

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРИРОДЫ ПРОТОЛИТА ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, А.Е. Вершинин

Институт минералогии и петрографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

На основе анализа новой геохимической информации по распределению петрогенных и редких, включая редкоземельные, элементов в железисто-глиноземистых метапелитах кординской (Енисейский кряж) и амарской (Кузнецкий Алатау) свит проведена реконструкция состава и природы их протолитов. Установлено, что эти породы представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа, а петро- и геохимические различия между ними обусловлены главным образом разными условиями формирования. Образование протолита метапелитов кординской свиты происходило за счет размыва постархейских комплексов пород преимущественно гранитоидного состава и накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Геохимические характеристики более глубоководных исходных отложений амарской свиты указывают на доминирующую роль в области эрозии вулканогенного материала основного состава. Эти результаты согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в среднем рифее и Кузнецкого Алатау в венде. Сделан вывод об ограниченной миграционной подвижности РЗЭ в процессах контактового и коллизионного метаморфизма.

Геохимия, железисто-глиноземистые метапелиты, Кузнецкий Алатау, Енисейский кряж.

GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR PROTOLITH ORIGIN OF Fe- AND Al-RICH METAPELITES FROM THE KUZNETSK ALATAU AND YENISEI RIDGE

I.I. Likhanov, V.V. Reverdatto, and A.E. Vershinin

Analysis of new geochemical information of distribution of petrogenetic and rare, including rare-earth, elements in Fe- and Al-rich metapelites of the Korda (Yenisei Ridge) and Amar (Kuznetsk Alatau) Formations gave a clue to the reconstruction of the composition and origin of their protoliths. It has been established that these rocks are redeposited and metamorphosed products of the Precambrian crusts of weathering of kaolinite type, whereas petro- and geochemical differences between them are due chiefly to different conditions of formation. The protolith of the Korda Formation metapelites was produced by erosion of the post-Archean complexes of rocks chiefly of granitoid composition and accumulation in continental-margin shallow basins in the conditions of humid climate. Geochemical characteristics of deeper primary deposits of the Amar Formation suggest a dominating role of volcanogenic material of basic composition in the erosion zone. These results agree with data of lithological-facies analysis and geodynamic reconstructions of evolution of geologic complexes of the Yenisei Ridge in the Middle Riphean and of Kuznetsk Alatau in the Vendian. A conclusion is made that rare-earth elements had limited migration mobility in the processes of contact and collisional metamorphism.

Geochemistry, Fe- and Al-rich metapelites, Kuznetsk Alatau, Yenisei Ridge

ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ И ЦЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЯ

Многочисленные факты и обобщения статистических петрохимических данных свидетельствуют о том, что при метаморфизме радикальных изменений химического состава пород, кроме летучих, как правило, не происходит. Метаморфические породы при отсутствии плавления сохраняют определяющие концентрации петрогенных компонентов и резкие химические различия даже в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, что доказывает изохимическую природу метаморфизма [1]. Выводы о сохранности исходного химического состава метаморфических пород открыли широкие возможности для расшифровки их первичной природы. Существенным вкладом в решение этой проблемы явилась монография Н.Л. Добрецова [2], в которой были разработаны методические положения и критерии для выявления первичного состава и происхождения глаукофановых сланцев по особенностям их петрохимического состава. В дальнейшем, в рамках формационного анализа метаморфических комплексов, эти подходы были распространены на другие разновидности метаморфических пород [3, 4].

В последние годы одним из эффективных методов реконструкции состава протолита и геодинамических обстановок становится анализ спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) и ряда индикаторных отношений между другими микроэлементами. Наибольшее развитие эти методы получили при исследовании магматических и осадочных пород. Гораздо реже эти подходы используются для метаморфических образований из-за дефицита информации по закономерностям распределения редких элементов.

Например, практически полностью отсутствуют данные о распределении РЗЭ в пелитах железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводит к появлению редких минеральных парагенезисов с участием хлоритоида, железистого кордиерита и др. [5—8]. По литературным данным такой специфический состав пород интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания [3, 9]. Однако эти выводы обнаруживают несогласованность с частым отсутствием полно-профильных кор латеритного выветривания в докембрийских разрезах [10], что вызывает повышенный интерес к происхождению таких пород.

Несмотря на наметившийся в последнее время прогресс в накоплении и использовании прецезионных аналитических данных о содержании индикаторных микроэлементов в метаморфических породах, ряд ключевых проблем поведения вещества при метаморфизме остается пока нерешенным [11]. Это относится, например, к вопросу о миграционной подвижности РЗЭ в процессе метаморфизма, что до сих пор является предметом дискуссий между сторонниками изохимического [12—14] и аллохимического [15—17] метаморфизма.

Цель настоящей статьи — на основе анализа новой геохимической информации по железисто-глиноземистым метапелитам реконструировать состав и основные черты формирования их протолита и выяснить особенности поведения РЗЭ в зависимости от вариаций *P-T*-параметров метаморфизма.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Решение обозначенных выше задач осуществлялось на примере двух комплексов пород, сформированных в обстановках контактового и коллизионного метаморфизма. Выбор объектов разной геодинамической природы [18], различающихся между собой величинами геотермических градиентов (~200 и 1—7 °C/км соответственно) и термодинамическими режимами, дает возможность оценить характер поведения микроэлементов в зависимости от вариаций *P-T*-условий метаморфизма.

Контактный ореол Караташского гранитоидного массива расположен на восточном склоне Кузнецкого Алатау, южнее слияния рек Караташ и Белый Июс (рис. 1). Вмещающие массив породы представлены неопротерозойскими (верхневендскими [19]) отложениями амарской свиты. В районе исследования это преимущественно филлитовые сланцы хлорит-серицит-кварц-гематитового состава, регионально метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. В пределах ореола, ширина которого достигает 1,2 км, выделены три зоны и зафиксировано положение пяти изоград контактового метаморфизма. В направлении от вмещающих пород к интрузивному контакту имеет место увеличение степени метаморфизма и наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов (в скобках — название зоны): 1) Cld + Chl + Ms + Qtz + Pl + Pg + Hem + Mag; Cld + Chl + Ms + Qtz + Bt + Rt + Hem (внешняя); 2) And + Bt + Chl + Cld + Ms + Qtz + Pl + Mag; And + Bt + Chl + Ms + Qtz + Pl + St (средняя); 3) Grt + Crd + Bt + Ms + Pl + Qtz + Mag; Ged + Crd + Bt + Pl + Qtz и Spl + And + Crd + Bt + Ilm (внутренняя). Символы минералов приняты по [20]. По данным геотермобарометрии температуры регионального метаморфизма при образовании филлитов составляли 380—400 °C; контактовый метаморфизм осуществлялся при постепенном увеличении температуры от 430 до 640 °C при постоянном давлении $P = P_{H_2O} = 3,1—3,5$ кбар [21—23].

