

УДК 550.93:552.321.1:550.4(571.51)

О ПРОЯВЛЕНИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

© 2004 г. А. Е. Верниковская, член-корреспондент РАН В. А. Верниковский, В. М. Даценко,
Е. Б. Сальникова, А. М. Яснев, В. П. Ковач, А. Б. Котов, А. В. Травин

Поступило 23.03.2004 г.

Ангаро-Канский террейн Южно-Енисейского кряжа является одним из наиболее древних фрагментов структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы. Он сложен преимущественно раннедокембрийскими магматическими и метаморфическими породами, что доказано результатами U–Pb-изотопных исследований цирконов из гранулитов канской серии и гранитов Таракского массива [1–3]. Вместе с тем на основании проведенных в последние годы работ в западной части Южно-Енисейского кряжа в составе Предивинского островодужного террейна были выявлены предвендско-вендские метавулканиды и плагиограниты [4, 5]. Эти результаты позволили во многом пересмотреть геологическую историю Южно-Енисейского кряжа и начать более детальные геохронологические и изотопно-геохимические исследования других магматических комплексов этого региона, рассматриваемых в качестве ранне- или позднедокембрийских. В настоящем сообщении приведены U–Pb- и Ar–Ar-геохронологические данные, полученные для гранитоидов Посольненского и Нижнеканского массивов (рис. 1), расположенных в центральной и юго-западных частях Ангаро-Канского блока и прорывающие метаморфические породы енисейской и канской серий [6, 8, 9].

В составе Посольненского и Нижнеканского массивов присутствуют две ассоциации пород: диориты–тоналиты–гранодиориты–низкощелочные граниты и сиениты–субщелочные граниты–субщелочные лейкограниты. Первая из них содержит как амфибол (от 25–30% в диоритах до <1% в гранодиоритах), так и биотит (1–8%), а во второй амфибол отсутствует и преобладают породы с неболь-

шим содержанием биотита (~1%). Рассматриваемые гранитоиды соответствуют по составу известково-щелочной и щелочно-известковой интрузивным сериям [10] и отвечают соответственно гранитам I- и A-типов (табл. 1).

Пробы для геохронологических исследований отобраны из центральной и западной частей Посольненского массива – в карьере у слияния рек Посольной и Средней Горевой и в среднем течении р. Посольной, а также из центральной и южной частей Нижнеканского массива, в междуречье Большого и Малого Итата (скважина 1К-700, КНИИГиМС, Красноярск) и в карьере вблизи п. Громадский.

Изотопный анализ U, Pb, Sm и Nd выполнен авторами на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН по методикам, описанным ранее [11, 12]. Ar–Ar-изотопный анализ биотитов из тех же проб выполнен на масс-спектрометре “Micromass noble gas 5400” в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН.

В результате проведенных исследований получены U–Pb-геохронологические данные для гранодиорита Нижнеканского массива (проба 1К-650) и субщелочного гранита Посольненского массива (проба 617-1). Цирконы из пробы 1К-650 представлены полупрозрачными, реже прозрачными идиоморфными и субидиоморфными трициноватыми кристаллами розового цвета призматического облика гиацинтового габитуса. Основными элементами огранки у них являются грани призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {211}. Для внутреннего строения циркона характерна тонкая магматическая зональность и присутствие газовой-жидких и минеральных включений. Размер зерен циркона варьирует от 40 до 300 мкм; $K_{удл} = 2.0–3.0$. U–Pb-изотопные исследования проведены для четырех навесок наиболее прозрачных кристаллов циркона из размерных фракций –80 + 60 мкм, –150 + 100 мкм, –100 + 80 мкм (табл. 2). При этом циркон из двух навесок был предварительно подвергнут аэроабразивной обработке. Как видно из рис. 2а, циркон из крупных размерных фракций (№ 2–4, табл. 2) конкордан-

*Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Красноярский научно-исследовательский институт
геологии и минерального сырья, Красноярск
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

