

УДК 551.72:552.321

АРЗЫБЕЙСКИЙ ТЕРРЕЙН – ФРАГМЕНТ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ КОРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2004 г. О. М. Туркина, А. Д. Ножкин, Е. В. Бибилова, Д. З. Журавлев, А. В. Травин

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 08.09.2003 г.

Поступило 23.09.2003 г.

В связи с обсуждением вопросов, касающихся времени формирования и распада суперконтинента Родиния и раскрытия Палеоазиатского океана [1–4], в последние годы повысился интерес к комплексам – индикаторам позднедокембрийских корообразующих событий в обрамлении Сибирского кратона. Установлено, что в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) к мезопротерозойской изотопной коровой провинции относится кора большинства микроконтинентов [2]. В качестве фрагментов наиболее ранней неопротерозойской океанической коры в ЦАСП рассматриваются Дунжугурские офиолиты северной части Гарганской глыбы с возрастом ~1020 млн. лет и метабазиты нюрндукуанской толщи Байкало-Муйского пояса, датированные менее точно 1035 ± 92 млн. лет [4]. Более широко распространены океанические и островодужные комплексы позднего неопротерозоя (850–570 млн. лет) (см. обзор в [3–4]).

В Северо-Западном Присяянье фрагменты протерозойской островодужной коры были выделены в последние годы в структуре Канского и Арзыбейского блоков. Результаты изотопно-геохронологического исследования островодужного комплекса Арзыбейского блока, представленные в данной работе, дают новую информацию о мезопротерозойском этапе формирования коры в структуре ЦАСП.

Канский и Арзыбейский блоки, тяготеющие к зоне Главного разлома Восточного Саяна, ранее

рассматривались в качестве выступов фундамента Сибирской платформы. В строении Канского блока выделены разновозрастные породные ассоциации. Центральная и восточная его части сложены раннепротерозойскими (~2.23 млрд. лет) метаосадочно-вулканогенными отложениями, протолиты которых соответствуют коматиитам, толеитовым базальтам, известково-щелочным вулканитам ряда андезит – риодацит, грауваккам, реже пелитам и карбонатным породам [5]. По изотопным данным: $\epsilon Nd = +3.0$ и $T(DM) = 2.4$ млрд. лет этот структурно-вещественный комплекс образован ювенильной раннепротерозойской корой. Для западной части Канского блока на основании U-Pb-датирования были получены свидетельства проявления неопротерозойских корообразующих процессов [6]. Породные ассоциации этого района представляют собой супрасубдукционный комплекс с возрастом ~680 млн. лет. Тоналиты, прорывающие метавулканиты, характеризуются модельным возрастом – $T(DM) = 855$ млн. лет и $\epsilon Nd = +6.4$.

Арзыбейский террейн расположен в междуречье Мана – Бол. Арзыбей – Крол (рис.1). Вдоль его северо-восточной окраины метаморфические толщи несогласно с конгломератами в основании перекрыты венд-кембрийскими существенно терригенными осадками Манского прогиба, все остальные границы тектонические. В строении амфиболито-гнейсового комплекса выделяются две толщи. Нижняя представлена преобладающими полевошпатовыми амфиболитами (45%), амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами (35%) и подчиненными биотитовыми гнейсами (20%) с увеличением доли гнейсов вверх по разрезу. Верхняя толща, сложенная преимущественно биотитовыми гнейсами, обнажается в ядерных частях узких синклинальных складок; кроме того, тектонически ограниченный ее выход с моноклиналиным залеганием и падением на юго-запад картируется по северо-восточной окраине блока. Интрузивные образования представлены габброидами, плагиогранитоидами Большеарзыбейского и Кувайского и гранитами Широкологского массивов. Плагиограниты разгнейсованы

*Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов
Российской Академии наук, Москва*

