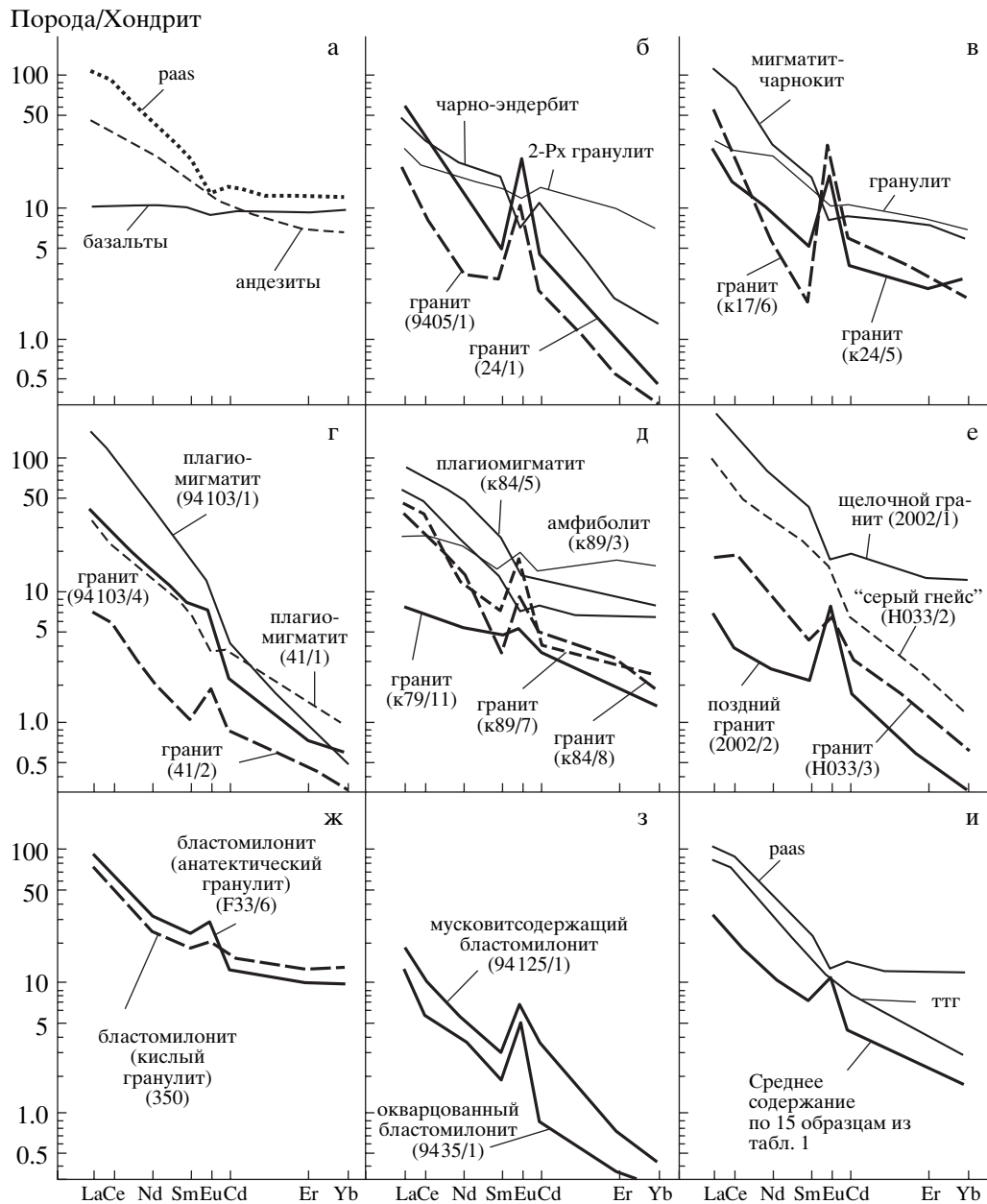


Рис. 1. Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в кислых породах с Eu-аномалией из восточной части Балтийского щита (жирные линии), во вмещающих их разностях (б–з) и в наиболее распространенных породах земной коры (а и и) по [3]. Номера проб кислых пород соответствуют таковым в табл. 1.