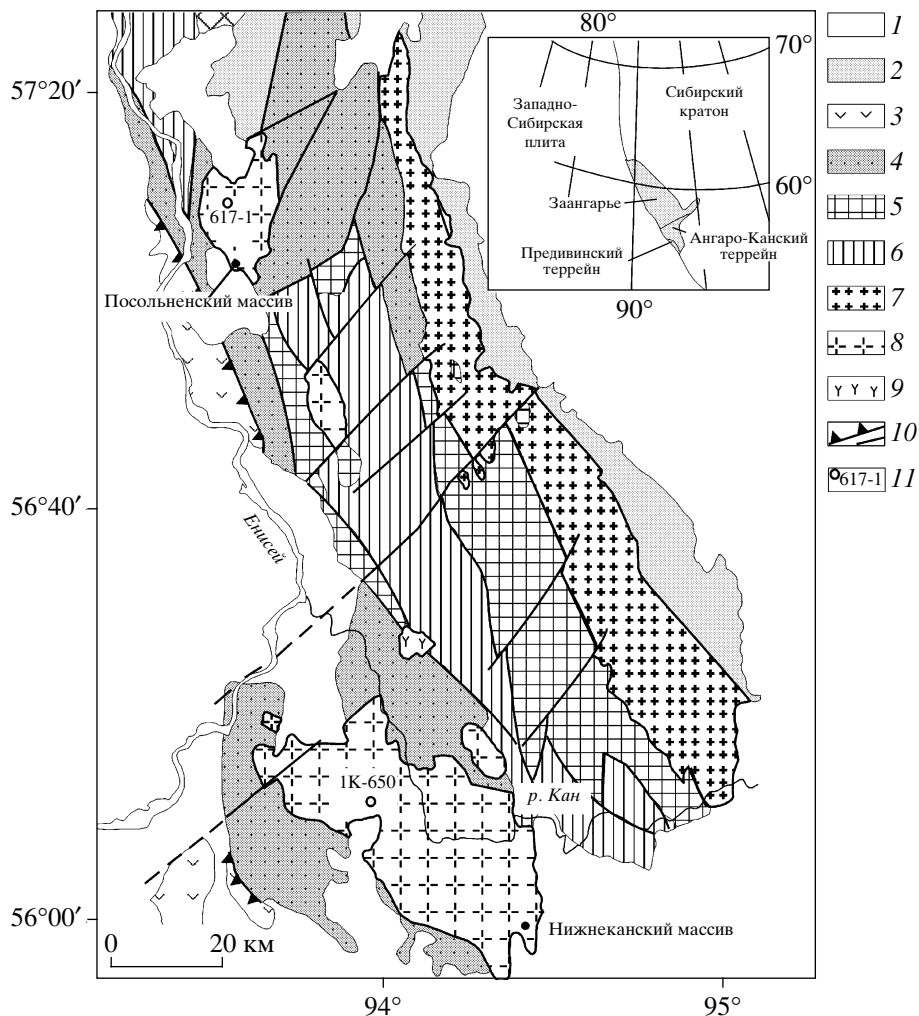


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южно-Енисейского края. Составлена с использованием материалов [6, 7]. 1, 2 – фанерозойские (1) и неопротерозойские (2) отложения; 3 – офиолитовые и островодужные комплексы Предивинского террейна (NP₃); 4 – енисейский амфиболит-гнейсовый комплекс (PP); 5 – атамановский гранулит-гнейсовый комплекс (PP); 6 – кузеевский гранулит-метабазит-гнейсовый комплекс (PP); 7 – граниты Таракского массива (PP); 8 – нижнеканские и посольненские граниты (PZ₁); 9 – сиениты и субщелочные граниты порожненского комплекса (D[?]); 10 – надвиги и разломы; 11 – места отбора проб для геохронологических исследований.

тен или практически конкордантен. Среднее значение возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ этих фракций циркона составляет 455 ± 5 млн. лет (СКВО = 0.33). Возраст конкордантного циркона (№ 4, табл. 2) соответствует 450 ± 2 млн. лет, СКВО = 0.9, вероятность 0.34. Циркон из мелкой фракции $-80 + 60$ мкм характеризуется несколько более древним возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 471 ± 3 млн. лет, что указывает на присутствие более древнего компонента радиогенного свинца, присутствующего в этом цирконе. Морфологические характеристики циркона из пробы 1К-650 указывают на его магматическое происхождение; следовательно, значение возраста 455 ± 5 млн. лет может быть принято в качестве оценки времени формирования Нижнеканского массива.

