

УДК 550.93:552.4(571.5)

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 2004 г. А. Б. Котов, И. В. Анисимова, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, В. П. Ковач, Е. Б. Сальникова, А. П. Смелов, В. И. Березкин, Н. Ю. Загорная

Поступило 08.06.2004 г.

Основные черты геологического строения западной части Алданского щита во многом определяются субмеридиональными и северо-восточными зонами разрывных нарушений, в пределах которых сосредоточены многочисленные тектонические фрагменты, сложенные относительно слабо метаморфизованными осадочными и вулканическими породами (сумганский комплекс) Саймаганского, Тарынахского, Токко-Ханинского, Итчилякского, Эвонокитского, Темулякитского, Тунгурчинского, Ялахского, Субганского, Булгуняхтахского и Балаганахского зеленокаменных поясов (рис. 1). В настоящее время большинство исследователей полагают, что их формирование связано с позднеархейским этапом геологического развития Алданского щита [1]. Однако на сегодняшний день геохронологические и изотопно-геохимические данные, позволяющие надежно оценить их возраст, получены только для Токко-Ханинского зеленокаменного пояса [2, 3]. Для того чтобы восполнить этот пробел, были выполнены Sm–Nd-изотопные исследования кластических метаосадочных и метавулканических пород зеленокаменных поясов западной части Алданского щита, результаты которых представлены в табл. 1. Вследствие относительного постоянства отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в кластических осадочных породах ($\approx 0.11 \pm 0.02$), значительного его отличия от мантийных источников, а также малой изменчивости в процессах выветривания, переноса, диagenеза и метаморфизма [4] данные об изотопном составе Nd кластических осадочных пород дают возможность определить средний модельный возраст источников их сноса [5] и, следовательно, оценить нижнюю возрастную границу накопления соответствующих супракрустальных толщ. Другим источником подобной информации являются результаты Sm–Nd-изотопных исследований ассо-

цирующих с метаосадочными породами метавулканических пород известково-щелочной и щелочной серий, позволяющие в первом приближении определить возраст отделения родоначальных для них расплавов от мантийного источника [4]. О верхней возрастной границе формирования осадочных и осадочно-вулканогенных толщ раннего докембрия можно судить, исходя из их соотношений с интрузивными магматическими комплексами и структурными элементами, возраст которых определен независимыми методами.

В результате синтеза Sm–Nd-изотопных данных (табл. 1), результатов выполненных ранее геохронологических исследований [2, 3, 6–8] и данных о возрасте главных картируемых структурных элементов [9] установлено, что слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов западной части Алданского щита принадлежат по крайней мере к четырем возрастным группам – 2.0–2.4, 2.5–2.6, 2.6–3.0 и 3.0–3.2 млрд. лет.

Первая возрастная группа (3.0–3.2 млрд. лет) включает осадочно-вулканогенные толщи Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского и Сырылырской группы тектонических фрагментов Темулякитского зеленокаменных поясов. Значения Nd-модельного возраста метаандезитов Олондинского фрагмента близки к 3.0 млрд. лет и совпадают с оценками возраста их кристаллизации (2960 ± 70 млн. лет [2]; 2998 ± 9 – 3006 ± 9 млн. лет [3]), а также с оценками возраста прорывающих их многофазных габбро-диорит-тоналитовых массивов (3018 ± 10 млн. лет [3]). Это свидетельствует о том, что осадочно-вулканогенные толщи Олондинского фрагмента имеют возраст около 3.0 млрд. лет, а их формирование, включая наложенные структурно-метаморфические преобразования, произошло в течение весьма короткого промежутка времени (не более 10 млн. лет).

Метаосадочные породы Сырылырской группы тектонических фрагментов характеризуются $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.2$ – 3.8 млрд. лет. Наиболее вероятными источниками сноса этих пород являются ортогнейсы олекминского комплекса с возрастом 3221 ± 3 млн. лет [3] и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.2$ – 3.5 млрд. лет [10].

