

УДК 550.4:552.43(571.56)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА АМФИБОЛИТОВАЯ–ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

© 2010 г. И. С. Седова, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, Л. М. Саморукова

Поступило 08.08.2008 г.

Процессы ультраметаморфизма в зоне редко встречающегося перехода амфиболитовая–гранулитовая фации позволяют осветить мало изученный вопрос о сходстве и различии геохимической направленности этих процессов в условиях указанных фаций. Примером такого перехода является разрез в верхнем течении р. Алдан (от устья р. Унгра до ручья Юетепнээха), где обнажаются породы фундамента и курумканской (верхнеалданской) свиты [1–4]. Програнный характер метаморфизма (степень которого повышается вниз по течению Алдана) доказывается: 1) наличием между амфиболитовой и гранулитовой фациями переходной зоны – зоны “субгранулитовой” фации (присутствие в базитах клинопироксена и коричневой роговой обманки, иногда ортопироксена); 2) одинаковой последовательностью развития деформаций и процессов гранитизации и мигматизации в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций; 3) соответствием ассоциаций вмещающих пород и лейкосом мигматитов; 4) отсутствием в гранулитах структур, свойственных диафорированным породам, и признаков наложения мигматитов амфиболитовой фации на гранулитовую. Трудными многими исследователями была изучена геология и петрология Алданского щита, куда входит рассматриваемый разрез, и установлено, что современный облик этого региона сформировался в результате нескольких последовательных этапов складчатых деформаций и сопряженных с ними проявлений зонального метаморфизма, гранитизации и мигматизации, в результате чего были сформированы поля полимигматитов и небулитов с автохтонными и параавтохтонными телами гранитоидов [5]. Ранее нами была выявлена последовательность процессов гранитизации, мигматизации и реоморфизма, изучены особенности химического состава продуктов этих процессов [5–7], оценены *PT*-параметры

процессов, а также получено представление о флюидном режиме и его эволюции на основании исследования флюидных включений, газовой хроматографии и масс-спектрометрии [8–10].

В этой работе мы на основании 55 анализов пород на 29 элементов, полученных методом ICP-MS, ограничимся рассмотрением геохимии процессов гранитизации, связанных с зональным метаморфизмом, условия которого изменялись с юга на север от амфиболитовой фации с параметрами $T = 650–700^{\circ}\text{C}$, $P = 4.5–5$ кбар, $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}} = 0.8–0.9$ до гранулитовой с $T = 800–850^{\circ}\text{C}$, $P = 6–6.5$ кбар, $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}} = 0.4–0.5$ [10]. Более поздние события: формирование грубопослойных мигматитов, параавтохтонных и интрузивных гранитоидов, последовавшее после внедрения даек базитов и проявленное преимущественно в северной части района – в данной работе не рассматриваются. При изучении обнажений была выявлена последовательность процессов ультраметаморфизма [5–7]. В двупироксеновых сланцах, гиперстеновых и гранатсодержащих гнейсах в условиях гранулитовой фации по кристаллизационной сланцеватости развивались серии послонных тонких (мощностью не более 1–2 мм) жил тоналит-трондьемитового состава (Lc_0), количество которых не превышает в отдельных горизонтах 5%. Затем формировались мелкие прерывистые и более мощные пятна, полосы и поля Lc_1 , объединяющие последовательно развивающиеся эндербито- и чарнокито-гнейсы, по зонам переходящие в более лейкократовые гранито-гнейсы. В них сохраняются скиалиты в разной степени преобразованного субстрата. Lc_1 изгибаются в складки F_2 , по осевым поверхностям которых располагаются лейкосомы полосчатых мигматитов Lc_2 (здесь из-за недостатка места не рассматриваются). Лейкосомы третьей генерации Lc_3 использовали раннюю кристаллизационную сланцеватость, а также секущие зоны (shear zone), образуя ветвистые