Циркон в пробе 617-1 представлен субидiomорфными, идиоморфными полупрозрачными кристаллами желтоватого цвета призматической формы цирконового габитуса. Кристаллы ограничены призмой {100}, {110} и дипирамидой {101}. Для внутреннего строения циркона характерно наличие “тонкой” магматической зональности и полупрозрачных трещиноватых тонкозональных ядер с растворенными краями, наблюдаемых в большинстве кристаллов. Размер зерен циркона изменяется от 40 до 150 мкм; $K_{\text{удл}} = 1.5-3.0$. Для проведения U–Pb-геохронологических исследований были использованы наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы циркона из размерных фракций $-100 + 85$ мкм, $-85 + 60$ мкм и >100 мкм, причем циркон из трех навесок был подвергнут

Таблица 1. Химический состав представительных проб гранитоидов Нижнеканского и Посольненского массивов (оксиды – мас.%, элементы – г/т)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1К-631.9	1К-650	1К-486	А03-19-8	А03-19-12	А03-19-7	617-4	А03-3	617-5	617-1	А03-12-1
SiO ₂	62.69	65.86	70.55	62.68	72.74	75.87	66.91	75.80	56.57	72.16	73.46
TiO ₂	0.57	0.49	0.35	0.47	0.23	0.14	0.44	0.15	1.17	0.21	0.16
Al ₂ O ₃	18.83	16.99	16.48	19.32	14.43	12.78	17.60	14.09	17.75	14.41	14.08
Fe ₂ O ₃	4.27	4.62	2.13	3.24	1.64	0.86	2.86	0.83	7.15	1.70	1.63
MnO	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.05	0.27	0.16	0.03	0.13
MgO	1.78	1.29	1.31	0.78	0.18	0.00	0.72	0.13	2.10	0.38	0.15
CaO	4.64	3.74	1.81	2.19	0.90	0.50	3.12	1.64	3.04	0.93	1.02
Na ₂ O	4.28	3.91	3.21	6.03	4.75	4.01	6.34	5.88	5.11	3.45	4.13
K ₂ O	2.04	1.87	2.70	4.79	4.82	5.62	1.66	0.90	5.32	5.81	4.88
P ₂ O ₅	0.20	0.16	<0.03	0.15	0.06	0.04	0.14	0.00	0.92	0.04	0.09
П.п.п.	0.57	0.94	0.62	0.22	0.12	0.08	0.44	0.31	0.44	0.28	0.28
Сумма	100.00	99.99	99.55	100.00	100.00	100.00	100.29	100.00	100.00	99.48	100.01
Li	25.81	20.20	18.60	13.90	10.33	10.51	17.40	4.27	50.20	9.38	17.09
Be	1.70	1.92	2.70	1.25	0.93	1.05	–	2.47	–	–	6.91
Sc	5.70	4.08	5.32	4.27	3.22	2.45	4.13	0.76	6.68	1.49	2.46
Ti	2911	2176	1847	2056	1081	629	–	638	–	–	721