В качестве другого объекта исследования выбраны развитые в бассейнах рек Еруда и Чиримба, заангарской части Енисейского кряжа мезопротерозойские (среднерифейские [24]) регионально-метаморфические породы низких давлений кординской свиты, подвергшиеся коллизионному метаморфизму умеренных давлений неопротерозойского возраста (рис. 2). В районе исследования метапелиты низких давлений, представленные Ms + Chl + Bt + Cld + And + Qtz + Ilm + Crd минеральной ассоциацией,

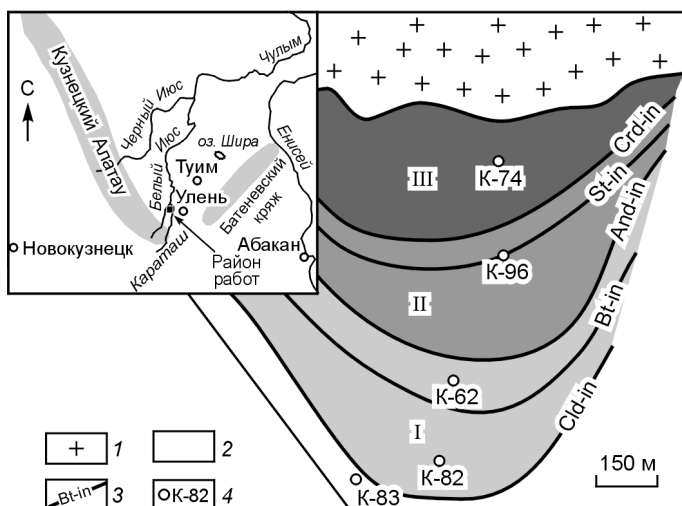
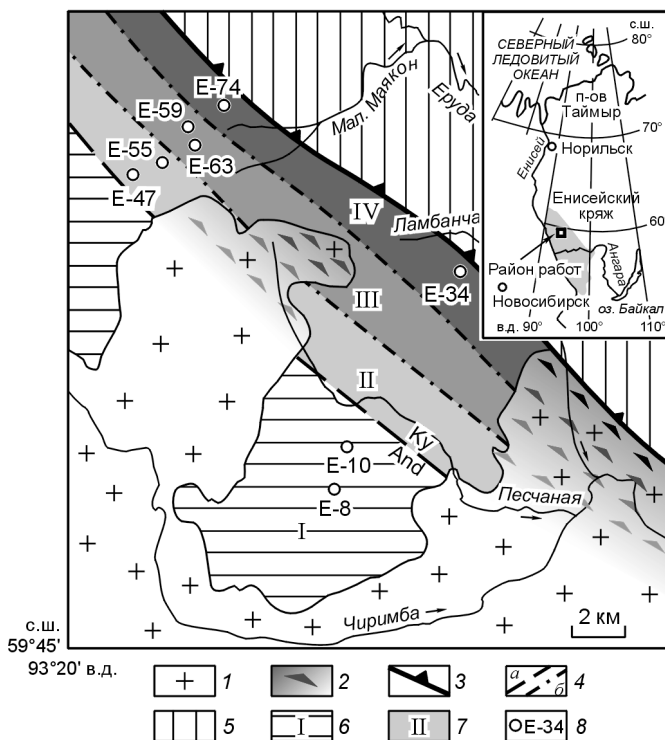


Рис. 1. Схема контактово-метаморфической зональности метапелитов амарской свиты восточного склона Кузнецкого Алатау [22].

1 — гранодиориты; 2 — вмещающие филлиты; 3 — изограды контактового метаморфизма; 4 — точки отбора образцов пород. Римские цифры — зоны метапелитов контактового метаморфизма: I — внешняя, II — средняя, III — внутренняя.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта, показывающая положение зон коллизионного метаморфизма между речья Еруда—Чиримба в заангарской части Енисейского кряжа [25].

1 — граниты Чиримбинского массива; 2 — апогранитные катаклазиты и бластокатаклазиты нерасчлененные; 3 — шов Панамбинского надвига с зубцами в направлении падения; 4 — And-Ку изограда (а) и границы между зонами метапелитов (б); 5 — метаалевролиты и метакarbonаты пенчегинской свиты; 6 — регионально-метаморфизованные метапелиты кординской свиты; 7 — зоны метапелитов коллизионного метаморфизма; 8 — точки отбора образцов пород.



образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Метапелиты умеренных давлений коллизионного типа, характеризующиеся ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Qtz + Ky + St + Grt + Plm + Pl$ с реликтами андалузита и редким присутствием силлиманита, возникли в условиях фации кианитовых сланцев. Они слагают зону шириной от 5 до 7 км и протяженностью не менее 20 км, ограниченную с востока Панамбинским надвигом северо-западного простирания. Параллельно шву Панамбинского надвига выделены четыре метаморфические зоны: исходные метапелиты регионального метаморфизма (I) и внешняя (II), средняя (III) и внутренняя (IV) зоны наложенного коллизионного метаморфизма, различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Результаты геотермобарометрии и вычисленные P - T -тренды эволюции свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к Панамбинскому надвигу от 3,5—4 кбар в зоне I, 4,5—5 кбар в зоне II, 5,5—6 кбар в зоне III, до 6,2—6,7 кбар в зоне IV без значительного повышения температуры (от 550 °C в зоне I до 580 °C в зоне IV) [25—27].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Для изучения особенностей поведения вещества при контактовом и коллизионном метаморфизме были выбраны 13 образцов пород из разных метаморфических зон, для которых имеются достоверные оценки P - T -параметров и данные по модальным составам пород. Их местоположение показано на рис. 1 и 2. Содержания главных породообразующих компонентов определялись с помощью рентгеновского спектрометра VRA—20R (фирмы „Карл Цейсс“, Йена) в Аналитическом центре ОИГТМ (г. Новосибирск, аналитик Л.Д. Холодова). П.п.п. определены обычным методом по потере веса при температуре 1000 °C. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5—8 отн.%. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Содержания редких элементов, включая РЗЭ (всего 28 элементов — 14 РЗЭ, Sc, Ni, Co, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U), определены с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории аналитической геохимии АЦ ОИГТМ СО РАН (аналитики О.А. Козьменко, И.В. Николаева, С.В. Палесский). Пробы метапелитов (в виде пудры) весом около 100 мг разлагали сплавлением с метаборатом лития при температуре 1000 °C с последующим растворением в 5 %-й азотной кислоте с коэффициентом разбавления исходной пробы, равным 6250. Многоэлементный анализ проб проводился с помощью ICP-MS анализатора Element (Германия). В качестве внутреннего стандарта использовался индий (^{115}In), который добавлялся в разбавленный раствор. Внешний стандарт и холостой раствор измерялись последовательно через каждые 5 проб с целью учета флуктуационных изменений характеристик прибора и контроля очистки системы ввода раствора проб в прибор. В качестве внешнего стандарта использовались стандарты BCR-1 и JB-3 (Геологическая служба США и Японии). Точность анализа составляла от 8 до 20 отн.% (для низких — на уровне предела обнаружения содержаний). Результаты представлены в табл. 2.

Таблица 1. Химический состав и основные петрохимические индексы представительных проб метапелитов кординской и амарской свит

