

УДК

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ (РАЙОН СЕЛА ГРИДИНО)

© 2014 г. К. А. Докукина, Т. В. Каулина, А. Н. Конилов, Л. М. Натапов,
Е. А. Белоусова, К. В. Ван, С. Г. Симакин, Е. Н. Лепехина

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 16.03.2013 г.

Поступило 23.05.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565214190207

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма, Гридино) [1–3]. Протолитом эклогитов Салмы были океанические габброиды с возрастом 2.89–2.82 млрд лет, сопоставимые по составу с породами третьего слоя срединно-океанического медленно-спредингового хребта [1, 2]. В ассоциации Гридино эклогитовому метаморфизму подвергались континентальные породы, включающие кислые гнейсы, содержащие фрагменты пород основного и ультраосновного составов и интродуцированные несколькими генерациями мафических даек [3].

В настоящее время возраст магматической кристаллизации, эклогитового метаморфизма и последовавших ретроградных преобразований мафических даек ассоциации Гридино является предметом оживленной дискуссии. Многие исследователи эклогитов в районе с. Гридино полагают, что цирконы с возрастом ~2.4 млрд лет, иногда встречающиеся в эклогитизированных дайках, да-

тируют интрузию и магматическую кристаллизацию даек [4]. Опираясь на эту оценку, выделили в истории формирования горных пород в этом районе два этапа эклогитизации [5]: архейский на рубеже 2.72 млрд лет, связанный с погружением океанической плиты в зону субдукции, и палеопротерозойский, связанный с “автономной” эклогитизацией палеопротерозойских мафических даек, о сценариях которой ведутся жаркие споры.

В противовес мнению о палеопротерозойском возрасте интрузии эклогитизированных даек детальные исследования привели нас к выводу о том, что породы ассоциации Гридино подверглись эклогитовому метаморфизму не позднее 2.7 млрд лет назад [3, 6]: дайки интродуцировали в архее, а эклогитизация всех породных комплексов Гридино связана с архейскими субдукционно-коллизийными процессами вдоль активной окраины Кольского континента. Наши выводы основаны на результатах полевых структурно-геологических наблюдений, петрологического изучения и геохронологических исследований даек Гридино: классического ID TIMS и SHRIMP II датирования цирконов из высокобарной гранитной лейкосомы, пересекающей и мигматизирующей эклогитизированные дайки, и непосредственно из даек.

Событие с возрастом ~2.4 млрд лет, фиксирующееся по отдельным цирконам, регулярно встречающимся в составе эклогитизированных мафических пород, связано с активными тектоно-термальными событиями начала палеопротерозоя, вызванными подъемом суперплюма в мантийной области, подстилающей восточную часть Феноскандинавского щита [7]. Для определения U–Pb-возраста внедрения самых молодых, судя по взаимным пересечениям, даек мы отобрали геохронологическую пробу из дайки железистых метабазитов, которая пересекает дайку эклогитизированных и гранулитизированных оливиновых

Геологический институт

Российской Академии наук, Москва

*Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова*

*Геологический институт Кольского научного центра
Российской Академии наук, Апатиты Мурманской обл.
Macquarie University, Sydney, Australia*

*Институт экспериментальной минералогии
Российской Академии наук,
Черноголовка Московской обл.*

*Ярославский филиал технологического института
Российской Академии наук*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург*