V	64.15	17.10	10.69	25.64	9.00	2.64	24.50	6.22	61.10	6.75	8.03
Cr	14.32	63.70	18.20	13.28	11.72	6.33	23.40	5.36	17.10	22.20	10.76
Co	9.00	13.13	3.11	3.29	1.09	0.24	5.05	2.37	11.10	1.91	1.83
Ni	5.13	63.50	11.80	10.80	14.87	1.96	6.59	5.73	9.65	8.68	3.90
Cu	7.59	63.50	11.90	6.93	5.43	5.36	3.84	3.82	3.42	1.65	1.21
Zn	71.78	274.20	50.90	43.19	33.11	16.99	22.60	4.21	60.60	10.40	10.59
Ga	19.54	19.60	21.90	15.34	13.48	13.83	25.70	15.14	22.30	19.10	19.48
Rb	47.59	60.00	76.80	49.97	51.38	95.17	48.10	24.21	270.00	184.00	302.49
Sr	990	862	508	545	178	10	518	765	941	258	192
Y	6.04	4.03	21.40	7.70	5.79	15.13	16.00	1.79	26.10	8.36	6.60
Zr	63	55	114	91	85	120	296	104	387	176	102
Nb	5.44	4.93	20.60	5.45	4.07	8.62	75.10	8.93	111.00	63.60	59.91
Cs	1.14	1.26	0.74	0.65	0.32	0.63	0.55	0.26	3.95	0.58	1.35
Ba	634	803	2320	7583	1180	124	275	423	1590	769	523
La	23.52	23.60	72.10	187.68	50.22	22.07	120.00	16.53	122.00	39.60	39.93
Ce	39.34	43.00	125.00	159.99	93.83	61.53	126.00	50.89	161.00	67.40	69.08
Pr	4.45	4.19	13.41	17.13	9.66	5.27	18.6	2.88	26.9	7.13	6.36
Nd	13.85	13.90	39.30	57.17	30.50	16.68	53.80	8.25	94.40	21.10	17.99
Sm	2.66	1.67	5.68	5.88	3.50	3.29	7.12	1.13	11.50	2.85	2.34
Eu	1.15	0.96	1.34	2.11	1.23	0.53	1.16	0.32	3.04	0.78	0.51
Gd	2.24	1.37	5.33	3.98	2.31	2.57	6.02	0.89	10.5	2.56	1.87
Tb	0.23	0.18	0.73	0.41	0.25	0.44	0.64	0.09	1.12	0.30	0.24
Dy	1.11	0.69	3.76	1.56	1.03	2.51	2.92	0.35	5.32	1.46	1.16
Ho	0.22	0.17	0.80	0.32	0.21	0.59	0.54	0.07	1.03	0.33	0.22
Er	0.64	0.46	1.90	0.82	0.67	1.68	1.51	0.22	2.73	0.92	0.65
Tm	0.09	0.06	0.28	0.11	0.09	0.26	0.26	0.03	0.42	0.16	0.11
Yb	0.52	0.44	1.69	0.86	0.78	1.75	1.56	0.22	2.71	0.97	0.65
Lu	0.13	0.06	0.18	0.16	0.13	0.26	0.26	0.03	0.45	0.15	0.11
Hf	1.64	1.37	3.26	2.50	2.03	3.65	7.77	2.81	8.47	4.36	3.63
Ta	0.21	0.19	1.16	0.33	0.23	0.45	3.92	0.40	5.45	4.33	4.15
Pb	9.75	29.70	21.40	17.56	18.04	23.06	11.00	11.89	16.00	9.72	31.50
Th	4.19	5.10	20.30	9.36	7.37	11.87	35.80	12.76	21.90	34.20	24.81
U	1.16	1.11	5.20	0.60	0.79	1.65	0.75	0.74	1.38	0.64	10.80