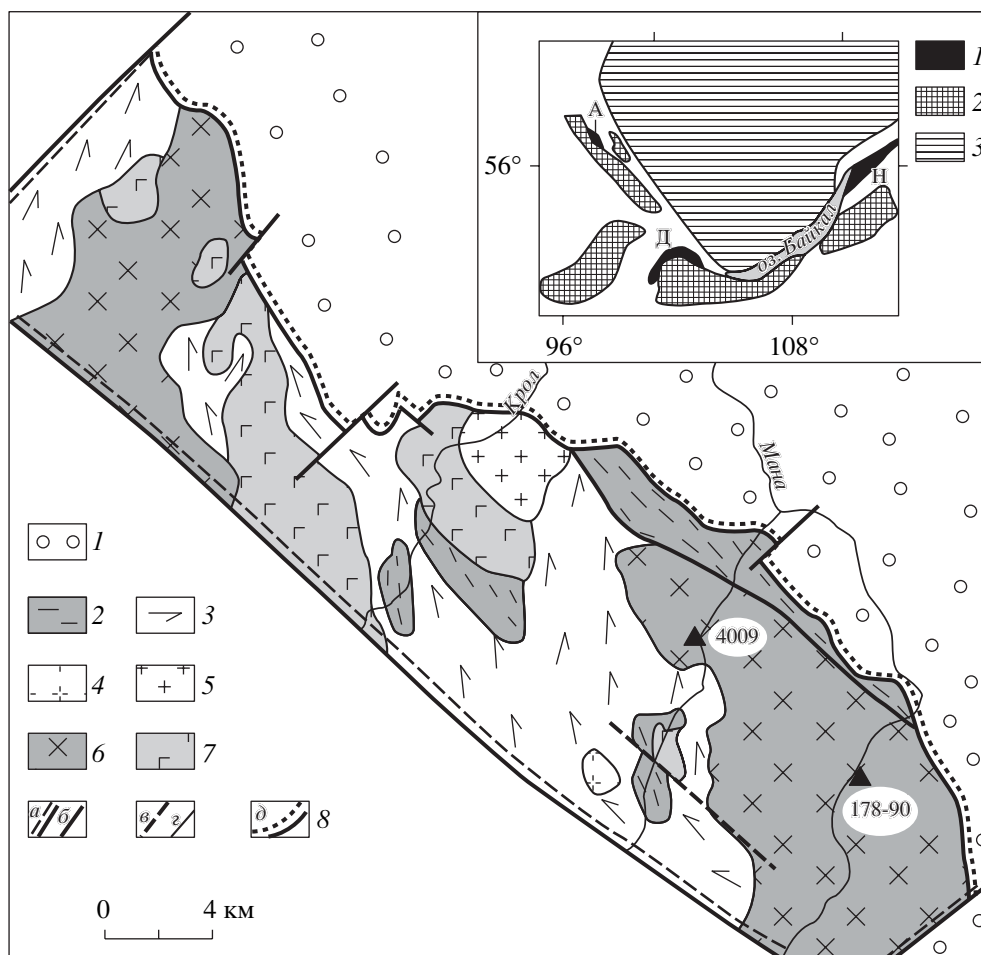


Рис. 1. Схема геологического строения Арзыбейского террейна. 1 – венд-кембрийские осадочные отложения (Манский прогиб); мезопротерозойский островодужный метаосадочно-вулканогенный комплекс. 2 – метаграувакковая толща (биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы); 3 – метадацит-андезит-базальтовая толща (амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты); 4 – раннепалеозойские граниты; 5 – венд-кембрийские граниты Широкологского массива; 6 – тоналиты и трондjemиты Большеарзыбейского и Кувайского массивов; 7 – габброиды; 8 – геологические границы: а – региональные зоны разломов, б – установленные и в – предполагаемые тектонические, г – стратиграфические и интрузивные согласные, д – стратиграфические несогласные. Треугольниками показаны места отбора проб для геохронологических исследований.

На врезке показаны основные тектонические единицы Сибирской окраины Палеоазиатского океана для неопротерозойского (1000–650 млн. лет) времени по [4] с упрощением. 1 – мезопротерозойский островодужный: А – Арзыбейский и неопротерозойские офиолитовые комплексы; Д – Дунжугурский, Н – Ньюрундуканский; 2 – микроконтиненты; 3 – Сибирский кратон.

совместно с вмещающими толщами, тогда как граниты Широкологского массива не подвержены деформациям и метаморфизму и являются посттектоническими.