Компонент	Кординская свита								Амарская свита				
	E-8	E-10	E-34	E-59	E-55	E-47	E-63	E-74	K-82	K-96	K-83	K-62	K-74
SiO ₂	58,3	62,6	58,6	59,7	57,3	60,2	57,2	57,1	43,4	48,6	50,6	46,0	48,2
TiO ₂	0,86	0,95	0,58	0,96	1,06	0,94	0,95	0,86	1,20	1,03	1,16	1,4	1,22
Al ₂ O ₃	21,5	18,3	21,7	20,4	21,3	19,1	24,7	22,7	26,7	23,7	22,6	30,0	27,0
Fe ₂ O ₃	8,29	8,64	9,01	7,48	9,15	10,3	7,96	9,63	18,0	15,2	13,5	10,7	15,7
MnO	0,07	0,07	0,15	0,03	0,25	0,11	0,05	0,04	0,11	0,04	0,14	0,07	0,08
MgO	1,54	2,81	2,81	1,89	1,53	1,92	2,03	1,52	4,10	2,70	3,26	1,49	1,96
CaO	0,23	0,20	1,06	0,27	0,34	0,24	0,31	0,31	0,54	0,40	0,67	0,54	0,38
Na ₂ O	0,30	0,29	0,30	0,48	1,13	0,31	0,48	0,29	0,72	1,40	1,24	2,00	0,90
K ₂ O	3,24	2,91	2,12	3,01	3,29	3,08	2,52	2,67	0,29	2,30	1,00	1,29	0,57
П.п.п.	5,29	2,61	2,73	4,83	4,58	3,79	2,94	4,87	6,51	5,75	6,46	6,41	5,18
Сумма	99,6	99,4	99,0	99,1	99,9	100,0	99,1	100,0	100,1	100,2	99,9	99,4	100,6
ГМ	0,53	0,45	0,53	0,48	0,55	0,50	0,59	0,58	1,02	0,80	0,72	0,90	0,89
АМ	0,37	0,29	0,37	0,34	0,37	0,32	0,43	0,40	0,62	0,49	0,45	0,65	0,56
ФМ	0,17	0,18	0,20	0,16	0,19	0,20	0,17	0,20	0,47	0,35	0,31	0,25	0,34
ТМ	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
КМ	0,15	0,16	0,10	0,15	0,15	0,16	0,10	0,12	0,01	0,10	0,04	0,04	0,02
ЩМ	0,09	0,10	0,14	0,16	0,34	0,10	0,19	0,11	2,48	0,61	1,24	1,55	1,58
НКМ	0,16	0,18	0,11	0,17	0,21	0,18	0,12	0,13	0,04	0,16	0,10	0,11	0,05
ЖМ	0,37	0,45	0,41	0,35	0,42	0,52	0,31	0,41	0,59	0,57	0,54	0,33	0,52
СІА	82,9	82,1	82,1	81,8	77,9	81,7	85,8	85,2	91,5	81,1	83,9	84,1	90,6
СІW	95,9	95,6	89,9	94,1	89,6	95,3	94,8	95,6	92,5	88,7	87,4	87,5	92,6
IVC	0,68	0,97	0,84	0,75	0,81	0,89	0,63	0,66	0,97	0,99	1,00	0,6	0,72
PIA	95,2	94,7	88,9	93,1	87,7	94,3	94,2	95,0	92,4	87,5	86,9	87,0	92,4

Примечание. Результаты анализов, мас.%; суммарное железо в форме Fe₂O₃.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ

Петрогенные элементы. По химическому составу метапелиты классифицируются как низкокальциевые и умереннонасыщенные K₂O метапелиты, одновременно обогащенные железом и глиноземом. Для диагностики этого типа пород Г. Хошеком [28] были предложены критерии, удовлетворяющие следующим соотношениям компонентов: $(FeO + MgO)/(FeO + MgO + Al_2O_3) > 0,63$ и $FeO/(FeO + Al_2O_3) > 0,58$. На петрохимической диаграмме Г. Симмса и Дж. Ферри [29] эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0,65—0,85$ на мольной основе) и глиноземистым ($X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0,3—0,6$) метапелитам по сравнению со средними составами типичных метапелитов [30, 31] и PAAS (постархейских австралийских сланцев) [32], характеризующихся более низкими значениями $X_{Fe} = 0,52$ и $X_{Al} = 0,13$. На треугольной диаграмме AFM [33] область таких химических составов располагается выше конноды гранат—хлорит (рис. 3). Наряду с отмеченными повышенными содержаниями общего железа и глинозема, метапелиты амарской свиты характеризуются несколько повышенными относительно PAAS величинами TiO₂ и MgO и пониженной концентрацией SiO₂, CaO и K₂O; содержание Na₂O существенно варьирует от 0,72 до 2 мас.% в разных зонах. Метапелиты кординской свиты имеют примерно те же, что и PAAS, содержания SiO₂, MnO и K₂O; несколько ниже в них концентрации TiO₂, MgO, CaO и Na₂O. По сравнению с метапелитами амарской свиты они отличаются пониженными концентрациями большинства петрогенных компонентов, за исключением содержаний SiO₂ и K₂O.

Ранее специальными петрохимическими исследованиями с привлечением больших выборок пород было показано, что минеральные преобразования в метапелитах двух исследуемых объектов происходили почти изохимически в отношении главных петрогенных компонентов, и минеральная эволюция при контактовом и коллизионном метаморфизме определялась главным образом *P-T*-условиями в рамках первичного состава исходных пород [34]. Некоторые вариации состава метапелитов амарской и кординской свит по содержаниям SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O и CaO в разных метаморфических зонах могли быть связаны с первичной латеральной химической неоднородностью пород, в разной степени обогащенных

Таблица 2. Содержания редкоземельных и редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метapelитах кординской и амарской свит

Элемент	Кординская свита								Амарская свита				
	E-8	E-10	E-34	E-74	E-55	E-47	E-63	E-59	K-82	K-96	K-83	K-62	K-74
La	70	85	12	16	69	70	30	33	16	31	34	18	21
Ce	119	154	36	33	115	130	57	76	25	60	43	28	52
Pr	17	22	4	4,1	18	18	7,6	8,6	3,9	7,6	5,6	4,1	7,2
Nd	56	73	13	14	57	58,9	25	28	16	29	19	24	29
Sm	10	13	2,6	2,7	11	10	4,5	5,2	3,9	8	4,2	6,7	5,8
Eu	1,8	2,2	0,69	0,67	2	1,9	0,91	0,96	1,3	2,3	1,2	1,4	1,7
Gd	8,9	10	2,4	2,4	9,8	8,9	4,3	4,7	5	11	6,8	9,4	7,7
Tb	1,3	1,3	0,49	0,38	1,5	1,2	0,64	0,74	0,87	1,7	0,64	1,12	0,94
Dy	7,5	7,1	3,6	2,4	9,2	7	4	4,5	6,1	11	7,4	9,3	9,4
Ho	1,5	1,3	0,82	0,5	1,8	1,4	0,85	0,91	1,4	2,4	1,7	1,6	1,9
Er	4,5	3,8	2,7	1,7	4,9	4	2,6	2,7	4,3	6,4	4,4	4,9	7,1
Tm	0,71	0,59	0,49	0,31	0,79	0,63	0,43	0,46	0,72	1,2	0,91	0,77	0,89
Yb	4,5	3,7	3,2	2,1	4,8	4,1	2,7	3,1	4,7	5,5	4,9	7,1	6,3
Lu	0,68	0,52	0,49	0,36	0,68	0,63	0,4	0,46	0,75	1,1	0,98	0,87	1,02
Sc	18	16	19	23	16	21	24	23	56	60	62	59	60
Co	8,1	10	11	16	14	13	11	14	27	27	29	28	28
Ni	16	19	18	29	18	22	21	30	60	63	59	62	63
Rb	143	127	143	141	130	125	103	121	8,5	25	14	19	21
Sr	90	94	101	87	127	112	119	120	210	480	319	421	460
Y	38	36	34	30	42	37	31	37	60	74	66	72	71
Zr	217	219	226	238	249	224	231	237	173	190	178	181	180
Nb	15	17	18	15	23	21	19	18	8,1	8,8	8,5	8,3	8,6
Cs	6,0	5,4	5,1	4,2	6,0	5,3	5,8	5,4	1,0	2,4	1,4	1,7	2,3
Ba	400	511	478	492	570	524	598	570	155	274	188	211	256
Hf	7,2	7,1	7,3	6,6	7,6	7,4	6,9	6,7	5,2	5,9	5,6	5,7	5,5
Ta	1,3	1,4	1,7	1,5	1,9	1,6	1,6	1,7	0,36	0,49	0,44	0,48	0,46
Th	18	21	20	24	22	23	23	24	3,3	4,1	3,7	3,9	4,0
U	2,7	2,8	3,1	2,1	3,1	2,0	2,4	2,7	4,0	4,8	4,7	4,3	4,7
(La/Yb) _n	10,7	17	2,54	4,62	10,5	11,5	7,79	7,45	2,22	2,93	3,60	2,15	2,14
(Gd/Yb) _n	1,63	2,39	0,61	0,83	1,79	1,76	1,34	1,27	0,83	1,24	0,86	1,34	0,94
Eu/Eu*	0,57	0,57	0,83	0,79	0,58	0,60	0,62	0,58	0,90	0,75	0,68	0,54	0,78
Ce/Ce*	0,81	0,84	1,25	0,96	0,77	0,86	0,89	1,06	0,74	0,87	0,68	0,76	0,89
(LREE/HREE) _n	3,42	4,72	1,50	2,31	3,08	3,82	2,79	2,95	0,98	1,19	1,38	0,91	1,18
ΣPЗЭ	303	378	82,5	80,6	306	317	141	169	89,9	178	135	117	152
La/Sc	3,89	5,31	0,63	0,70	4,31	3,33	1,25	1,43	0,29	0,52	0,55	0,31	0,35
Th/Sc	1,00	1,31	1,05	1,04	1,38	1,10	0,96	1,04	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
La/Th	3,89	4,05	0,6	0,67	3,14	3,04	1,30	1,38	4,85	7,56	9,19	4,62	5,25
Co/Th	0,45	0,48	0,55	0,67	0,64	0,57	0,48	0,58	8,18	6,59	7,84	7,18	7,00
Th/U	6,67	7,5	6,45	11,4	7,10	11,5	9,58	8,89	0,83	0,85	0,79	0,91	0,85