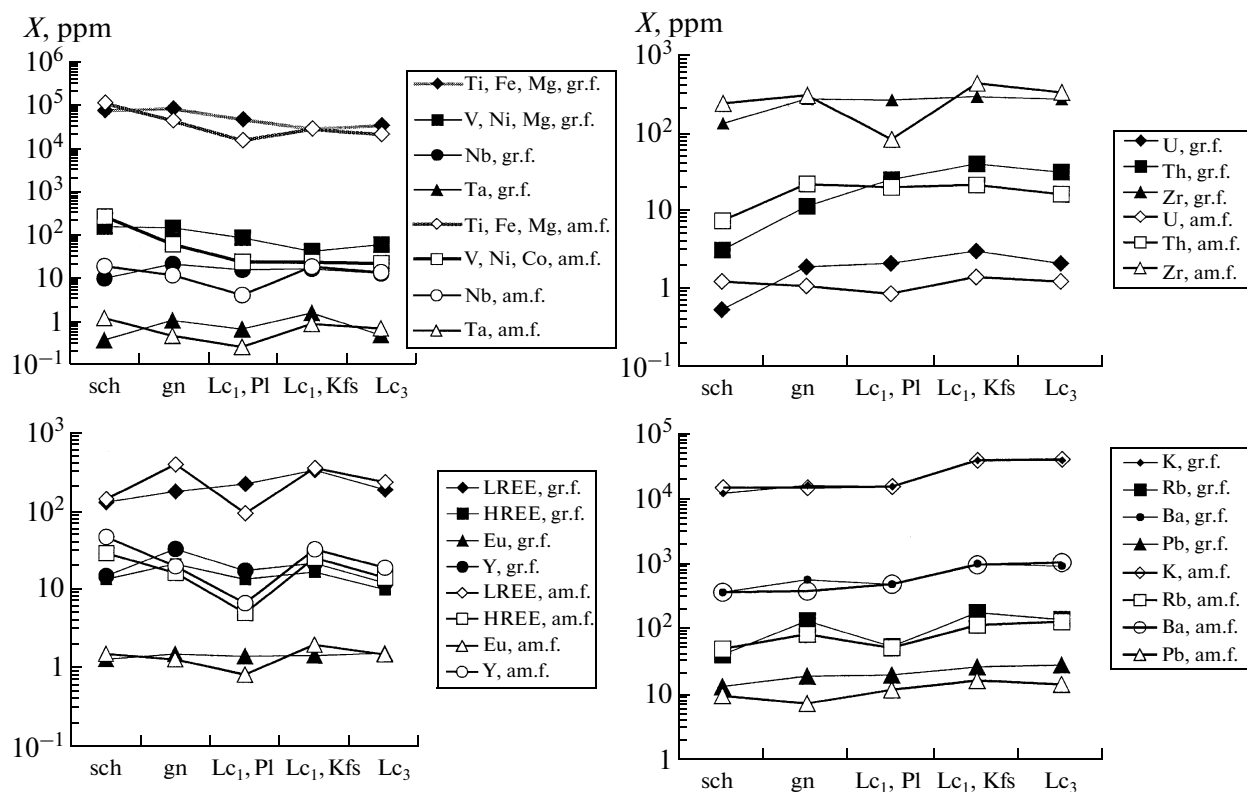


Рис. 1. Изменение средних содержаний элементов в сериях гранитизации гранулитовой (gr.f.) и амфиболитовой (am.f.) фаций: sch, gn (кристаллический сланец основного состава, гнейс, иногда гранатсодержащий) → Lc₁, Pl (плагиоразновидности) → Lc₁Kfs (калишпатовые разновидности гранитоидов) → Lc₃ (граниты).