Состав представительных проб главных типов метаспороид и плагиогранитоидов приведен в табл. 1. На основании реконструкции протолитов установлено, что стратифицированный комплекс представлен сменяющимися друг друга в разрезе толеитовыми базальтами, известково-щелочными метавулканидами лейкобазальт-андезитобазальтового, андезитового и дацит-риодацитового составов и граувакками. Общая последовательность вулканизма со сменной толеитовых базальтов известково-щелочными

вулканидами базальт-андезитобазальтового и андезит-дацит-риодацитового составов и геохимические особенности пород являются типичными для современных субдукционных обстановок. Для метабазальтоидов характерны повышенное содержание Sr, Rb и Ba и, напротив, пониженное – Cr и Ni, низкие концентрации Zr и Ti в сравнении с NMORB и отчетливо проявленное обеднение высокорядными элементами Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ. Резкая обедненность некогерентными редкими элементами (Th, Rb, Hf, легкие РЗЭ) кислых метавулканидов и метаграувакк указывает на принадлежность их к комплексам океанических островных дуг.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах пород Арзыбейского блока

Компонент	I			II				III		IV		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	225–90	101–90	89–90	4–92	87–90	17–92	12–92	25–92	230–90	178–90	65–97	168–89
SiO ₂	49.9	46.68	51.01	61.81	62.52	65.92	69.5	63.71	64.21	66.2	67.15	70.45
TiO ₂	1.15	1.17	0.73	0.72	0.86	0.7	0.45	0.31	0.46	0.31	0.43	0.38
Al ₂ O ₃	14.45	17.7	17.45	14.73	15.3	12.93	14.86	12.71	14.23	17.65	14.61	13.85
Fe ₂ O ₃ *	13.81	10.72	11.41	7.89	7.6	8.22	4.24	7.23	7.73	3.02	4.57	3.64
MnO	0.08	0.18	0.19	0.17	0.2	0.12	0.13	0.14	0.17	0.08	0.09	0.08
MgO	6.05	6.91	4.82	3.94	2.89	3.57	1.45	4.74	4.43	1.08	1.94	0.81
CaO	9.58	10.34	8.87	5.55	4.59	3.28	2.3	5.31	5.06	4.03	4.07	1.72
Na ₂ O	2.69	2.53	2.56	3.57	3.07	2.66	3.91	2.18	2.89	4.79	4.34	4.33
K ₂ O	0.66	1.06	1.33	1.09	1.9	0.99	2.07	1.14	1.08	1.03	1.91	4.09
P ₂ O ₅	0.12	0.32	0.34	0.17	0.22	0.16	0.1	0.15	0.14	0.2	0.125	0.13
П.п.п.	2.12	2.88	2.02	0.56	1.2	0.94	1.1	1.8	0.6	1.17	0.61	1.06
Th	0.3	0.4	1.6	0.4	2.5	1.8	8.4	1.4	2.4	0.3	1.4	9.8
Rb	10	20	25	25	41	34	53	22	20	18	18	97
Ba	304	430	250	660	547	330	650	400	748	667	706	308
Sr	374	588	623	364	247	306	318	576	680	1100	505	172
Cr	170	214	110	117	82	83	35	120	75	22	22	20
Ni	34	38	31	40	7	35	20	10	36	7	–	5
Co	50	25	33	40	17	20	8	22	22	5	10.6	4
V	400	187	250	160	113	160	20	150	162	30	–	25
La	4.3	11.4	8	8.5	15.3	10	29	8.6	9.2	7.6	9.0	20
Ce	10.2	26	17	22	30	22	52	16.3	18	14	18	45
Nd	–	17	10	15	17	16	25	8.7	9.7	6.6	10	19
Sm	2.6	1.7	2.7	4.2	4.1	3.1	5.8	2.18	2.4	1.4	2.6	3.8
Eu	1.05	1.65	0.94	1.45	1.2	1	1.16	0.59	0.72	0.56	0.77	1.0
Gd	3.6	4.7	3.1	–	4	–	5.8	2.2	2.6	1.12	2.4	4.4
Tb	0.65	0.7	0.52	0.6	0.83	0.6	1	0.36	0.43	0.12	0.38	0.68
Yb	2.3	2.1	1.6	2.5	3.7	1.85	3.3	0.95	1.1	0.35	1.5	3.0
Lu	0.34	0.32	0.23	0.36	0.54	0.24	0.48	0.14	0.16	0.05	0.21	0.5
Zr	85	53	49	38	–	–	–	–	–	52	–	194
Hf	1.9	2.3	1	1.8	4	2	5.3	1.8	1.2	1.3	4.0	6.0
Ta	0.1	0.1	0.3	0.2	0.47	0.23	0.5	0.2	0.2	0.07	0.28	0.56
Nb	–	–	1.8	5.6	–	–	–	–	–	–	–	9.4
Y	23	13.7	15.2	15.3	–	–	–	–	–	4	–	33
(La/Yb) _n	1.3	3.5	3.4	2.3	2.8	3.6	5.9	6.1	5.6	14.6	4.0	3.2