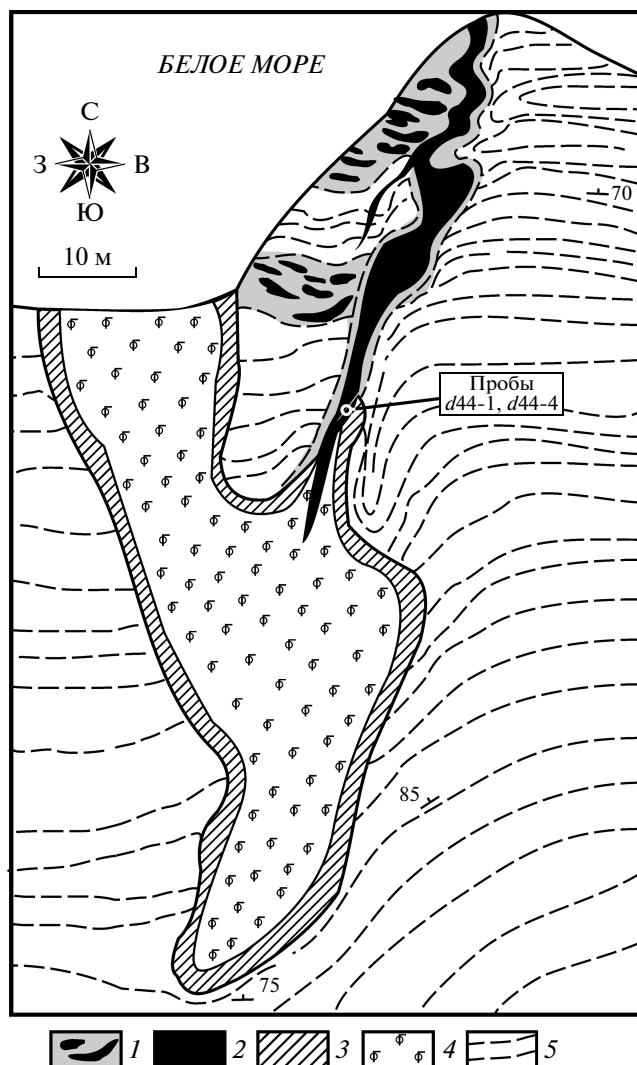


Рис. 1. Геологическая схема и полевые фотографии соотношений между датированными объектами на м. Гридин. 1 – гранитная лейкосома с включениями метаморфических пород основного состава; 2 – метагаббро; 3, 4 – метаморфизованные породы дайки оливиновых габброноритов: 3 – зона закалки, 4 – породы дайки; 5 – гнейсы.

габброноритов на м. Гридин (рис. 1) и датировали цирконы методом SHRIMP II. Дайка метагаббро вдоль своих контактов подверглась мигматизации (рис. 1), и гранитная лейкосома проникала в дайку в виде протяженных тонких жил, в одной из которых мы также датировали цирконы методами SHRIMP II, LA-ICP-MS.

Метагаббро, проба d44-4. Породы дайки метагаббро представлены равновесным гранат-клинопироксен-плагиоклазовым парагенезисом ($\pm$ амфибол и биотит), который формировался при метаморфизме гранулитовой фации (700–750°C, 10–12 кбар). В некоторых клинопироксенах сохраняются реликтовые ядра с повышенным содержанием молекулы кальция-чермака (CaTs 9–

14 мол. % при 13 мол. % Jd), которые свидетельствуют о более высоких давлениях при их формировании [8]. Минералы эклогитовой фации в таких же дайках метагаббро были изучены на о-ве Воротная Луца [3]. Омфациты с содержанием Jd до 36 мол. % ($P_{\min} = 16$ кбар) присутствуют в виде включений вместе с кианитом в гранате и как реликты в ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовых симплектиках.

Метагаббро характеризуются различными содержаниями петрогенных элементов (SiO_2 47.5–49.5, Al_2O_3 12.6–14.4, TiO_2 0.98–2.2, FeO_{tot} 13.1–15.7, MnO 0.18–0.24, MgO 5.7–7.3, CaO 9.9–12.2, Na_2O 2.0–2.7, K_2O 0.1–0.8 мас. %), пониженными содержаниями Ba, Rb, Th, U и имеют необычные для внутриконтинентальных интрузий спектры распределения РЗЭ (рис. 2), деплетированные в ЛРЗЭ ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0.59\text{--}1.49$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.90\text{--}1.09$). Такие распределения напоминают спектры РЗЭ в N-MORB.