мигматиты. При большом насыщении ими мигматитов, эндрбито- и чарнокито-гнейсов происходила мобилизация всей массы пород и возникали реоморфические тела чарнокитов. С этим этапом связано формирование купольных структур (F_3). Последовательность складчатых деформаций, мигматитообразования и гранитизации, установленная для гранулитовой фации, полностью повторяется и в зоне амфиболитовой фации, но лейкосомы в последней представлены биотитовыми плагиогранитами и гранитами, иногда с гранатом, а в переходной зоне в них присутствует роговая обманка и клинопироксен. Общая последовательность такова: Lc₀ → Lc₁(Lc₁, Pl → Lc₁, Kfs) → Lc₂ → Lc₃.

Среди эндрбито-гнейсов по соотношению Ab–An–Ort преобладают тоналиты (56% от всех образцов) и трондьемиты (38%), нормальнокалиевые и низкокалиевые, с величиной ASI = 1.00 ± 0.15 и железистостью $F = 62.16 ± 7.04$. Чарнокито-гнейсы представлены высоко- и ультравысококалиевыми гранитами (48%) и кварцевыми монцонитами (31%), в меньшей мере гранодиоритами (17%) с ASI = 1.04 ± 0.11, $F = 65.55 ± 8.95$. Гранито-гнейсы относятся к гранитам (78%) и в меньшей мере к кварцевым монцонитам (22%)

высоко- и ультравысококалиевой серии с ASI = 1.06 ± 0.08, $F = 70.56 ± 11.43$. Среди гранито-гнейсов амфиболитовой фации (Lc₁^{am}) преимущественным развитием пользуются граниты (72%), высоко- и ультравысококалиевой серии с ASI = 1.02 ± 0.18, $F = 73.79 ± 12.56$ и в меньшей мере несколько более ранние трондьемиты (14%) низко- и нормальнокалиевой серии с ASI = 0.92 ± 0.08 и $F = 64.93 ± 2.06$. Параавтохтонные образования Lc₃^{gr} (чарнокиты), формирующиеся в гранулитовой фации, представлены преимущественно гранитами (49%), в меньшей мере кварцевыми монцонитами (14%) высоко- и ультравысококалиевой серии. Менее развиты тоналиты (27%), трондьемиты (5%) и гранодиориты (8%). Эти вариации связаны с неоднородным составом вмещающих пород. Перемещенные гранитоиды амфиболитовой фации Lc₃^{am} более однородны. Это преимущественно высоко- и ультравысококалиевые граниты (83%) с небольшой долей трондьемитов (9%) и кварцевых монцонитов (4%). Значения ASI в Lc₃^{gr} и Lc₃^{am} соответственно: 1.12 ± 0.34 и 1.00 ± 0.10, а $F = 64.18 ± 11.71$ и 72.8 ± 10.70.

Далее обсуждаются два вопроса: что происходит с субстратом (гнейсами и кристаллическими сланцами) при гранитизации и каковы различия между продуктами ультраметаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Рис. 1 дает представление о характере изменения средних составов кристаллосланцев (sch) и гнейсов (gn) при последовательном преобразовании их в эндербито-гнейсы (Lc_1 , Pl^{gr}) и чарнокито-гнейсы (Lc_1 , Kfs^{gr}), а затем в чарнокиты (Lc_3^{gr}) в условиях гранулитовой фации и в плагигранито-гнейсы (Lc_1 , Pl^{am}) и гранито-гнейсы (Lc_1 , Kfs^{am}), биотитовые и лейкократовые граниты (Lc_3^{am}) – в амфиболитовой. От субстрата к Lc_1 в гранулитовой фации наблюдается уменьшение содержаний V, Co, Ni параллельно с обеднением пород Ti, Mg, Fe и обогащением Si, K, Rb, Ba, Pb и LREE. Можно отметить уменьшение Y и HREE от субстрата к плагiorазновидностям и увеличение их к калишпатовым. Близкая направленность изменения состава гнейсов и кристаллических сланцев характерна и для амфиболитовой фации при образовании плагигранито-гнейсов и затем гранито-гнейсов и гранитов (рис. 1). На стадии перехода от чарнокито-гнейсов к чарнокитам и от гранито-гнейсов к гранитам не происходит существенного изменения состава пород в отношении как главных, так и малых элементов: направленность изменений сохраняется от предыдущей стадии для Ti, Mg, Fe, Ni, Co, V, элементов LIL, U, Th, Zr и меняется на противоположную для REE и Y (рис. 1). Отметим увеличение доли образцов с положительной аномалией Eu (до 50%) в перемещенных гранитоидах. Следует отметить, что образование полей чарнокито- и гранито-гнейсов по толщам гнейсов, в том числе глиноземистых, которые содержат до 30% и более базитов, требует значительного привноса щелочей и Si и, соответственно, выноса мафических элементов. Установленная направленность преобразований исходных пород типична для подобных процессов в других регионах [11–13].