форме встречаются и в гранитах. Бластомилониты слагают тектонические зоны мощностью от первых до сотен метров. Причем в этих зонах часто встречаются зеркала скольжения, свидетельствующие о хрупких условиях их формирования на заключительных стадиях. Можно утверждать, что обе группы пород были образованы на заключительных этапах эволюции ЛБП – на стадии перехода от пластичных к хрупким условиям деформаций. Кислые разности с положительной Eu-аномалией встречаются во всех структурно-вещественных комплексах ЛБП и в пределах его

обрамления, а их вмещающими породами являются: гранулиты и анортозиты, массивные или гнейсовидные черно-эндербиты, щелочные граниты, монзониты, амфиболиты, кианитсодержащие породы и разности тоналит-трондjemит-плагиогранитного состава (серые гнейсы или ТТГ-комплекс). Данным по радиологическому возрасту деплетированных гранитов нет, а вмещающие породы имеют датировки в интервале от 3.1 (ТТГ и амфиболиты) до 1.75 млрд. лет (щелочные граниты) [1]. В ЮВ части Лапландского гранулитового пояса (р-н губы Порья) деплетированные

Таблица 1. Химический состав кислых пород с положительной Eu-аномалией восточной части Балтийского щита

Компонент	Источенные жильные граниты										Бластомилониты				
	вещающие породы – гранулиты или их реликты					вещающие породы – амфиболиты или их мигматизированные разновидности					амфиболитовая фация м-ма	гранулитовая фация м-ма			
	9405/2	24/1	К-17/6	К24/5	94103/4	К79/11	К84/8	К89/7	Н41/2	2002/2	Н033/3	94125/1	9435/1	350	F33/6
SiO ₂	74.62	70.67	70.49	74.34	76.30	73.74	73.76	72.96	73.16	71.36	73.06	76.44	75.44	63.47	61.31
TiO ₂	0.02	0.2	0.23	0.01	0.13	0.04	0.1	0.05	0.04	0.03	0.13	0.04	0.05	0.63	0.67
Al ₂ O ₃	14.27	15.43	14.56	15.02	13.55	14.88	15.46	15.5	15.58	16.28	15.54	13.93	13.8	16.26	20.91
Fe ₂ O ₃	0.86	1.37	2.31	1.42	1.54	2.15	1.89	2.04	0.86	0.74	1.73	0.93	1.02	8.95	6.16
MnO	0.01	0.02	0.06	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.09	0.06
MgO	0.06	0.37	1.0	0.36	0.43	0.15	0.52	0.4	0.58	0.05	0.48	0.1	0.09	3.85	2.78
CaO	1.53	1.02	1.88	0.61	3.08	2.97	2.87	2.53	1.87	0.21	1.49	1.15	1.44	2.72	0.54
Na ₂ O	3.42	2.91	2.76	1.94	4.14	5.34	4.27	3.69	4.8	2.88	5.03	4.75	2.66	2.47	1.85
K ₂ O	4.87	6.97	6.23	5.93	0.58	0.35	0.55	2.43	4.4	8.16	3.49	2.00	5.25	1.04	4.97
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.01	0.14	0.05	0.02	0.13	0.08	0.01	0.04	0.06	0.04	0.1	0.1	0.11
П.п.п.	0.18	0.46	0.55	0.23	0.23	0.32	0.42	0.21	0.18	0.45	0.03	0.52	0.1	0.42	0.07
Ni	7	9	7	14	22	13	23	19	9	14	11	н/о	12	77	47
Rb	128	113	100	145	14	8	11	34	90	184	85	60	101	18	119
Ba	1611	6660	5440	1230	358	120	200	1200	744	1355	1101	89	1109	656	1540
Sr	331	716	400	240	289	370	340	350	304	328	322	90	321	616	260
Zr	37	53	29	13	190	74	24	82	26	21	100	н/о	41	126	165
Y	5	11	–	–	6	н/о	8	5	8	6	13	5	7	–	32
La	5.8	19.0	23.0	10.9	12.0	3.1	12.0	13.0	2.4	2.2	5.7	5.8	4.1	29.0	31.0
Ce	6.7	28.0	26.3	14.6	19.0	5.2	23.4	28.3	5.2	3.8	16.0	9.3	5.0	47.0	56.0
Nd	1.8	7.4	4.7	6.5	7.9	3.7	9.3	8.4	1.6	1.9	4.8	3.5	2.6	18.0	22.0
Sm	0.6	1.4	1.1	3.6	1.4	2.6	2.0	3.4	0.2	0.2	0.77	0.59	0.5	4.3	4.7
Eu	0.7	1.6	2.4	1.9	0.5	0.4	0.5	1.4	0.16	0.6	0.45	0.5	0.48	1.9	1.8
Gd	0.5	1.2	1.6	0.9	0.25	0.8	1.5	1.0	0.5	0.8	0.97	1.0	0.5	4.6	3.4
Er	0.24	0.9	0.6	0.7	0.2	0.4	1.0	0.8	0.24	0.2	0.59	0.2	0.2	3.0	2.5
Yb	0.03	0.1	0.3	0.6	0.14	0.25	0.4	0.44	0.08	0.04	0.14	0.1	0.03	2.8	2.2
(La/Yb) _n	170	120	45	14	60	10	18	19	8	50	18	36	124	7	9
Eu/Eu*	3.75	4.6	6	4.1	1.48	1.5	1.28	1.7	2.1	3.5	1.61	2.5	2.8	1.3	1.34