Примечание. Fe₂O₃* – общее железо. Прочерк – нет данных. I – амфиболиты (метабазальты); II – плагиогнейсы: 4–5 – амфиболовые (метаандезиты), 6–7 – биотитовые (метадациты и риодациты); III – парагнейсы биотит-амфиболовые (метатагравакки); IV – гранитоиды: 10–11 – тоналиты Большеарзыбейского массива, 12 – гранит Широкологского массива).

* Здесь и далее по горизонтали – номер пробы.

Таблица 2. Sm–Nd-изотопный состав гранитоидов Арзыбейского блока

Номер пробы	Порода, минерал	Nd, г/г	Sm, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T(\text{DM})$, млн. лет	$\epsilon\text{Nd}(T)$
178-90	Тоналит	7.92	1.46	0.11144	0.512419 ± 8	1091	+6.8
	Плагиоклаз	1.33	0.221	0.10059	0.512380 ± 20		
	Роговая обманка	422	38.9	0.05579	0.512042 ± 7		
	Апатит	138	33	0.144455	0.512633 ± 6		
65-97	Тоналит	8.57	1.84	0.12970	0.512530 ± 8	1127	+6.7
168-89	Гранит	20.4	4.45	0.13215	0.512630 ± 7	974	+5.5*

Примечание. Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” в статическом режиме измерений. Точность определения изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.1\%$, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ указана в таблице. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla по результатам 36 измерений составляет 0.51183 ± 12 (2 σ). При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T(\text{DM})$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) по [7] и деплетированной мантии (DM) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$) по [8].

* Расчет ϵNd сделан для $T = 640$ млн. лет.

Изотопное исследование выполнено для плагиогранитов Большеарзыбейского и микроклиновых гранитов Широкологского массивов, состав которых приведен в табл. 1. Амфиболовый тоналит Большеарзыбейского массива датирован Sm–Nd-методом (табл. 2, рис. 2а). Для построения изохроны использованы амфибол, плагиоклаз, апатит и вал. Изохрона, построенная по всем точкам, дает значение возраста тоналитов с существенной ошибкой 1013 ± 112 млн. лет. Исключение из расчета точки серицитизированного плагиоклаза значительно улучшает параметры изохроны: 1017 ± 47 млн. лет; СКВО = 1.1; $\epsilon\text{Nd} = +6.8 \pm 0.4$. Полученное значение может быть принято в качестве оценки возраста тоналитов Большеарзыбейского массива.

Исследование U–Pb-методом цирконов из трондjemита Большеарзыбейского массива показало нарушение изотопной системы (табл. 3, рис. 2б). Циркон из более крупных фракций представлен прозрачными до полупрозрачными светло-