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Якутск*

Таблица 1. Sm–Nd-изотопные данные для слабо метаморфизованных супракрустальных толщ зеленокаменных поясов западной части Алданского щита

№ п.п.	№ обр.	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет
Тарынахский ЗКП (Торгинская группа фрагментов)							
1	5056/1a	1.06	6.57	0.0977	0.510668 ± 12	–38.4	3241
2	5056/6	3.57	20.5	0.1051	0.510981 ± 5	–32.3	3028
3	5056/11	2.65	19.5	0.0823	0.510362 ± 8	–44.4	3214
4	5181/5	2.00	11.3	0.1070	0.510888 ± 9	–34.1	3212
Токко-Ханинский ЗКП (Олондинский фрагмент)							
5	85147	3.38	20.6	0.0994	0.510888 ± 15	–34.1	3000
6	86221/9	4.40	24.9	0.1070	0.511031 ± 20	–31.3	3010
Темулякитский ЗКП Тасмиелинский фрагмент							
7	Б-2552/2	4.53	23.6	0.1163	0.511128 ± 8	–29.5	3147
8	Б-2557/1	0.50	2.52	0.1190	0.511073 ± 13	–30.5	3323
9	Б-2557/5	5.92	34.0	0.1052	0.510858 ± 10	–34.7	3199
10	Б-2561/1	0.51	2.40	0.1286	0.511111 ± 10	–29.8	3626
11	Б-2567	4.17	20.4	0.1239	0.511182 ± 8	–28.4	3318
12	Б-2571/1	2.25	12.6	0.1087	0.511077 ± 11	–30.5	2994
13	Б-2616	2.81	14.5	0.1174	0.511254 ± 10	–27.0	2985
14	Б-2618	4.36	21.7	0.1211	0.511241 ± 14	–27.3	3126
15	Б-2721	4.71	23.6	0.1208	0.511365 ± 5	–24.8	2915
16	С-5115/2	3.00	13.8	0.1313	0.511449 ± 10	–23.2	3130
Сырылырская группа фрагментов							
17	Б-2356	2.48	13.6	0.1106	0.510950 ± 10	–32.9	3233
18	Б-2453/1	2.98	14.5	0.1241	0.511260 ± 11	–26.9	3196
19	Б-2565/1	9.72	42.6	0.1383	0.511244 ± 15	–27.2	3826
20	Б-2459/3	1.19	5.50	0.1308	0.511278 ± 18	–26.5	3421
Тунгурчинский ЗКП (Тунгурчаканский фрагмент)							
21	Б-2493/2	3.67	20.0	0.1108	0.511020 ± 12	–31.6	3136
22	Б-2511/9	3.15	16.9	0.1128	0.511279 ± 9	–26.5	2813
Субганский ЗКП							
23	Б-3048	7.97	42.5	0.1136	0.511161 ± 5	–28.8	3013
Булгуняхтахский ЗКП Немнейская группа фрагментов							
24	Б-3295/1	5.78	30.8	0.1133	0.511445 ± 8	–23.3	2578
25	Б-3295/3	4.51	24.2	0.1129	0.511091 ± 9	–30.2	3097
26	Б-3296	12.4	63.6	0.1177	0.511061 ± 6	–30.8	3298
27	4592-1	16.6	88.7	0.1128	0.511141 ± 9	–29.2	3019
28	4598	17.3	90.1	0.1163	0.511195 ± 6	–28.1	3043
29	4604	5.35	25.4	0.1272	0.511290 ± 11	–26.3	3259
Барылах-Олонгринский фрагмент							
30	Б-3290	5.92	32.1	0.1118	0.511078 ± 7	–30.4	3082
31	Д-16/5	6.07	31.8	0.1159	0.511147 ± 8	–29.1	3103
32	4571-1	5.76	29.3	0.1186	0.511164 ± 7	–28.8	3165
33	4571-2	4.35	23.5	0.1117	0.511044 ± 5	–31.1	3129

Таблица 1. Окончание

№ п.п.	№ обр.	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет
Подгорный фрагмент							
34	P-08/3	9.21	45.3	0.1229	0.511180 ± 9	-28.4	3285
Балаганахский ЗКП							
Балаганахский фрагмент							
35	Б-3253/6	5.75	30.7	0.1137	0.511595 ± 8	-20.3	2364
36	Б-3253/7	4.60	24.6	0.1128	0.511107 ± 9	-29.9	3070
37	К-613-5	5.06	28.5	0.1073	0.511494 ± 7	-22.3	2362
Именкахский фрагмент							
38	P-0289/3	5.03	27.4	0.1114	0.511260 ± 7	-26.9	2803

Примечание. Методика Sm–Nd-изотопных исследований описана в [13]. Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla по результатам 11 измерений составляет 0.511894 ± 8 (2σ).