Метагаббро имеет очень низкое содержание Zr, однако из пробы было выделено достаточное количество циркона, 14 зерен было датировано методом SHRIMP II (табл. 1). Все цирконы удлиненные (рис. 2), 150×500 мкм, коричневатые или бесцветные и имеют хорошо выраженные ядра и каймы в катодолюминесценции (CL). Многие цирконы имеют хорошо выраженную осциляторную зональность и характеризуются средними значениями Th/U 0.38–1.39, положительной Ce- ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2.35\text{--}11$) и отрицательной Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.53\text{--}0.77$) аномалиями, обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких ($\text{Lu}_N/\text{La}_N = 213\text{--}941$; рис. 2). Некоторые темные в CL ядра цирконов имеют повышенное содержание U (351–1321 ppm) при относительно низком содержании Th (46–91 ppm) и соответственно имеют низкое Th/U 0.05–0.18. Распределение РЗЭ характеризуется позитивной Ce- ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2\text{--}30$) и негативной Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.06\text{--}0.77$) аномалиями и обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких ($\text{Lu}_N/\text{La}_N = 309\text{--}6702$) (рис. 2). Все описанные выше цирконы имеют характеристики, предполагающие их магматическое происхождение [9]. Независимо от содержания урана и внешнего вида цирконы имеют единый мезоархейский возраст: конкордантный 2846 ± 7 или 2869 ± 41 млн лет по верхнему пересечению конкордии (рис. 3).

Низкоурановые бесцветные каймы (рис. 2), окружающие отдельные зерна цирконов дали конкордантный возраст 2780 ± 20 млн лет или 2777 ± 67 млн лет по верхнему пересечению конкордии (рис. 3). Каймы характеризуются вариациями Th/U 0.09–0.38, деплетированы по всем примесным элементам (исключая Hf), имеют положительную Ce- ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.55\text{--}7$) и отрицательную Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.28\text{--}0.64$) аномалии при