кварцем, слюдами, плагиоклазом и высокоглиноземистыми минералами, а также изменениями в их количествах. Значимые различия установлены только в отношении закисного и окисного железа в контактовом ореоле Караташского массива. В результате роста температуры в роговиках увеличивалось содержание FeO и уменьшалась концентрация Fe₂O₃ (при постоянной железистости), что связано с восстановительным характером контактового метаморфизма [35].

Для реконструкции состава, условий выветривания и палеогеографических обстановок среды седиментации была использована система петрохимических модулей и генетических диаграмм Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис [10] и А.А. Предовского [4], а также известные петрохимические отношения: индекс интенсивности химического выветривания ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$, [36, 37]), химиче-

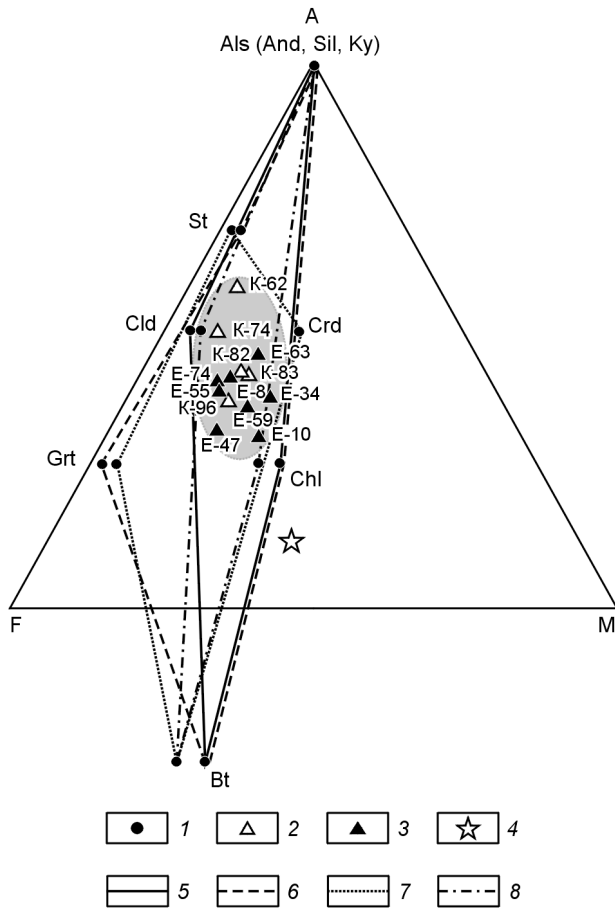


Рис. 3. Диаграмма AFM, представляющая химические составы пород, минералов и наиболее характерные минеральные ассоциации железисто-глиноземистых метапелитов.

1 — химический состав минералов; 2, 3 — химический состав метапелитов амарской (2) и кординской (3) свит; 4 — средний состав типичного метапелита [29, 30]; минеральные ассоциации: 5 — регионально-метаморфизованных метапелитов низких давлений кординской свиты, 6 — метапелитов повышенных давлений кординской свиты коллизионного типа, 7 — низкотемпературных метапелитов амарской свиты внешней и средней зон, 8 — высокотемпературных роговиков внутренней зоны контактового ореола. Затемненный эллипс — область составов железисто-глиноземистых метапелитов.

ский индекс выветривания ($CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \cdot 100$, [38]), индекс зрелости осадков ($IVC = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$, [39]) и индекс степени преобразования плагиоклазов ($PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)] \cdot 100$, [40]), позволяющие в общем виде судить о палеоклиматических обстановках и степени измененности (зрелости) вещества, поступавшего в область размыва (см. табл. 1).

Метапелиты амарской свиты характеризуются значениями гидратизованного модуля ($GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3\text{сум}} + MnO) / SiO_2$) в диапазоне 0,72—1,02, железного модуля ($JM = (Fe_2O_{3\text{сум}} + MnO) / SiO_2 \sim 0,55$, алюмокремниевый модуль ($AM = Al_2O_3 / SiO_2$) 0,45—0,65 и фе-

мического модуля ($FM = (Fe_2O_{3\text{сум}} + MnO + MgO) / SiO_2$) 0,25—0,47, что в целом позволяет их классифицировать как гипо-, нормо- и псевдогидралиты [10]. Данные совместного использования щелочного ($ЩМ = Na_2O / K_2O = 0,61—2,48$) и калиевого ($КМ = K_2O / Al_2O_3 < 0,10$) модулей указывают на преобладание в исходных глинистых отложениях хлорита и плагиоклаза с примесью каолинита. Сочетание повышенных концентраций Na_2O (до 2 мас.%) и MgO (до 4 мас.%) свидетельствует о присутствии вулканогенной примеси пород основного состава и доминирующей роли монтмориллонита в составе протолита. Это подтверждается данными рентгеноструктурного анализа состава глинистого вещества [41] и анализом модульной диаграммы ФМ—НКМ [10], где НКМ (модуль нормированной щелочности) $= (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ [10]. На диаграмме ФМ—НКМ часть фигуративных точек составов пород располагаются в поле хлорита с примесью железистых гидрослюд, а часть — тяготеют к полю существованию монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и гидрослюды. На ФАК диаграмме А.А. Предовского [4] с координатами $F = (Fe_2O_{3\text{сум}} + MgO) / SiO_2$, $A = Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - CaO$ и $K = K_2O - Na_2O$ эти породы локализируются в области перекрытия полей граувакков и гидрослюдистых глин, что предполагает вовлечение в процесс интенсивного размыва каолинитовых кор выветривания специфических железистых продуктов, возникших в результате изменения вулканогенных пород основного состава и их туфов. На основании данных по первичному составу исходных пород, а также учитывая высокие значения AM , FM , $ЩМ$, положительную корреляцию величины JM с FM и присутствие обломков выветрелых эффузивов, предполагается, что размыву подвергались коры выветривания эффузивов основного и среднего состава [42]. Плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала могли быть связаны с незначительным переносом размывшихся продуктов от источника. В процессе метаморфизма первичные глинистые минералы подвергались перекристаллизации и замещению железистым хлоритом и серицитом.