коричневыми кристаллами призматической и копьевидной формы с удлинением $K_{\text{удл}} = 1.5\text{--}2$. Грани призмы неровные, ребра сглажены. Циркон из мелких фракций прозрачен и хорошо огранен. На диаграмме с конкордией точки располагаются линейно, вблизи нижнего пересечения дискордии с конкордией, отвечающего возрасту 800 ± 6 млн. лет, точки циркона из мелких фракций субконкордантны. Если нижнее пересечение дискордии рассматривать как время кристаллизации циркона, тогда наличие примеси “древнего” свинца в двух более крупных фракциях интерпретируется как унаследованное от корового источника. Этому противоречат резкая обедненность тоналитов и трондjemитов Большеарзыбейского массива некогерентными элементами, указывающая на образование расплава из метабазитового субстрата, что подтверждается и результатами петролого-геохимического анализа [12]. В альтернативном варианте субконкордантное положение двух точек вблизи значения ~ 800 млн. лет можно

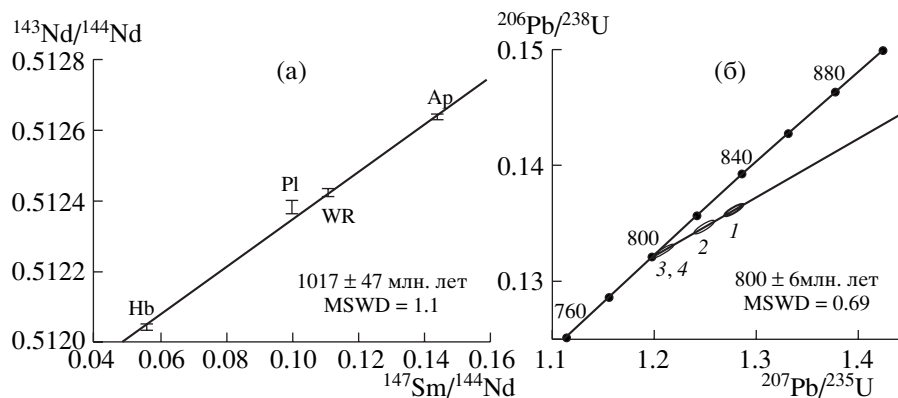


Рис. 2. а – Sm–Nd-изотопная диаграмма для тоналита (обр.178-90). WR – вал, Pl – плагиоклаз, Hb – роговая обманка, Ap – апатит; б – диаграмма с конкордией для цирконов из трондjemита (обр. 4009). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

Таблица 3. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из трондьемита Большеарзыбейского массива (проба 4009)

№ п.п.	Размер фракции (мкм)	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Возраст, млн. лет по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	+125	3.0	88.18	12.19	2400	13.0505	8.9023	0.1363	1.2805	872.7 ± 6
2	-125 + 100	3.0	107.02	14.52	4000	14.0786	9.4242	0.1348	1.2551	853.3 ± 4.2
3	-100 + 90	3.5	132.94	17.92	2400	13.8908	9.2098	0.1329	1.2106	808.3 ± 6.3
4	-90	0.8	192.36	25.93	1800	13.5190	7.7214	0.1323	1.205	808.0 ± 8.1

Примечание. Изотопный анализ выполнен на твердофазном масс-спектрометре TSN 206 А. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb проведено по методике [9]. Точность определения U/Pb-отношений составляет 0.5%. Холостое загрязнение составило 0.1 нг Pb. Обработка экспериментальных данных проведена по программе [10]. Поправки на обыкновенный свинец введены в соответствии с модельными величинами [11].

трактовать как время закрытия изотопной системы, соответствующее проявлению интенсивных деформаций плагиигранитоидов, с которыми и была связана потеря радиогенного свинца. Эта интерпретация подтверждается интенсивным разгнейсованием плагиигранитоидов и морфологическими особенностями более крупных цирконов, несущих черты частичного растворения, тогда как мелкие цирконы, вероятно, являются новообразованными.

Более позднее интенсивное метаморфическое (термальное) преобразование пород Арзыбейского блока произошло на рубеже 640–660 млн. лет, что установлено Ar–Ar-датированием амфибола из амфиболита и биотит-амфиболового плагиигнейса (рис. 3). Исходя из посттектонической природы гранитов Широкологского массива, этот временной рубеж определяет нижнюю возрастную границу их образования, что согласуется с оценкой их возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -отношению в цирконе, составляющей 560 ± 20 млн. лет.