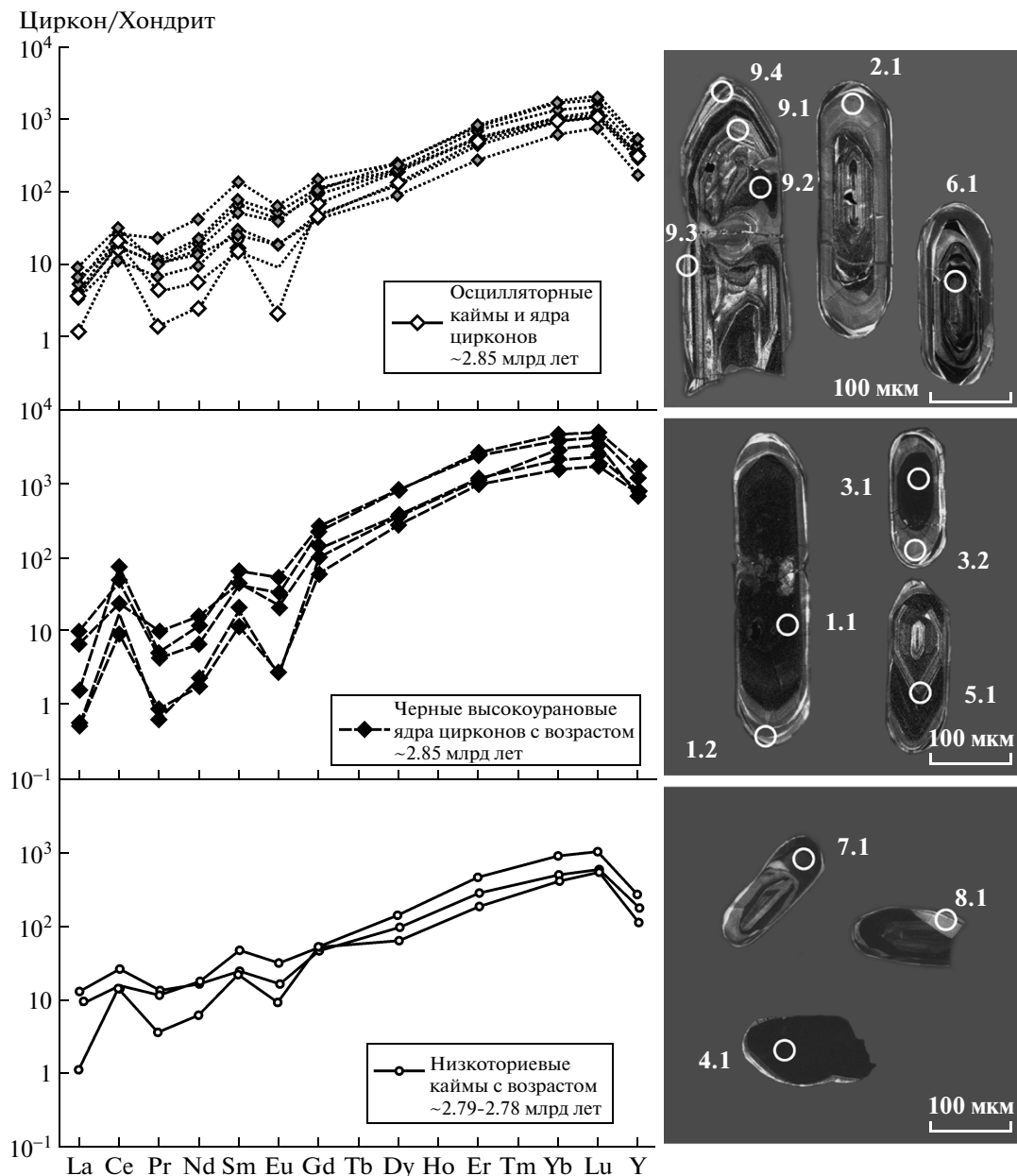


Рис. 2. Изображения датированных цирконов и распределение РЗЭ в изученных группах цирконов, хондрит по [11].

относительно плоском спектре распределения РЗЭ ($La_N/Lu_N = 63-940$; $Lu_N/Sm_N = 12-48$) (рис. 2).

Гранитная лейкосомы, проба d44-1. Гранитная лейкосомы состоит из граната (Grt), биотита (Bt), плагиоклаза (Pl), калиевого полевого шпата (Kfs), кварца (Qtz), эпидота (Ep) и скаполита (Scp). Scp развивается вокруг сложных агрегатов пирита, халькопирита, пентландита. Порфириобласты Grt содержат включения Qtz, Bt, Ti-содержащего фенгита, Ep, Pl, Kfs. Вокруг Grt формируется реакционная корона клинопироксена. Формирование минеральных парагенезисов в гранитной лейкосоме соответствует условиям гранулитовой

фаши повышенных давлений (700–750°C, 10–12 кбар).

Лейкосомы имеет гранитный состав (SiO_2 66.3, Na_2O 2.83, K_2O 2.69, Al_2O_3 13.8, TiO_2 0.43, FeO_{tot} 5.8, MnO 0.12, MgO 3.9, CaO 2.6 мас. %) при магнетиальности #Mg 0.55, существенно обогащена ЛРЗЭ ($La_N/Lu_N = 39$) относительно гнейсов и даек м. Грдин и имеет положительную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 1.39$).

Цирконы из лейкосомы были датированы методами SHRIMP II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) (табл. 1) и LA-ICP-MS (ARC National Key Centre, Sydney, Australia) (табл. 2). Цирконы, датирован-