Метапелиты кординской свиты характеризуются пониженными значениями $GM = 0,45—0,59$, $JM = 0,31—0,52$, $AM = 0,29—0,43$ и $FM = 0,16—0,20$ по сравнению с метапелитами сыйской свиты, что позволяет их рассматривать как совокупность нормо- и суперсиаллитов (глинистых пород) по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [10]. Данные совместного использования $ЩМ = 0,09—0,19$ и $КМ = 0,1—0,16$ свидетельствуют о преобладании в составе исходного глинистого вещества гидрослюды и хлорита. Однако на диаграммах ФМ—НКМ [10] и ФАК [4] эти породы попадают в поле составов с доминирующей ролью каолинита, что может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления. Ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолинитовые

глины, а в прибрежные части морских бассейнов выносился более тонкий глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава. Пониженная щелочность в модуле НКМ (0,11—0,21) в сочетании с низкими значениями MgO (<3 мас.%) и повышенным содержанием K₂O (>3 мас.%) обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием гранитоидов и указывают на отсутствие примеси вулканогенного материала основного состава. Значения титанового модуля ($TM = TiO_2/Al_2O_3 = 0,03—0,05$) типичны для накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа [43].

Высокие значения индексов CIA, CIW и PIA в интервалах 77,9—95,9 свидетельствуют об образовании метапелитов кординской и амарской свит за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановках теплого и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по индексу IVC (<1), свидетельствующими о поступлении в область седиментации и размыва относительно более зрелого материала.

Редкоземельные и редкие элементы. Основными критериями, по которым можно судить о поведении редкоземельных элементов, являлись: сумма PЗЭ; отношение суммы легких редких земель к тяжелым $(LREE/HREE)_n$, что трактуется как индикатор палеоклимата; отношение $Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n) \cdot 0,5$ и $Ce/Ce^* = Ce_n/(Ln_n + Pr_n) \cdot 0,5$ — индикатор седиментационных обстановок; отношение $(La/Yb)_n$ — наклон спектра распределения PЗЭ и $(Gd/Yb)_n$ — индикатор степени деплетированности тяжелых PЗЭ; последние контролируются преимущественно составом пород источников сноса и локальной тектоникой [12]. Содержание PЗЭ и редких элементов, а также ряда их индикаторных отношений (La/Sc , Th/Sc , La/Th , Co/Th , Th/U), которые информативны при реконструкции состава и условий формирования протолита, приведены в табл. 2.

Спектры распределения PЗЭ, нормированные к составу хондрита, для всех изученных образцов амарской свиты (рис. 4,а) характеризуются отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,54—0,90$), подобной таковой в PAAS [32]. Незначительный отрицательный наклон спектров свидетельствует о пониженных в сравнении с PAAS отношениях $(La/Yb)_n = 2,14—3,6$, $(Gd/Yb)_n = 0,83—1,33$ и $(LREE/HREE)_n = 0,91—1,38$ с низким содержанием $\Sigma PЗЭ = 89—178$ г/т (см. табл. 2), что отражает вовлечение в область эрозии существенных объемов продуктов основного вулканизма. В целом эти спектры сопоставимы с распределением PЗЭ, характерным для толеитовых базальтов островных дуг. Данный вывод согласуется с особенностями фракционирования PЗЭ в процессе выветривания базитов, связанным

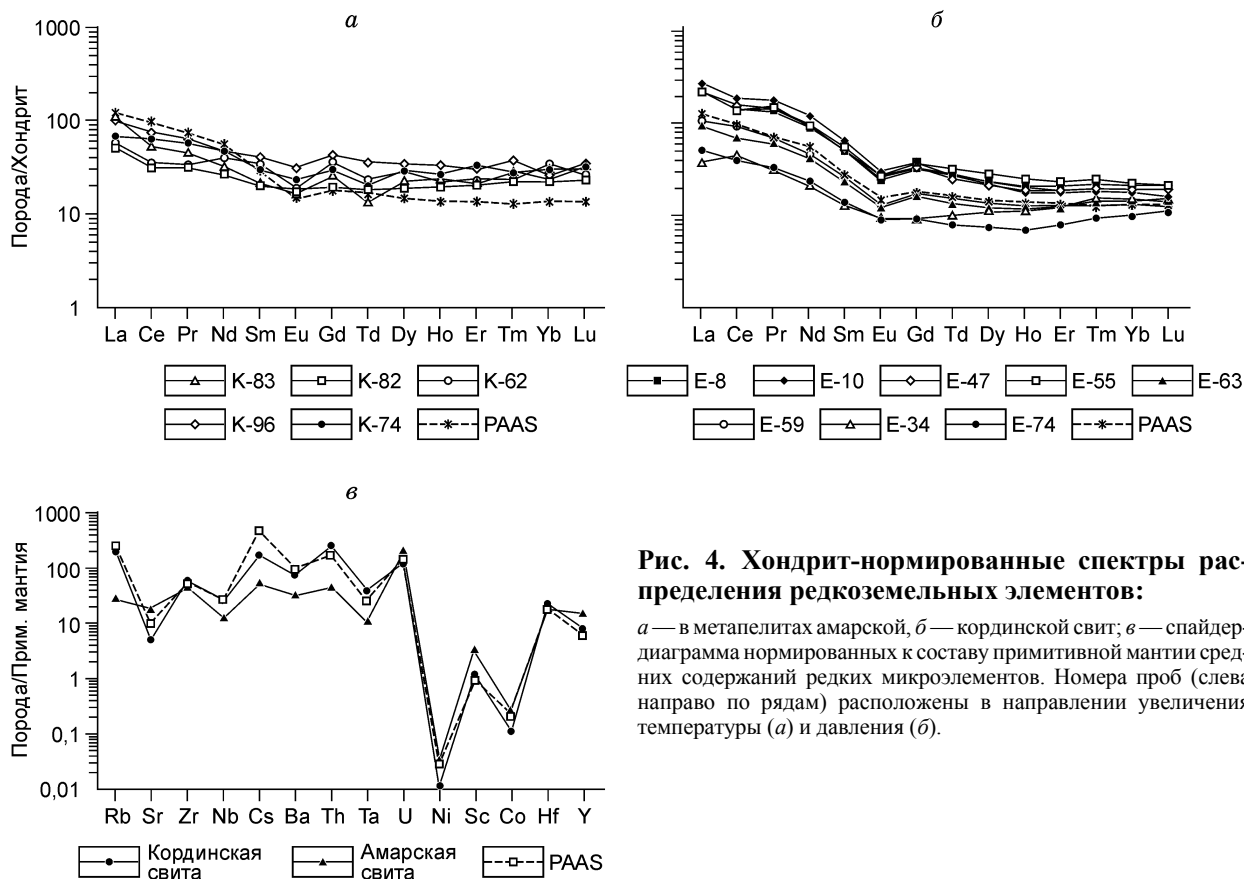


Рис. 4. Хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов:

а — в метапелитах амарской, б — кординской свит; в — спайдер-диаграмма нормированных к составу примитивной мантии средних содержаний редких микроэлементов. Номера проб (слева направо по рядам) расположены в направлении увеличения температуры (а) и давления (б).

с выносом легких и накоплением тяжелых лантаноидов [44], и подтверждается петрохимическими особенностями пород и данными литолого-фациального анализа [41].