1 – биотитовый плагиогнейс (алевропелитовый аргиллит); 2 – гранат-биотитовый гнейс (олигомиктовый псаммитолит); 3 – силлиманит-гранат-биотитовый сланец (алевропелитовый аргиллит); 4 – гранат-двуслюдяной сланец (граувакковый алевролит); 5 – амфиболовый сланец (андезит); 6 – амфиболовый сланец (андезит); 7 – хлорит-слюдяной сланец (субсиаллит); 8 – биотитовый кварцито-сланец (олигомиктовый псаммитолит); 9 – гранат-ставролит-биотит-мусковитовый сланец (субсиаллит); 10 – двуслюдяной микрогнейс (полимиктовый псаммитолит); 11 – гранат-биотитовый плагиогнейс (алевропелитовый аргиллит); 12 – гранат-хлорит-мусковитовый сланец (полимиктовый псаммитолит); 13 – биотит-амфиболовый сланец (андезито-базальт); 14 – амфиболовый сланец (андезит); 15 – биотит-хлорит-актинолитовый сланец (субсиаллит); 16 – эпидот-хлорит-актинолитовый сланец (пелитовый аргиллит); 17 – гранат-ставролит-двуслюдяной сланец (полимиктовый псаммитолит); 18 – ставролит-двуслюдяной кварцито-сланец (олигомиктовый псаммитолит); 19 – гранат-силлиманит-слюдяной сланец (полимиктовый псаммитолит); 20 – гранат-ставролит-биотитовый сланец (пелитовый аргиллит); 21 – гранат-ставролит-двуслюдяной сланец (пелитовый аргиллит); 22 – биотитовый микрогнейс (полимиктовый псаммитолит); 23 – андалузит-двуслюдяной сланец (полимиктовый псаммитолит); 24 – амфибол-биотитовый микрогнейс (дацит); 25 – биотитовый сланец (алевролит); 26 – биотитовый кварцито-гнейс (полимиктовый псаммитолит); 27 – биотитовый гнейс (полимиктовый псаммитолит); 28 – биотитовый гнейс (полимиктовый псаммитолит); 29 – гранат-биотитовый гнейс (алевропелитовый аргиллит); 30 – гранат-фибrolит-двуслюдяной сланец (пелитовый аргиллит); 31 – гранат-фибrolит-биотитовый сланец (алевролит); 32 – гранат-биотитовый гнейс (пелитовый аргиллит); 33 – гранат-биотитовый гнейс (полимиктовый псаммитолит); 34 – андалузит-слюдяной сланец (алевролит); 35 – графит-биотитовый сланец (пелитовый аргиллит); 36 – графит-биотитовый сланец (пелитовый аргиллит); 37 – биотитовый микрогнейс (дацит); 38 – биотитовый микрогнейс (дацит). Реконструкция первичного состава метаморфических горных пород выполнена с помощью петрохимических классификационных диаграмм А.Н. Неелова [14].

Отсюда следует, что нижняя возрастная граница супракрустальных толщ Сырьлырской группы фрагментов составляет около 3.2 млрд. лет. Вместе с тем накопление этих толщ предшествовало становлению интрузий тоналитов с возрастом 3016 ± 8 млн. лет [3]. Это дает все основания полагать, что формирование осадочно-вулканогенных толщ Сырьлырской группы фрагментов Темулякитского зеленокаменного пояса также относится к позд-неархейскому этапу геологического развития Алданского щита.

Наиболее типичными примерами слабо метаморфизованных супракрустальных образований второй возрастной группы (2.6–3.0 млрд. лет) являются вулканогенно-терригенные отложения Тасмиелинского тектонического фрагмента Темулякитского и карбонатно-терригенные отложения Тунгурчаканского тектонического фрагмента Тунгурчинского зеленокаменных поясов. Для метасадочных пород Тасмиелинского фрагмента получены оценки $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.9\text{--}3.6$ млрд. лет, а для

метавулканических – $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.0\text{--}3.1$ млрд. лет. Минимальный возраст детритовых цирконов из кварцито-сланцев Тасмиелинского фрагмента составляет 2963 ± 5 млн. лет [8]. В совокупности с результатами Sm–Nd-изотопных исследований это свидетельствует о том, что метаосадочные и метавулканические породы рассматриваемого фрагмента имеют возраст не древнее 2.9 млрд. лет. При этом наиболее ранние структурно-метаморфические преобразования, проявленные в породах Тасмиелинского фрагмента, связаны с формированием Темулякитской системы надвигов, верхняя возрастная граница которых оценивается в 2.73 млрд. лет [9]. Другими словами, возраст метаосадочных и метавулканических пород рассматриваемого фрагмента находится в интервале 2.73–2.9 млрд. лет.