Уже из рис. 1 видно различие в составах гранитоидов гранулитовой и амфиболитовой фаций. В табл. 1 приведены средние содержания некоторых главных и малых элементов в гнейсах и кристаллосланцах, Lc_1 , объединяющих плагноклазовые и калишпатовые разновидности, и Lc_3 гранулитовой и амфиболитовой фаций. Значимо более высокие содержания Ti, Mg, Fe, Co, Ni, V, Pb, U и низкие Si отличают Lc_1^{gr} от Lc_1^{am} . Отметим также тенденции уменьшения Cr, Y, REE для Lc_1 гранулитовой фации относительно амфиболитовой. Такие же различия характерны и для Lc_3^{gr} и Lc_3^{am} . Установленная четкая тенденция возрастания

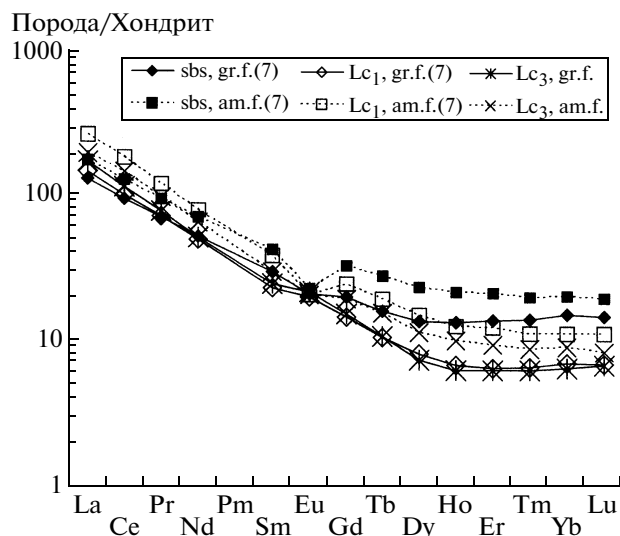


Рис. 2. Распределения нормированных на хондрит средних содержаний REE в сериях гранитизации гранулитовой и амфиболитовой фаций. Sbs,gr.f. и sbs.am.f. – субстрат, исходная порода для гранитизации в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, Lc_1 gr.f. и Lc_1 am.f. – автохтонные гранитоиды соответствующих фаций, Lc_3 , gr.f., Lc_3 , am.f. – параавтохтонные граниты.

K/Rb-отношения в гранитоидах амфиболитовой фации относительно гранулитовой не типична для подобного перехода в других регионах [14]. Ранее различие групп пород двух фаций по главным элементам было подтверждено методами главных компонент и линейной дискриминантной функции [5–7]. Подобные закономерности установлены в зонах переходов от амфиболитовой к гранулитовой фации для многих комплексов [11, 13, 15].