Распределение нормированных к составу примитивной мантии средних содержаний редких элементов показаны на спайдер-диаграмме (см. рис. 4,б). В группе литофильных элементов для большинства метапелитов наблюдаются пониженные концентрации Rb, Cs, Ba и повышенные содержания стронция в сравнении с PAAS. В группе высокозарядных элементов Y и Hf присутствуют в 2—2,5 раза больших количествах относительно PAAS; содержания Zr, Nb и Ta несколько ниже таковых в PAAS. Среди радиоактивных элементов отмечается незначительное увеличение содержания урана при существенном дефиците тория. Концентрации транзитных (Sc, Co, Ni) элементов несколько выше, чем в PAAS. Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов — Zr, Hf, Y, Ta, Nb (см. табл. 2), а контрастный состав всех остальных элементов указывает на смешанный состав субстрата областей сноса и эрозии при преобладании пород основного состава. Это может быть следствием как более глубоководных условий седиментации, о чем свидетельствуют пониженные значения отношений $(LREE/HREE)_n = 0,91—1,38$ [45] и $Ce/Ce^* < 0,9$ [46], так и увеличением примеси базитового вещества в осадках. На размыв пород основного состава также указывают низкие значения отношений $La/Sc = 0,29—0,55$, $Th/Sc = 0,06—0,07$, $Th/U = 6,45—11,4$ и высокие значения $La/Th = 4,62—9,19$ и $Co/Th = 6,59—8,18$ в сравнении со средним составом PAAS. На диаграммах Hf—Th—Ta [47] и Zr—Nb—Y [48] фигуративные точки составов этих пород локализованы преимущественно в поле толеитовых базальтов типа N-MORB и островных дуг (рис. 5,а), что свидетельствует о существенно островодужных и океанических условиях формирования базитов области размыва. Аналогичные выводы следуют из рассмотрения положения фигуративных точек составов этих пород на дискриминантных диаграммах La—Th—Sc и Th—Co—Zr [49] для классификации тектонических обстановок накопления граувакк (см. рис. 5,б). Вышесказанное согласуется с характером геологических процессов в позднем докембрии Алтае-Саянской складчатой области, где на рубеже рифея и венда отмечался островодужный этап развития активной окраины, завершившийся аккрецией террейнов к Сибирскому кратону [50]. Вендский этап характеризовался формированием мощного комплекса вулканогенно-терригенно-карбонатных пород в глубоководных обстановках окраинных морей, источником обломочного материала для которых служили островные дуги [19].

Спектры распределения РЗЭ для всех изученных образцов кординской свиты (см. рис. 4,б) характеризуются отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,57—0,83$) и повышенными в сравнении с метапелитами амарской свиты величинами $(La/Yb)_n = 2,54—17$, $(Gd/Yb)_n = 0,61—2,39$ и $(LREE/HREE)_n = 1,5—4,72$ (см. табл. 2). Эти особенности характерны для постархейских глинистых сланцев и обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов, образование которых сопровождалось уменьшением содержания Eu^{2+} при седиментации реститового плагиоклаза [32].

Концентрации литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr) элементов в метапелитах кординской свиты несколько ниже, чем в PAAS (см. рис. 4,б), в отличие от содержаний практически всех высокозарядных некогерентных (Zr, Hf, Y, Ta, Th) элементов, за исключением урана. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Co и Ni в сравнении с PAAS. Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков и преобладание продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии, что согласуется с величиной $Eu/Eu^* < 0,85$ [51], так и интенсивность их выветривания [52, 53]. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения $Th/Sc = 0,96—1,38$ и $Th/U = 6,45—11,4$ относительно среднего состава PAAS. На диаграммах $Eu/Eu^*—(Gd/Yb)_n$ [54] и La—Th [32] фигуративные точки составов метапелитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений (рис. 6,а, б). Аналогичный вывод следует и из рассмотрения положения точек составов этих пород на диаграмме $(La/Yb)_n—Yb_n$ [55], где они сконцентрированы в области постархейских гранитоидов, обогащенных тяжелыми РЗЭ и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея (см. рис. 6,в). На дискриминационных диаграммах Rb—(Y + Nb), Rb—(Yb + Ta), Nb—Yb и Ta—Yb [56, 57] составы этих пород попадают в пограничные области между островодужными и внутриплитными гранитами (см. рис. 6,г). Интрузивные образования с подобными геохимическими характеристиками обычно устанавливаются для постколлизийных геодинамических обстановок [57—59]. Повышенные значения $Ce/Ce^* = 0,77—1,25$ [46] и $(LREE/HREE)_n = 1,5—4,72$ [45] предполагают накопление исходных осадков в окраинно-континентальных прибрежных мелководных шельфовых обстановках в условиях гумидного климата, способствующих проявлению интенсивного выветривания пород. Об этом же, как было отмечено выше, свидетельствуют петрохимические особенности пород и данные литолого-фациального анализа [43, 60]. Сделанный вывод согласуется с геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии: позднепротерозойскому этапу его развития предшествовала эпоха континентального режима с пенепленизацией и формированием кор выветривания [61, 62]. Мезопротерозойскому этапу соответствовала субплатформенная стадия с накоплением отложений в мелководных бассейнах [62, 63].

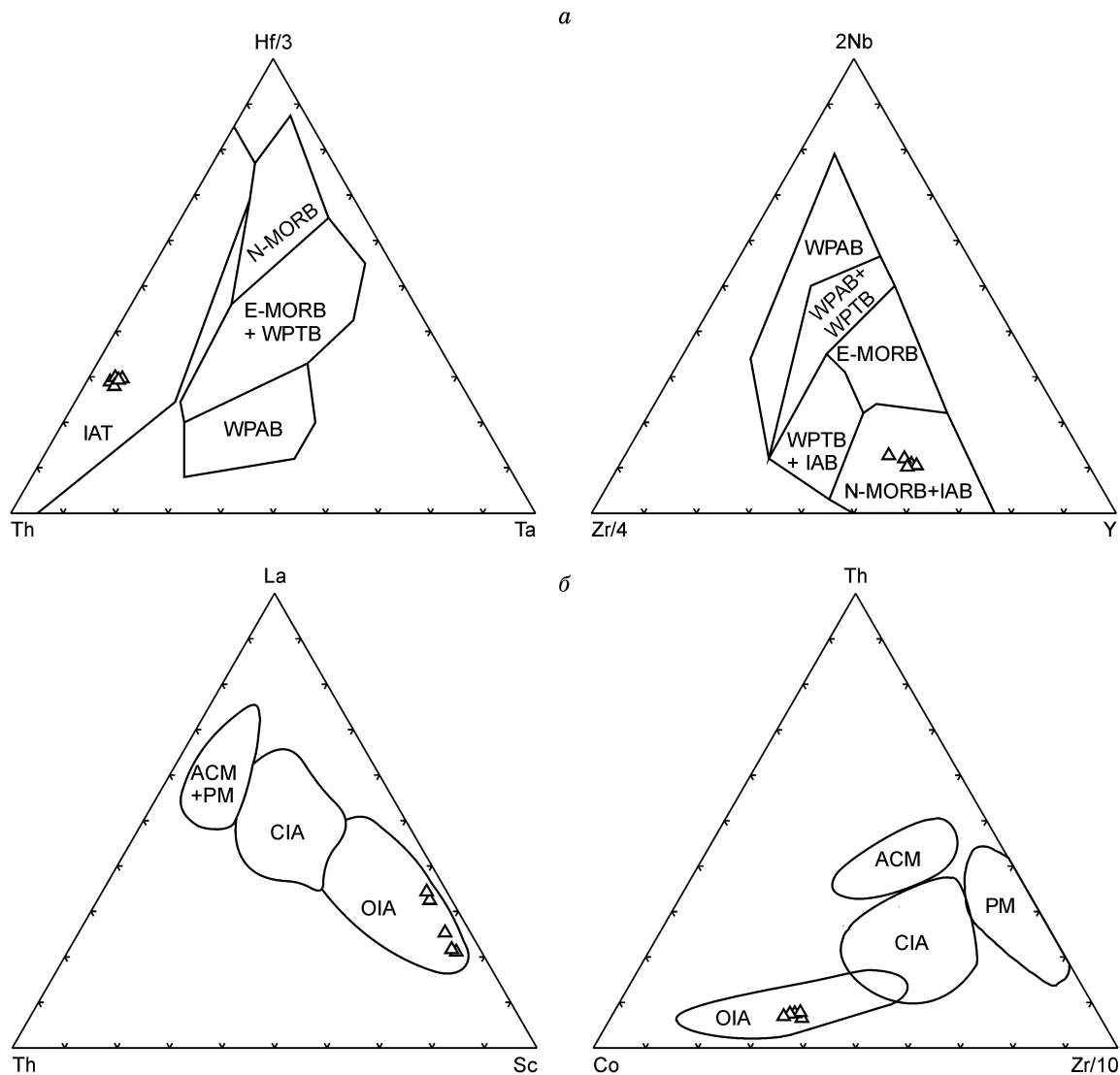


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов метапелитов амарской свиты (треугольники) на диаграммах Hf—Th—Ta [47], Zr—Nb—Y [48] (а) и La—Th—Sc, Th—Co—Zr [49] (б).