Примечание. 1, 2 – западная часть Беломорского пояса; 1 – р-н Ногозера, 2 – р-н Габозеро; Лапландский гранулитовый пояс: 3- мыс Шомбач, 15 км к западу от п. Умба; 4 – 10 км к северу от п. Умба; 5-8 – центральная часть Беломорского пояса: 5 – р-н оз. Важенка, 6 – р-н оз. Нигрозера, 7 – р-н пос. Тэдино, 8 – р-н оз. Котозеро; 9-11 – Северная Норвегия: 9 – р-н г. Киркенес, 10 – подошва гранулитовых покровов, 15 км к югу от г. Карасйок; 11 – комплекс ярлуд 30 км к западу от г. Карасйок; 12-13 – центральная и западная части Беломорского пояса: 12 – оз. Копатозеро; 13 – р-н оз. Габозеро; 14 – гнейсовидные кислые гранулиты (бластомилониты), губа Белозерская, Колвицкая структура. 15 – анатектичские гранулиты (бластомилониты), 10 км к юго-востоку от п. Инари (Сев. Финляндия). Прочерк – элемент не определен, н/о – не обнаружен.

граниты секутся лампроитами с возрастом 1.72 млрд. лет [6], которые внедрялись в породы рамы, находящиеся в зоне хрупких деформаций. Все исследуемые граниты независимо от приуроченности к различным комплексам характеризуются однотипными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 соответственно 70–76 и 13.5–16.5%, т.е. являются высокоглиноземистыми. Они истощены: TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , Cr , Ni , Co , V , практически при полном отсутствии темноцветных минералов. По содержанию щелочей граниты попадают в поля толеитовой и щелочной серий, тогда как вмещающие их породы, как правило, относятся к известково-щелочной серии. К толеитовой серии относятся граниты только Na-ряда, а к щелочной – K- и Na-ряда. Структурного различия в локализации K- и Na-гранитов не обнаружено. K-разности заметно обогащены Rb и Ba, тогда как Na-разности – Sr. Все граниты истощены Zr, Y и PЗЭ. Особенно выражено истощение PЗЭ в гранитах по сравнению с вмещающими кислыми породами (мигматитами). Деpletированные граниты часто имеют $(\text{La}/\text{Yb})_n > 100$, что может указывать на низкую степень частичного плавления при их формировании. Связь между валовым содержанием PЗЭ и величиной положительной Eu-аномалии отсутствует. Содержание Eu меньше, чем во вмещающих породах, причем это отмечается в большинстве комплексов амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 1г, д, е), но в гранитах, секущих породы с гранулитовыми ассоциациями, наблюдается обратная картина – увеличение концентрации Eu (рис. 1б, в). Наибольшие Eu-аномалии характерны для гранитов, обогащенных барием, т.е. элементом, который связан с глубинными флюидами [7]. Характерно, что барием заметно обогащены лампроиты и другие щелочные породы ЛБП, образовавшиеся вскоре после формирования деплетированных гранитов.

Граниты с положительной Eu-аномалией в природе редки и в основном встречаются среди ТТГ-серий раннего докембрия и реже в современных обстановках [8]. За редким исключением их образование рассматривается в рамках дифференциации магмы [2, 8]. Факт общего уменьшения PЗЭ в породах ТТГ-серии по мере увеличения содержания кремнезема и представления о том, что эти деплетированные граниты являются заключительной фазой метасоматических преобразований исходного мафитового субстрата, позволили некоторым исследователям считать, что природа положительной Eu-аномалии является остаточной, т.е. все PЗЭ на заключительном этапе были вынесены, а концентрация Eu почти не изменилась [1]. В некоторых случаях (офиолитовый комплекс Кармоу Западной Норвегии) предполагается, что плагиограниты с положительной Eu-аномалией могли образоваться при частичном

плавлении в сдвиговых зонах [9]. Среди других природных образований, имеющих положительную Eu-аномалию, важно отметить нефть, уголь [5] и фосфориты [4]. Избыток Eu в этих породах служит признаком резко восстановленной среды их формирования.