Широкие вариации в содержании REE и близкий характер их спектров типичен для рассматриваемых групп пород. Можно только отметить тенденцию более высоких значений La/Yb-отношения в продуктах ультраметаморфизма гранулитовой фации относительно амфиболитовой (табл. 1). Для более корректного сравнения спектров REE при расчете средних значений использованы образцы из серий субстрат– Lc_1 . На рис. 2 видно: 1) снижение концентраций HREE от субстрата к Lc_1 и Lc_3 для обеих фаций и для одноименных групп пород от амфиболитовой фации к гранулитовой; 2) незначительное возрастание концентраций LREE в Lc_1 относительно субстрата, более существенное в амфиболитовой фации, и обеднение этими элементами Lc_3 относительно Lc_1 ; 3) появление слабой положительной Eu-аномалии в Lc_3 , что может быть связано с фракционной кристаллизацией полевых шпатов и обогащением исследованных пород кумулятивной фазой или, что менее вероятно, с суще-

Таблица 1. Средние содержания редких элементов (ppm) в субстрате, автохтонных и параавтохтонных гранитоидах амфиболитовой (am.f) и гранулитовой (gr.f) фаций

Компонент	sch	gn	sch	gn	Автохтонные граниты (Lc ₁)				Диатектиты (Lc ₃)			
	am.f		gr.f		am.f		gr.f		am.f		gr.f	
	x (5)	x (2)	x (2)	x (5)	x (11)	σ	x (15)	σ	x (6)	σ	x (8)	σ
SiO ₂	54.6	65.52	59.39	62.38	72.03	3.24	68.62	2.79	73.07	2.45	69.91	5.53
TiO ₂	1.26	0.56	0.52	0.98	0.36	0.26	0.47	0.18	0.31	0.16	0.41	0.33
Al ₂ O ₃	14.47	17.77	17.28	15.38	13.56	1.00	14.63	1.68	13.21	1.23	14.08	0.76
FeO*	10.70	4.20	6.71	7.82	2.79	1.44	3.61	1.27	2.23	1.04	3.43	3.17
MnO	0.21	0.06	0.11	0.12	0.04	0.03	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05
MgO	3.80	1.46	4.05	3.38	0.57	0.34	1.29	0.58	0.53	0.17	1.11	0.99
CaO	6.32	3.24	4.52	3.07	1.41	0.58	2.59	0.95	1.02	0.64	2.07	1.57
Na ₂ O	5.13	5.24	5.24	3.56	4.08	1.18	3.88	0.94	4.13	1.03	3.48	0.53
K ₂ O	1.78	1.76	1.42	1.90	4.16	1.32	3.59	1.88	4.80	0.99	4.57	2.31
P ₂ O ₅	0.22	0.11	0.09	0.10	0.15	0.27	0.11	0.07	0.06	0.05	0.09	0.09
F#, %	62.40	61.61	48.03	57.59	73.89	10.46	61.61	6.67	68.67	11.18	63.70	9.65
V	206	44.1	111	114	14.2	7.0	45.4	25.9	12.7	5.8	42.6	43.1
Cr	98.6	19.9	137	104	69.4	79.8	46.5	56.5	37.7	59.5	9.9	17.6
Co	31.7	7.8	19.1	16.9	3.03	1.38	7.20	3.40	2.76	0.80	8.15	10.4
Ni	23.76	8.59	28.7	17.96	6.72	0.95	10.9	4.35	7.42	2.06	9.23	3.58
Ga	23.0	26.1	21.2	21.7	19.6	3.87	20.9	5.69	18.9	2.08	18.0	2.35
Rb	48.1	83.5	40.5	136	103	40.2	121.1	79.4	130	37.2	141	56
Sr	246	235	324	186	188	97.9	203	62	193	119	190	25
Y	47.2	20	15.1	33.2	28.3	25.1	20.1	11.7	19.6	23.2	12.6	11.9
Zr	219	272	121	245	340	270	252	102	298	144	249	108
Nb	18.9	11.8	9.96	21.1	16.6	14.6	16.6	12.2	14.4	10.6	13.44	10.8
Ba	360	382	370	558	864	365	758	346	1015	392	904	368
Ta	1.25	0.50	0.38	1.07	0.79	0.68	1.20	2.68	0.72	0.55	0.50	0.63
Pb	9.42	7.21	13.0	18.6	15.2	4.63	23.0	10.2	14.1	4.60	28.0	7.33
Th	6.6	19.8	2.8	10.2	19.1	12.7	29.8	25.8	14.8	14.3	28.8	25.0
U	1.1	0.97	0.49	1.71	1.17	0.81	2.29	1.81	1.11	0.90	1.89	0.84
LREE	142.4	392.9	121.3	182.4	310	204	286.1	149.3	239	196	192	112
HREE	29.3	16.9	10.7	21.6	21.8	18.8	15.7	6.64	14.8	16.9	10.5	8.1
Eu	1.55	1.3	1.58	1.55	1.85	1.27	1.47	0.51	1.53	1.16	1.60	0.32
K/Rb	459	175	520	143	348	71	270	70	314	59	286	115
Rb/Sr	0.23	0.41	0.12	0.93	0.80	0.69	0.68	0.68	0.94	0.61	0.772	0.355
Eu/Eu*	0.70	0.55	1.36	0.19	0.89	0.49	0.70	0.53	1.07	0.56	1.30	0.63
Sm/Nd	0.24	0.14	0.17	1.00	0.16	0.01	0.19	0.02	0.15	0.01	0.15	0.03
La _N /Yb _N	5.55	89.55	13.31	9.33	28.74	22.59	29.55	41.38	29.90	12.48	59.24	56.21