Поля составов на диаграммах: N- и E-тип MORB — „нормальные“ и „обогащенные“ базальты срединно-океанических хребтов, WPAB — внутриплитные щелочные базальты, WPTB — внутриплитные толеитовые базальты, IAB — островодужные базальты, IAT — островодужные толеиты, ACM — активная континентальная окраина, PM — пассивная континентальная окраина, CIA — континентальная островная дуга, OIA — океаническая островная дуга.

Особенности поведения РЗЭ при метаморфизме. Метапелиты амарской свиты, подвергшиеся термальному метаморфизму, не обнаруживают значительных различий как по уровню содержаний РЗЭ, так и по характеру их распределения в направлении приближения к интрузивному контакту (при увеличении температуры). Это свидетельствует об отсутствии существенного перемещения РЗЭ при контактовом метаморфизме. В метапелитах кординской свиты, которые испытали коллизионный метаморфизм, несмотря на однотипный характер распределения и сопряженные вариации концентраций РЗЭ, эти спектры достаточно дифференцированы. Метапелиты I и II зон, характеризующиеся низкими давлениями, отличаются высокими содержаниями легких и тяжелых РЗЭ с содержанием Σ РЗЭ в диапазоне 303—377 г/т и максимальными величинами $(La/Yb)_n = 10,54—16,98$, $(Gd/Yb)_n = 1,63—2,39$ и $(LREE/HREE)_n = 3,08—4,72$ в сравнении с PAAS, для которых указанные параметры составляют 184 г/т, 9,16, 1,34 и 3,27 соответственно [32]. Метапелиты III и IV зон коллизионного метаморфизма, сформированные при повышенных давлениях, отчетливо обеднены легкими и тяжелыми РЗЭ с содержанием Σ РЗЭ в интервале 80—169 г/т относительно метапелитов предыдущих зон и PAAS, соответственно им присущи пониженные величины $(La/Yb)_n = 2,54—7,79$, $(Gd/Yb)_n = 0,61—1,34$ и $(LREE/HREE)_n = 1,5—2,95$. Такое

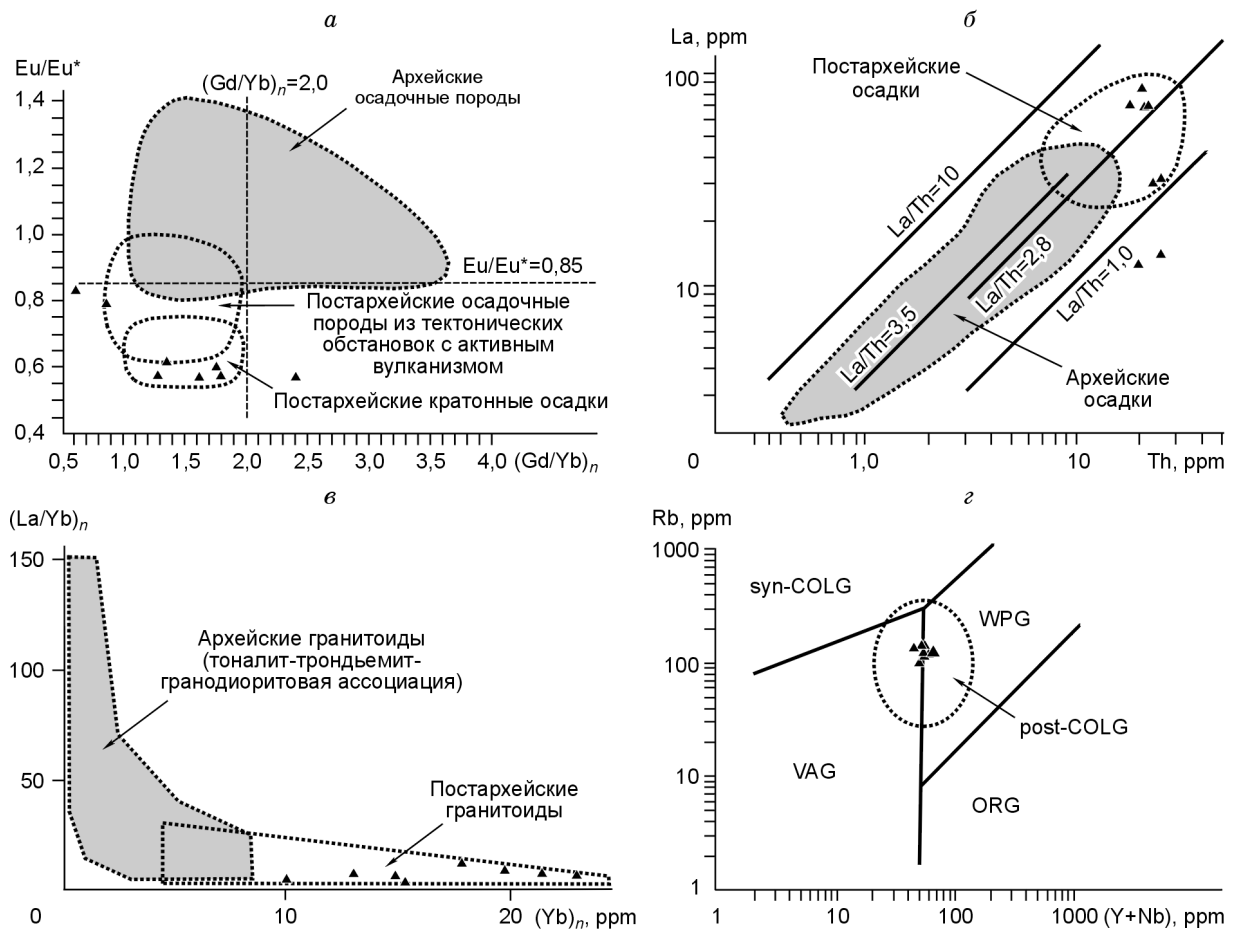


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов метапелитов кординской свиты (черные треугольники) на диаграммах Eu/Eu^* — $(Gd/Yb)_n$ [54] (а), La — Th [32] (б), $(La/Yb)_n$ — $(Yb)_n$ [55] (в) и Rb — $(Yb + Nb)$ [56, 57] (з).

Поля составов гранитоидов на диаграмме (з): post-COLG — постколлизийные, syn-COLG — коллизийные, VAG — островодужные, WPG — внутриплитные, ORG — океанских хребтов.

поведение спектров РЗЭ может быть связано либо с выносом этих компонентов флюидной фазой при прогрессивном росте давления в условиях дегидратации пород, либо с изменением состава протолита. Однако относительно инертные РЗЭ обычно не фракционируются в процессе метаморфизма, и тонко-обломочные породы даже в условиях высоких давлений гранулитовой фации наследуют концентрации исходных пород [32]. Некоторые различия в содержаниях РЗЭ можно связать с разубоживанием глинистого вещества кварцем в процессе осадконакопления. Это подтверждается вычисленными модалными содержаниями минералов в метапелитах разных зон, свидетельствующими об уменьшении количества минералов-концентраторов РЗЭ при постепенном увеличении содержания кварца, практически не содержащего редких земель [32]: от 35,2 об.% в I зоне до 51,74 об.% в IV зоне [26]. Однако колебания концентраций РЗЭ по зонам все же слишком велики (см. табл. 2), чтобы объяснить это одним лишь добавлением кварца. Видимо причина состоит в вариациях количественного и качественного минерального состава осадков, которые изначально содержали разные количества РЗЭ и явились протолитами для метаморфических сланцев.