Примечание. Анализы на петрогенные компоненты выполнены рентгенофлуоресцентным методом в ОИГТМ СО РАН (Новосибирск), на редкие и редкоземельные элементы – методом ICP-MS на спектрометре VG-Element PQ2 (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). 1–6 – Нижнеканский массив: 1 – кварцевый диорит, 2 – гранодиорит, 3 – низкощелочной гранит, 4 – сиенит, 5 – субщелочной гранит, 6 – субщелочной лейкогранит; 7–11 – Посольненский массив: 7 – тоналит, 8 – низкощелочной гранит, 9 – сиенит, 10 – субщелочной гранит, 11 – субщелочной лейкогранит. Прочерк – нет анализа.

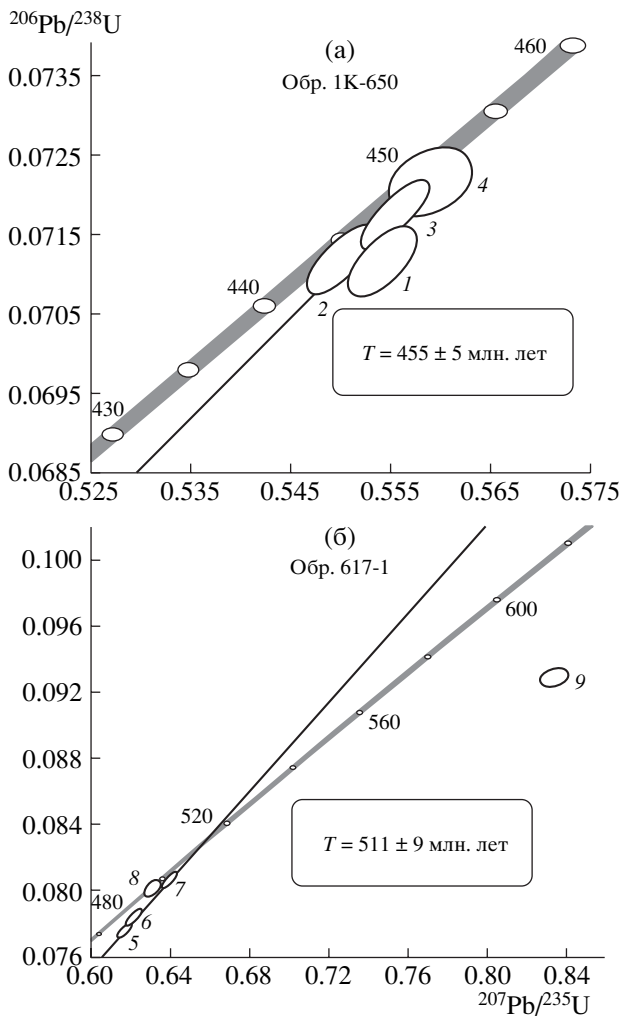


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранодиорита Нижнеканского массива (а) и субщелочного гранита Посольненского массива (б). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

танного циркона и циркона, в ходе аэробразии которого удалено около 50% вещества, образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 511 ± 9 млн. лет, а нижнее близко к нулю (162 ± 290 млн. лет), СКВО = 0.97. Следует отметить, что циркон после аэробразивной обработки, в процессе которой удалено 60% его вещества, практически конкордантен (№ 8, табл. 2), а его возраст составляет 497 ± 2 млн. лет, СКВО = 0.15, вероятность 0.7. Значительно более древним возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 780 \pm 15$ млн. лет) характеризуется остаток циркона после кислотной обработки, что обусловлено присутствием в исходной навеске большего числа зерен циркона, содержащих более древние унаследованные ядра. Морфологические особенности исследованного циркона из пробы 617-1 позволяют сделать вывод о его магматическом происхождении. Следовательно, значение возраста 511 ± 9 млн. лет, соответствующее верхнему пересечению дискордии с конкордией, может быть принято в качестве оценки возраста формирования субщелочных гранитов Посольненского массива.

Результаты U–Pb-геохронологических исследований циркона хорошо согласуются с Ag–Ag-данными. Для биотита, выделенного из обр. 617-1, получен возрастной спектр с согласующимися в пределах ошибки значениями возраста (рис. 3). Среднее взвешенное значение по всем ступеням составило 485.6 ± 4.6 млн. лет. В спектре биотита из обр. 1K-650 выделяется четкое плато с возрастом 445.7 ± 3.4 млн. лет (рис. 3). Эти возрастные Ag–Ag-оценки на 10–25 млн. лет моложе, чем соответствующие U–Pb-датировки, что объясняется значительно более низкой температурой закрытия K–Ag-системы при остывании и выводе этих плутонов к поверхности.

предварительной аэробразивной (№ 7, 8, табл. 2) и кислотной обработке (№ 9, табл. 2). Как видно из рис. 2б, точки изотопного состава необрабо-

Гранитоиды Нижнеканского и Посольненского массивов формировались преимущественно из континентальных коровых магматических источников, имеющих соответственно мезопротеро-

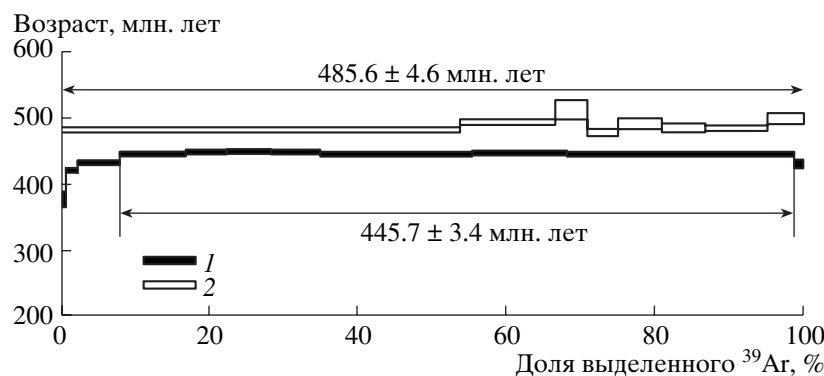


Рис. 3. Ag/Ag-возрастные спектры для биотитов из: 1 – гранодиорита Нижнеканского массива (обр. 1K-650) и 2 – субщелочного гранита Посольненского массива (обр. 617-1).