Примечание. В скобках – число проб в группе пород, x – среднее и σ – стандартное отклонение. Анализы малых элементов выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, аналитики В.А. Шилов и В.Л. Кудряшов. FeO* – общее железо.

ственным снижением активности кислорода во флюиде.

В связи с установленными различиями средних содержаний ряда элементов в гранитоидах двух фаций казалось логичным проследить закономерности изменения содержания элементов в Lc_1 и Lc_3 по разрезу, отвечающему повышению степени метаморфизма. На основе одномерного трендового анализа установлено значимое (оценка значимости по методу ранговой корреляции Спирмена) постепенное увеличение содержания Ti, Fe, Mg, Ca, Al, V, Co, Ni, уменьшение Si и K/Rb в Lc_1 с повышением степени метаморфизма. В Lc_3 к указанным элементам добавляется Pb и Eu. В качестве примера приведены изменения концентрации Co и K/Rb в Lc_1 (рис. 3). Подобные закономерности отсутствуют в субстрате (исключение представляет Ca) и характерны только для автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Поэтому можно предположить, что они связаны с направленной миграцией вещества, происходящей при инфильтрационной гранитизации, и регулируются температурой. Во флюидном потоке, с которым и связана гранитизация, в зависимости от температуры, вероятно, имела место дифференциация элементов: тенденция преимущественного накопления в тыловой высокотемпературной части потока (гранулитовая фация) вместе с CO_2 таких элементов, как Ti, Mg, Fe, Ca, Rb, Pb, и транзитных малых элементов, а во фронтальной части (амфиболитовая фация) вместе с H_2O и H_2 -Si, Na, K, Ba, REE, Y и Zr. Это подтверждается возрастанием доли включений CO_2 и отношения C/N в минералах и породах гранулитовой фации относительно амфиболитовой [9, 10]. И в связи с этим становится понятным уменьшение по разрезу K/Rb-отношения. В ходе этих процессов в результате привноса Si, щелочей и сопутствующих малых элементов происходит дебазификация пород. Несколько отстающее парциальное плавление пород в условиях незначительного повышения температуры привело к образованию послонных мигматитов с лейкосомами Lc_2 и завершалось диатексисом и реоморфизмом с образованием гранитов и чарнокитов (Lc_3).