Тоналиты Большеарзыбейского массива характеризуются высокими положительными значения-

ми $\epsilon\text{Nd} = +6.8 \dots +6.7$ и $T(\text{DM}) = 1127\text{--}1090$ млн. лет (табл. 2), что свидетельствует о формировании расплавов из мезопротерозойского ювенильного источника без контаминации веществом более древней континентальной коры. Для гранитов Широкологской интрузии ϵNd составляет +5.5, а модельный возраст несколько меньше $T(\text{DM}) = 974$ млн. лет, что может быть объяснено добавкой более молодого ювенильного материала в область магмообразования.

Полученные результаты допускают следующую интерпретацию последовательности событий для Арзыбейского террейна. Исходя из оценочного модельного возраста тоналитов, островодужный вулканизм начался менее 1100 млн. лет назад и завершился интрузией плагиигранитоидов на рубеже ~1020 млн. лет. Следовательно, формирование коры Арзыбейского террейна происходило в гренвильскую, мезопротерозойскую эпоху. Деформации и метаморфизм субдукционного комплекса имели место в неопротерозое. Ранний этап деформаций островодужного комплекса, так же как и в Тувино-Монгольском массиве [13] и Байкало-Муйском поясе [14], произошел на рубеже ~800 млн. лет. Более поздний метаморфизм супракрустальных толщ и последующее внедрение гранитов Широкологского массива по времени соответствуют вендским коллизионным процессам (660–620 млн. лет), широко проявленным в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса [3], и, очевидно, связаны с причленением арзыбейской островной дуги к континентальной окраине.

По результатам Nd-изотопной систематики к мезопротерозойской изотопной провинции в структурах ЦАСП относится кора микроконтинентов, сложенных в различной степени метаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями пассивной континентальной окраины [2]. Предполагается, что эта кора принадлежала шельфу среднерифейского суперконтинента Родиния, а

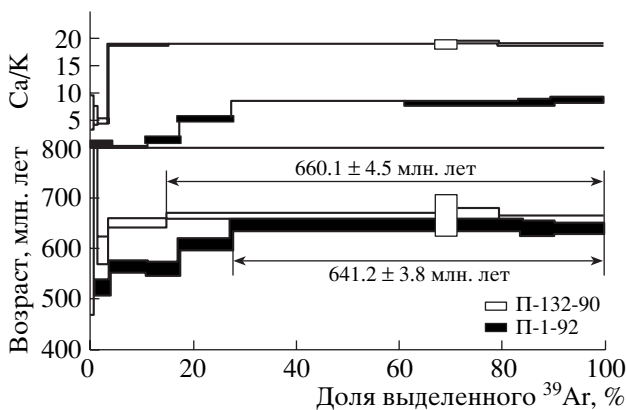


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастной и Ca/K-спектры для роговой обманки из амфиболита (П-132-90) и биотит-амфиболового плагиигнейса (П-1-92).

источником сноса терригенного материала служили преимущественно мезопротерозойские субдукционные комплексы с незначительной добавкой раннедокембрийской континентальной коры. По мнению авторов цитируемой работы, развитие коры происходило в пассивном режиме и не сопровождалось масштабными процессами гранитообразования до каледонского времени. В этом контексте Арзыбейский террейн представляет собой фрагмент гренвильской ювенильной коры. Комплексы, подобные по вещественному составу арзыбейским, судя по петролого-геохимическим особенностям гранитоидов [15], прорывающих метакarbonатно-терригенную толщу Дербинского микроконтинента, могут слагать его основание.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-65160, 02-05-64455).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M.* // Intern. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 335–360.
2. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
3. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.* // Gondwana Res. 2003. V. 6. P. 143–159.
4. *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al.* // Precamb. Res. 2003. V. 122. P. 329–358.
5. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В. и др.* // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1058–1078.
6. *Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. и др.* // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1790–1797.
7. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
8. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
9. *Krogh T.E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 73. P. 485–494.
10. *Ludwig K.R.* // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. № 88–577. 1991. 64 p.
11. *Stacey J.S., Kramers J.D.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
12. *Туркина О.М.* // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 418–431.
13. *Кузьмичев А.Б.* // Геотектоника. 2001. № 3. С. 44–59.
14. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
15. *Туркина О.М.* // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1192–1201.