Происхождение высокоглиноземистых гранитов долгое время связывалось с частичным плавлением при континентальной коллизии [8], но в последние 15 лет стали развиваться модели их образования путем внедрения в подошву коры горячих мантийных магматических масс, т.е. процессов андерплейтинга [10]. Для генезиса мелких жил деплетированных гранитов, разбросанных на огромной площади Балтийского щита, не подходит ни одна из этих моделей. Со значительной долей вероятности наблюдаемое распределение PЗЭ в гранитах и бластомилонитах можно объяснить их образованием в результате частичного плавления или бластеза под влиянием восстановленных флюидов. В какой же обстановке это происходило? Граница хрупких и пластичных деформаций, к которой приурочено формирование исследуемых пород, в последние годы привлекает все большее внимание геологов, геофизиков и геохимиков. Эта граница рассматривается как раздел в земной коре (“барьерная зона”), который контролирует выход флюидов к поверхности [11]. При растяжении коры этот барьер разрушается и сквозь него происходит прорыв глубинных, преимущественно восстановленных флюидов. Важнейшим событием в эволюции восточной части Балтийского щита явилась эксгумация нижне-среднекоровых пород ЛБП. Существуют две альтернативные модели этого процесса: 1 – традиционная, согласно которой глубинные породы были выдавлены в результате коллизии [1] или постепенно подняты за счет эрозии; 2 – разрабатываемая автором, согласно которой эксгумация пород была осуществлена по механизму простого сброса в условиях корового растяжения [12]. В результате тектонической денудации 15–25 км разреза, перекрывавшего породы ЛБП, на глубине были созданы условия для шоковой декомпрессии и выброса большого количества флюидов, которые и предопределили постскладчатый магматизм этого региона. Магматические образования этого этапа прорывали породы ЛБП, когда они уже были на поверхности, а деплетированные граниты образовывались на границе зон хрупких и пластичных деформаций, т.е. в период подъема глубинных пород к поверхности. Бластомилониты формировались на больших глубинах, чем граниты, и фиксировали этапы эксгумации глубинных пород, что сопровождалось, судя по наличию положительной Eu-аномалии (рис. 1ж, з), образованием потока восстановленных флюидов. Многообразие моделей переноса флюидов в коре сводится к двум типам: миграции по системе от-

крытых пор и трещин и “вязким” тектоническим разделам [13], с которыми в общих чертах можно сравнивать и жилы деплетированных гранитов, и зоны бластомилонитов. На начальных стадиях эволюции ЛБП-породы претерпевали изменения под воздействием восстановленных флюидов, которые затем сменялись окисленными, т.е. граница этих флюидных систем опускалась вниз. Однако при шоковой декомпрессии, которая реализуется при сбросах, происходит прорыв восстановленных газов, которые перемещаются вверх по зонам бластомилонитов или открытым трещинам (в зоне хрупких деформаций). Восстановленные флюиды характеризуются бóльшим тепловыделением, чем окисленные [13], что способствует частичному плавлению вдоль временно открытых трещин с формированием гранитов, истощенных мафическими компонентами (вынесенных в ходе водородной продувки) и имеющих положительную Eu-аномалию – показатель восстановленной среды. Основная масса кислых пород с положительной Eu-аномалией образовывалась по архейским породам ТТГ-серии, которые слагают значительную часть континентальной коры. Процессы растяжения коры и связанные с ними прорывы восстановленных флюидов предопределили формирование кислых пород с положительной Eu-аномалией. Поднимаясь вверх, флюиды окисляются и формируют различные породы верхней части земной коры с отрицательной Eu-аномалией (рис. 1и). Таким образом, происходит комплементарная дифференциация Eu, который концентрируется в районе “переходной зоны”, где периодически происходят прорывы восстановленных флюидов, а затем уже истощенные Eu и окис-

ленные они устремляются выше, в значительной мере определяя состав верхней части земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Науч. мир, 1996. 278 с.
2. Art J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman J. // J. Petrol. 1978. V. 19. P. 289–316.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: Ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
4. Батурич Г.Н., Люка Ж., Прево-Люка Л. // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 647–650.
5. Балашиов Ю.А., Цой К.С. // ДАН. 1989. Т. 309. № 5. С. 1189–1192.
6. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252–275.
7. Левицкий В.И. // Зап. ВМО. 1998. Ч. 127. № 2. С. 26–40.
8. Martin H. // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
9. Pedersen R.B., Malpas J. // Contribs. Mineral. and Petrol. 1984. V. 88. P. 36–52
10. Williamson B.J., Downes H., Thirlwall M.F. // Earth Sci. 1992. № 83. P. 235–245.
11. Иванов С.Н., Русин А.И. // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
12. Терехов Е.Н. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII тектонического совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 197–200.
13. Летников Ф.А. Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теорет. семинара ОГГГН РАН, 1998–1999 гг. М.: ГЕОС, 2000. С 204–224.