Тунгурчаканский фрагмент представляет собой тектоническую пластину, которая ограничена зонами расланцевания, трассирующими Тунгурчинскую систему надвигов с возрастом не моложе

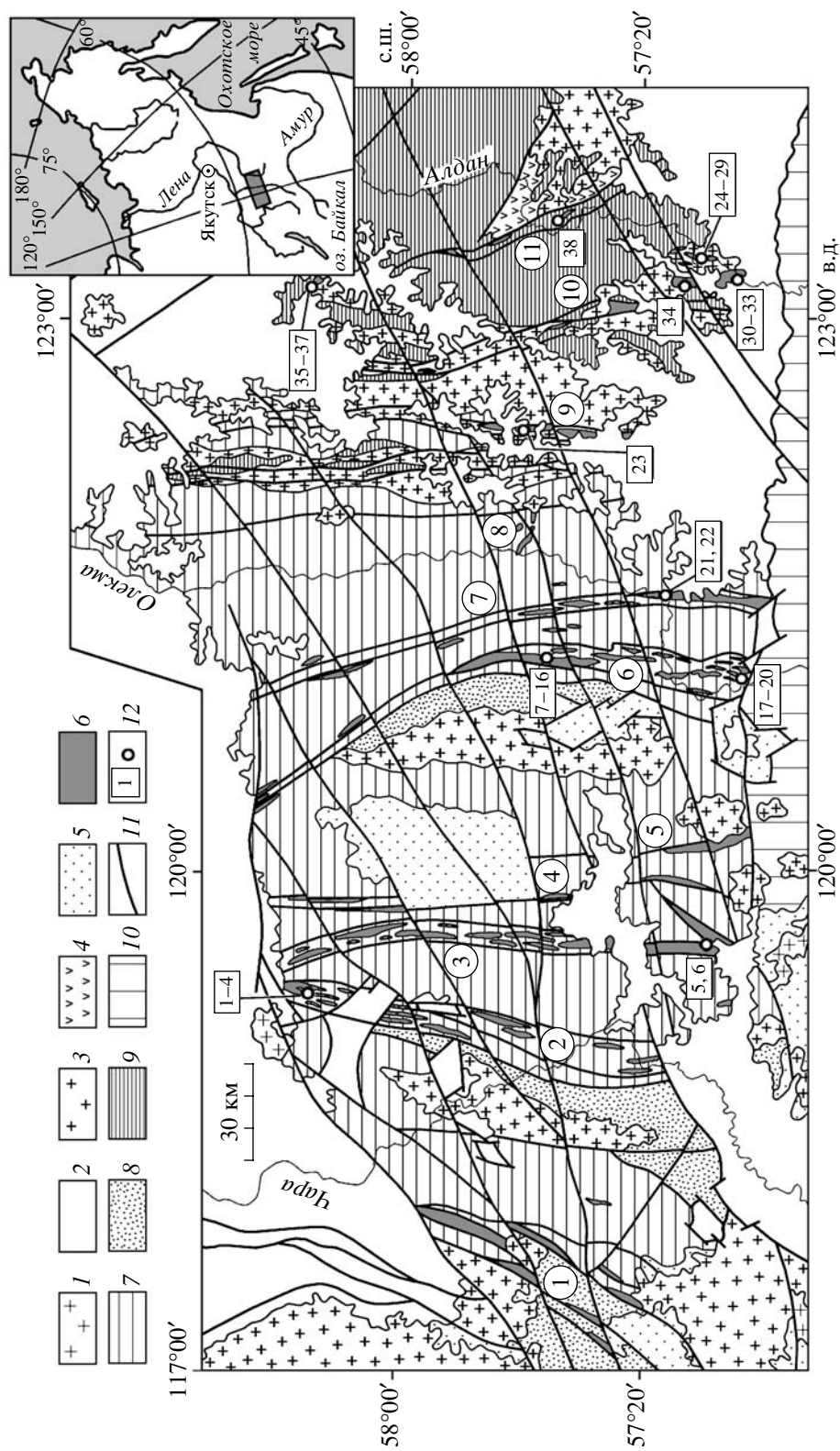


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита [9]. 1 – фанерозойские гранитоиды; 2 – кайнозойские отложения, платформенные отложения палеозоя, мезозоя и верхнего протерозоя; 3 – раннепротерозойские гранитоиды; 4 – унгринский магматический комплекс; 5 – удоканский комплекс; 6 – слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы субанского комплекса; 7 – тоналит-грандьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 8 – тоналит-грандьемитовые ортогнейсы оломокитского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы оломокитской и чарской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса; 9 – тоналит-грандьемитовые ортогнейсы западно-алданского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы чугинской, амедичинской и курумканской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса; 10 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 11 – разрывные нарушения; 12 – места отбора проб для Sm-Nd-изотопных исследований (номера соответствуют порядковым номерам в табл. 1). Цифрами в кружках обозначены зеленые участки: 1 – Саймаганский, 2 – Тарынахский, 3 – Токко-Ханинский, 4 – Игчилякский, 5 – Эвонокитский, 6 – Темулякитский, 7 – Тунгурчинский, 8 – Яелахский, 9 – Субганский, 10 – Булгунахтахский, 11 – Балаганахский.

2.6 млрд. лет [9, 11]. Значения $T_{Nd}(DM)$ метаосадочных пород этого фрагмента изменяются от 2.8 до 3.1 млрд. лет. С учетом данных о возрасте надвигов Тунгурской системы можно полагать, что наиболее вероятные возрастные границы образования карбонатно-терригенной толщи Тунгурчаканского фрагмента составляют 2.6–2.8 млрд. лет.

К второй возрастной группе принадлежат и осадочно-вулканогенные отложения Субганского зеленокаменного пояса. Оценка $T_{Nd}(DM)$, полученная для метапесчаника этого пояса, близка к 3.0 млрд. лет. В то же время возраст интрузий габбро, прорывающих Субганский пояс, составляет 2910 ± 50 млн. лет [7]. Иначе говоря, возраст метаосадочных и метавулканических пород этого пояса находится в интервале 2.86–3.0 млрд. лет. К рассматриваемой группе можно отнести и осадочно-вулканогенные толщи Тарынахского зеленокаменного пояса. Результаты Sm–Nd-изотопных исследований метаосадочных пород Торгинской группы тектонических фрагментов этого пояса ($T_{Nd}(DM) = 3.0\text{--}3.2$ млрд. лет) показывают, что они не могут быть древнее 3.0 млрд. лет. По данным [6] верхняя возрастная граница формирования метаосадочных и метавулканических пород Чарской группы тектонических фрагментов Тарынахского пояса составляет около 2650 млн. лет.