Таблица 2. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из гранитоидов Нижнеканского и Посольненского массивов Южно-Енисейского края

№ п.п.	Размер фракции, мкм, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет			
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Образец 1К-650													
1	-80 + 60	0.28	30.1	356	2010	0.05646 ± 9	0.3119 ± 1	0.5541 ± 11	0.0712 ± 1	0.63	448 ± 1	443 ± 1	471 ± 3
2	-150 + 100	0.91	17.5	205	2052	0.05600 ± 7	0.3196 ± 1	0.5499 ± 11	0.0712 ± 1	0.72	445 ± 1	443 ± 1	452 ± 3
3	-100 + 80, A 20%	0.76	17.6	207	2121	0.05609 ± 5	0.3015 ± 1	0.5554 ± 11	0.0718 ± 1	0.80	449 ± 1	447 ± 1	456 ± 2
4	-150 + 100, A 40%	0.20	11.9	126	402	0.05612 ± 32	0.3477 ± 1	0.5589 ± 33	0.0722 ± 1	0.31	451 ± 3	450 ± 1	457 ± 13
Образец 617-1													
5	-85 + 60	1.12	107	1368	3938	0.05778 ± 4	0.1108 ± 1	0.6173 ± 9	0.0775 ± 1	0.83	488 ± 1	481 ± 1	521 ± 1
6	-100 + 85	0.59	125	1586	5432	0.05762 ± 4	0.1088 ± 1	0.6218 ± 12	0.0783 ± 1	0.78	491 ± 1	486 ± 1	515 ± 2
7	-100 + 85, A 50%	0.48	95.0	1153	5997	0.05762 ± 4	0.1336 ± 1	0.6397 ± 10	0.0805 ± 1	0.82	502 ± 1	499 ± 1	515 ± 1
8	-100 + 85, A 60%	0.50	42.0	500	2668	0.05719 ± 11	0.1588 ± 1	0.6310 ± 15	0.0800 ± 1	0.51	497 ± 1	496 ± 1	499 ± 4
9	>100, НРФ	—*	U/Pb =	7.5	227	0.06517 ± 48	0.3717 ± 1	0.8343 ± 58	0.0929 ± 2	0.29	616 ± 4	572 ± 1	780 ± 15

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 50% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; НРФ – нерастворенный в ходе кислотной обработки остаток циркона; * навеска циркона не определялась. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

зойский ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.5$ млрд. лет) и палеопротерозойский ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.8$ млрд. лет) модельный возраст. В гранодиорите Нижнеканского массива значение $\epsilon_{Nd(455)} = -1.9$, тогда как в субщелочном граните Посольненского величина $\epsilon_{Nd(510)}$ опускается до -6.0 .

Таким образом, формирование гранитоидов Посольненского и Нижнеканского массивов произошло в позднем кембрии–среднем ордовике – от 510 до 455 млн. лет назад. Эти данные позволяют рассматривать их становление как отражение раннекаледонских коллизионно-аккреционных событий, широко проявленных в Центрально-Азиатском складчатом поясе [13–15], но не известных ранее на Енисейском кряже.

Авторы благодарны Ю.В. Плоткиной, А.М. Федосеенко и С.З. Яковлевой за помощь в выполнении аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00–15–98562, 00–05–72011, 01–05–64732, 03–05–65090) и Совета по грантам президента Российской Федерации (НШ-1247.2003.5) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П. Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 14–30.
2. Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
3. Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 9. С. 881–891.
4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 255–259.
5. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B. et al. // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.
6. Даценко В.М. Эталон Нижнеканского гранитоидного комплекса (Енисейский кряж). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. 122 с.
7. Попов Н.В. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1028–1041.
8. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Томск: ЗСГУ, 1941. 250 с.
9. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
10. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. // J. Petrol. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
11. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
12. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 53–67.
13. Владимиров А.Г., Гибиер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
14. Кузьмичев А.Б. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 76–92.
15. Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al. // Precamb. Res. 2001. V. 110. P. 143–164.