Таким образом, можно констатировать, что направленность изменения состава пород при гранитизации в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций в целом одинакова, а различия в составе возникающих гранитоидов определяются различием в температуре процессов, которая существенно влияет на мафические элементы и HREE, чем на элементы LIL.

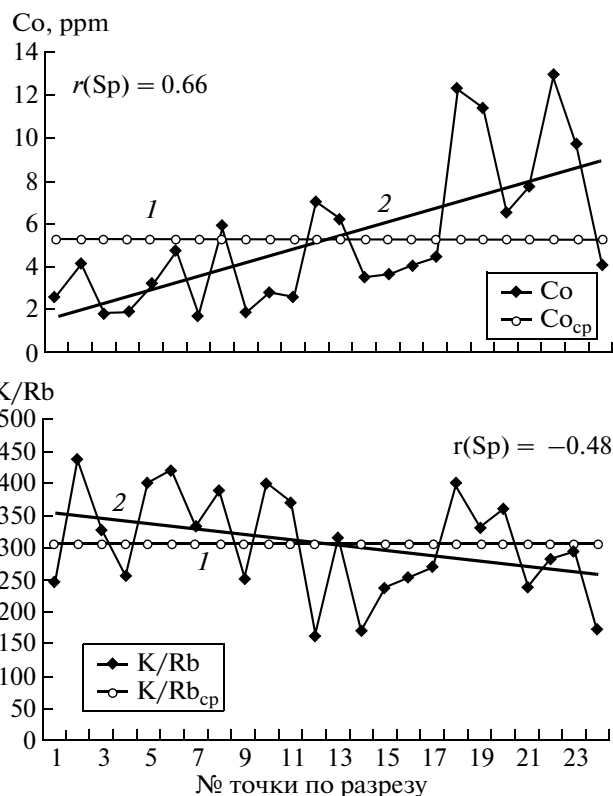


Рис. 3. Содержания Co и значения K/Rb в образцах Lc_1 по разрезу, отвечающему возрастанию степени метаморфизма (соответственно от обнажения № 1 к обнажению № 24). 1 – значение среднего для разреза, 2 – корреляционная линия; $r(Sp)$ – коэффициенты корреляции Спирмена.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 07–05–00584–а) и гранта Президента РФ НШ–3533.2008.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Другова Г.М., Чухонин А.П., Морозова И.М. и др. // Сов. геология. 1984. № 11. С. 82–88.
2. Кицул В.И., Дук В.Л. В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 217–235.
3. Другова Г.М., Московченко Н.И., Шемякин В.М. В кн.: Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С. 12–22.
4. Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R. et al. // Precamb. Res. 1998. V. 91. P. 333–363.
5. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Другова Г.М., Ванник Е.А. В кн.: Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С. 23–57.
6. Седова И.С., Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. В кн.: Метаморфические образования докембрия Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 10–20.

7. *Sedova I.S., Krylov D.P., Glebovitsky V.A.* // Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 431–451.
8. *Вапник Е.А., Седова И.С.* // Зап. ВМО. 1986. Ч. 105. В. 4. С. 410–421.
9. *Седова И.С., Лохов К.И., Вапник Е.А.* // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 235–248.
10. *Glebovitsky V.A., Vapnik Ye.A., Sedova I.S.* // Geol. Zb. – Geol. Carpathica. 1990. V. 41. № 6. S. 641–652.
11. *Ножкин А.Д., Туркина О.М.* Геохимия гранулитов Каннского и Шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГММ СО РАН, 1993. 223 с.
12. *Петрова З.И.* Геохимия гранулитогнейсовых комплексов. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1990. 52 с.
13. *Левицкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Гео, 2005. 340 с.
14. *Hansen E., Ahmed K., Harlov D.* // Lithos. 2002. V. 64. P. 29–47.
15. *Rudnick R.L., Presper T.* In: Granulites and Crustal Evolution. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 523–550.