Третья возрастная группа (2.5–2.6 млрд. лет) зеленокаменных поясов Алданского щита представлена Булгуняхтахским зеленокаменным поясом. Значения $T_{Nd}(DM)$ метавулканических и метаосадочных пород этого пояса изменяются в интервале 2.6–3.3 млрд. лет, что определяет нижнюю возрастную границу осадконакопления (2.6 млрд. лет). При этом его формирование предшествовало становлению интрузий гранитов с возрастом 2522 ± 2 млн. лет [12]. Это позволяет считать, что возраст Булгуняхтахского пояса составляет около 2.52–2.6 млрд. лет.

К четвертой возрастной группе (2.0–2.4 млрд. лет) отнесены вулканогенно-осадочные толщи Балаганахского зеленокаменного пояса. Величины Nd-модельных возрастов метаосадочных и метавулканических пород этого пояса находятся в интервале 2.3–3.1 млрд. лет, что свидетельствует об их формировании в течение раннепротерозой-

ского этапа геологического развития Алданского щита. Верхняя возрастная граница накопления осадочно-вулканогенных толщ Балаганахского пояса определяется тем, что они вовлекаются в формирование надвигов Чугинской и Федоровской систем с возрастом около 2.0 млрд. лет [9].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 00–05–72011, 02–05–64209, 02–05–65086, 03–05–64893, 04–05–64810), Научной школы НШ-615.2003.05, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8 и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В. Рундквиста, Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1988. 440 с.
2. Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л. и др. // ДАН. 1984. Т. 286. № 1. С. 206–209.
3. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. // Precamb. Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
4. DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. N.Y.: Springer, 1988. 187 p.
5. McCulloch M.T., Wasserburg G.J. // Science. 1978. V. 200. P. 1003–1011.
6. Неймарк Л.А., Миронюк Е.П., Искандерова А.Д. и др. // ДАН. 1980. Т. 252. № 2. С. 427–430.
7. Nemchin A.A. In: Proc. VII International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Canberra, 1990.
8. Bruguier O. // Precamb. Res. 1996. V. 78. P. 197–210.
9. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. д-ра. геол.-минерал. наук. ИГГД РАН. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
10. Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 78–93.
11. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. и др. // ДАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 209–212.
12. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
13. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
14. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.