ВЫВОДЫ

На основании анализа новой геохимической информации по железисто-глиноземистым метапелитам кординской (Енисейский край) и амарской (Кузнецкий Алатау) свит представляется возможным сформулировать следующие основные выводы.

Пелиты существенно железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводит к появлению редких минеральных парагенезисов с участием хлоритоида, ставролита, полиморфов Al_2SiO_5 и других минералов, изначально представляли собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрий-

ских кор выветривания каолининового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в позднем докембрии в изученных регионах не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистого состава.

Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены главным образом особенностями осадконакопления при формировании протолитов. Образование протолита метапелитов кординской свиты происходило за счет размыва постархейских комплексов пород преимущественно кислого (гранитоидного) состава в окраинно-континентальных мелководных обстановках в условиях гумидного климата. Для более глубоководных исходных отложений амарской свиты представляется вероятным вовлечение в область эрозии вулканогенного материала основного состава, сформированного в островодужных обстановках. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в среднем рифее и Кузнецкого Алатау в венде.

Унаследованность исходных концентраций и однотипный характер распределения РЗЭ в пределах разных по *P-T*-параметрам зон свидетельствуют об их весьма ограниченной миграционной подвижности в процессах контактового и коллизионного метаморфизма. Сопряженные вариации содержаний всех РЗЭ и их соотношений в зонах коллизионного метаморфизма при приближении к Панимбинскому надвику обусловлены химической неоднородностью первичного субстрата.

Авторы выражают благодарность О.М. Розену, Г.Г. Лепезину и В.А. Верниковскому за критический анализ и конструктивные замечания, способствовавшие улучшению первоначального варианта статьи.

Исследования осуществлялись при поддержке РФФИ (проект № 03-05-64014) и гранта Президента Российской Федерации для ведущих научных школ (проект № НШ-225.2003.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Фации** метаморфизма, Т. 1 / Ред. В.С. Соболев. М., Недра, 1970, 432 с.
2. **Добрецов Н.Л.** Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.
3. **Головенок В.К.** Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., Недра, 1977, 268 с.
4. **Предовский А.А.** Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л., Наука, 1980, 152 с.
5. **Лиханов И.И.** Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых метапелитовых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 4, с. 305—316.
6. **Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al.** Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos, 2001, v. 58, p. 55—80.
7. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Петрогенетическая решетка для железисто-глиноземистых метапелитов в системе $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 1, с. 46—50.
8. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Минеральные равновесия и *P-T*-диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$) // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 73—84.
9. **Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M.** Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: evidence of a prevailing lateritic signature // Eur. J. Miner., 2003, v. 15, p. 575—588.
10. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.
11. **Grauch R.I.** Rare earth elements in metamorphic rocks // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Washington D.C., Miner. Soc. Amer., 1989, p. 147—167.
12. **Condie K.C.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 1—37.
13. **Cox R., Lowe D.R.** Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // J. Sediment. Res., 1995, v. A65, p. 1—12.
14. **McLennan S.M., Hemming S.R., Taylor S.R., Eriksson K.A.** Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 1153—1177.
15. **Cerny P., Fryer B.J., Longstaffe F.J., Tammemagi H.Y.** The Archean Lac du Bonnet batholith, Manitoba: igneous history, metamorphic effects, and fluid overprinting // Geochim. Cosmochim. Acta, 1987, v. 51, p. 1153—1177.

16. **Stahle H.J., Raith M., Hoernes S., Delfs A.** Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 803—834.
17. **Vocke R.D. Jr., Hanson G.N., Grunfelder M.** Rare earth mobility in the Roffna Gneiss, Switzerland // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 145—154.
18. **Ревердатто В.В., Шеплев В.С.** Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 12, с. 1679—1692.
19. **Постников А.А., Терлеев А.А.** Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45, № 3, с. 295—309.
20. **Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
21. **Лиханов И.И.** Градиент в составе метаморфического флюида в метапелитовых роговиках // *Геохимия*, 1988, № 7, с. 1057—1062.
22. **Likhanov I.I.** Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *Intern. Geol. Rev.*, 1988, v. 30, p. 868—877.
23. **Likhanov I.I.** Evolution of chemical composition of metapelite minerals during low-grade contact metamorphism // *Ibid.*, p. 878—887.
24. **Волбуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И.** Енисейский кряж // *Геохронология СССР. Докембрий*. Л., Недра, 1973, с. 189—201.
25. **Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др.** Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T*-параметры и тектоническая модель // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 8, с. 1205—1220.
26. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Массоперенос при замещении андалузита кианитом в глиноземисто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // *Петрология*, 2002, т. 10, № 5, с. 541—558.
27. **Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorp. Geol.*, 2004, v. 22, p. 743—762.
28. **Hoschek G.** The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1969, v. 22, p. 208—232.
29. **Symmes G.H., Ferry J.M.** The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // *J. Metamorp. Geol.*, 1992, v. 10, p. 221—237.
30. **Shaw D.M.** Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1956, v. 67, p. 913—934.
31. **Ague J.J.** Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*, 1991, v. 19, p. 855—858.
32. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.
33. **Thompson J.B. Jr.** The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // *Amer. Miner.*, 1957, v. 42, p. 842—858.
34. **Лиханов И.И.** Минеральные реакции и массоперенос при метаморфизме низких и умеренных давлений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 2003, 38 с.
35. **Югстер Г.П.** Реакции восстановления и окисления при метаморфизме горных пород // *Геохимические исследования*. М., Наука, 1961, с. 495—528.
36. **Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lullites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.
37. **Visser J.N.J., Young G.M.** Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, 1990, v. 81, p. 49—57.
38. **Harnois L.** The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.*, 1988, v. 55, p. 319—322.
39. **Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.** The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2919—2940.
40. **Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.** Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*, 1995, v. 23, p. 921—924.
41. **Наседкина В.Х.** Высокоглиноземистые породы бассейна р. Белый Июс // *Полезные ископаемые в осадочных толщах*. М., Наука, 1981, с. 80—100.

42. **Савко А.Д., Додатко А.Д.** Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1991, 232 с.
43. **Акульшина Е.П.** Эволюция условий выветривания и осадконакопления в рифее и фанерозое Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты // Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, Наука, 1980, с. 101—125.
44. **Подпорина Е.К.** Редкоземельные элементы в корях выветривания. М., Наука, 1985, 126 с.
45. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Недра, 1976, 266 с.
46. **Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. et al.** Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology*, 1990, v. 18, p. 268—272.
47. **Wood D.A.** The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 50, p. 11—30.
48. **Meschide M.A.** A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 207—218.
49. **Bhatia M.R., Crook K.A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contr. Miner. Petrol.*, 1986, v. 92, p. 181—193.
50. **Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 1, с. 63—81.
51. **Jahn V.M., Condie K.C.** Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2239—2258.
52. **Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.** Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // *Литология и полезные ископаемые*, 2002, № 4, с. 397—418.
53. **Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др.** Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // *Литология и полезные ископаемые*, 2004, № 4, с. 414—441.
54. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, p. 241—265.
55. **Martin H.** Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas // *Geology*, 1986, v. 14, p. 753—756.
56. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.
57. **Pearce J.A.** Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19, p. 120—125.
58. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.** Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского края — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43, № 3, с. 259—272.
59. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.** Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский край // *Петрология*, 2003, т. 11, № 1, с. 53—67.
60. **Сараев С.В.** Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского края // *Глинистые минералы в осадочных породах Сибири*. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 78—85.
61. **Петров В.Г.** Докембрий западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, 206 с.
62. **Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А.** Радиоактивные и редкоземельные элементы в метapelитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // *Докл. РАН*, 2003, т. 390, № 6, с. 813—817.
63. **Постельников Е.С.** Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского края // *Бюл. МОИП*, 1990, т. 65, с. 14—31.

*Поступила в редакцию
14 мая 2005 г.*