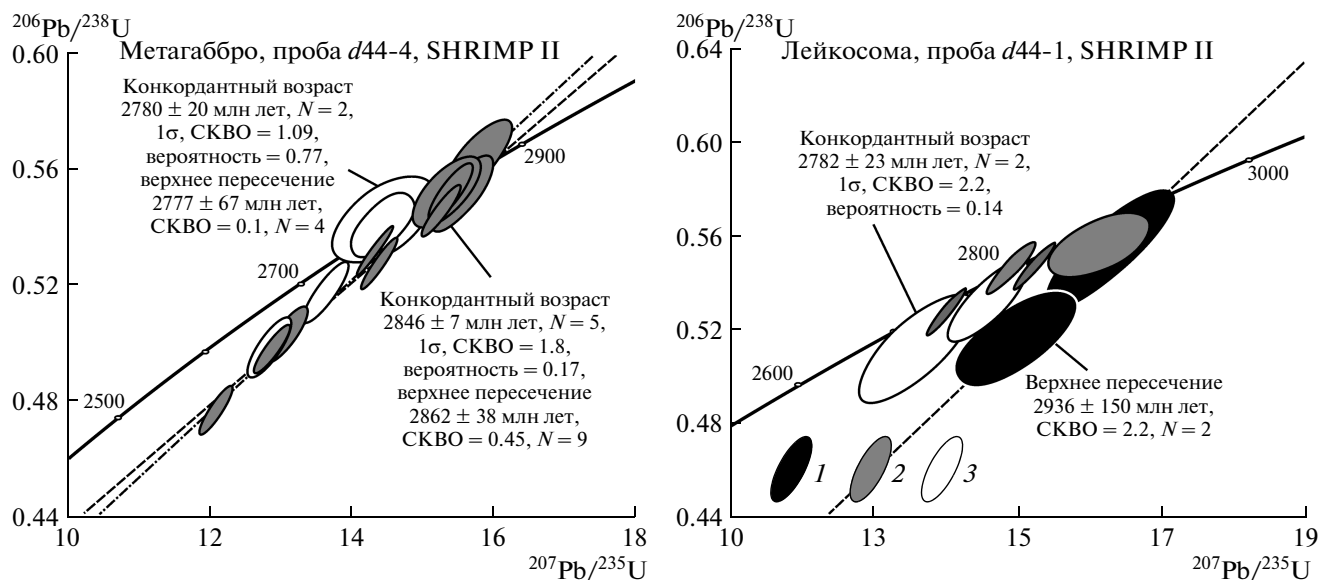


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов датированных на SHRIMP II в изученных пробах.

ные методом SHRIMP II, дали точки вдоль конкордии с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ мезоархейскими возрастами 2926–2764 млн лет (рис. 3). Гистограмма LA-ICP-MS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов демонстрирует возраст-ные пики 2845 ± 14 , 2797 ± 11 , 2720 ± 28 млн лет (рис. 4).

Небольшое количество цирконов представлено бесцветными вытянутыми зернами, светлыми в CL, с секториальной или осцилляторной зональностью. Эти цирконы имеют высокое Th/U (0.55–1.01) и возраст ~3.0 млрд лет. Распределение РЗЭ характеризуется положительной Се-

(Ce/Ce* = 8.67) и отрицательной Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.27$) аномалиями и обогащением ТРЗЭ ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 116$, $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 4602$).

Цирконы второй группы похожи на преобладающие цирконы из пробы метаббро (обр. d44-4). Это коричневатые вытянутые 50–100 × 200–300 мкм зерна, серые в катодолюминесценции с выраженной осцилляторной зональностью. Цирконы характеризуются Th/U 0.20–0.46 и имеют относительно плоский спектр распределения РЗЭ ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 38\text{--}41$; $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 152\text{--}203$). Эта группа хорошо коррелируется с первой группой цирконов из пробы метаббро d44-4. Некоторые цирконы имеют черные ядра. Черные ядра обогащены ураном (377–1653 ppm) и Th/U 0.04–0.45 (табл. 1), характеризуются положительной Се- ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.36\text{--}2.92$) и отрицательной Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29\text{--}0.77$) аномалиями и небольшим обогащением в ТРЗЭ ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 9\text{--}41$, $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 97\text{--}364$). Возраст таких цирконов соответствует пику 2845 ± 14 млн лет и синхронен оценкам времени кристаллизации магматических цирконов в дайке метаббро.

Низкоурановые бесцветные каймы дали возраст 2.78–2.79 млрд лет (рис. 3). Молодые каймы имеют Th/U 0.01–0.48, характеризуются небольшой положительной Се- ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2$) и отрицательной Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49$) аномалиями, относительно плоским спектром распределения РЗЭ ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 25$, $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 47$) и соответствуют молодыми низкоурановым каймам в цирконах дайки метаббро (рис. 2).

Обсуждение. В обеих пробах преобладают удлиненные магматические цирконы архейского возраста и совершенно отсутствуют палеопрот-

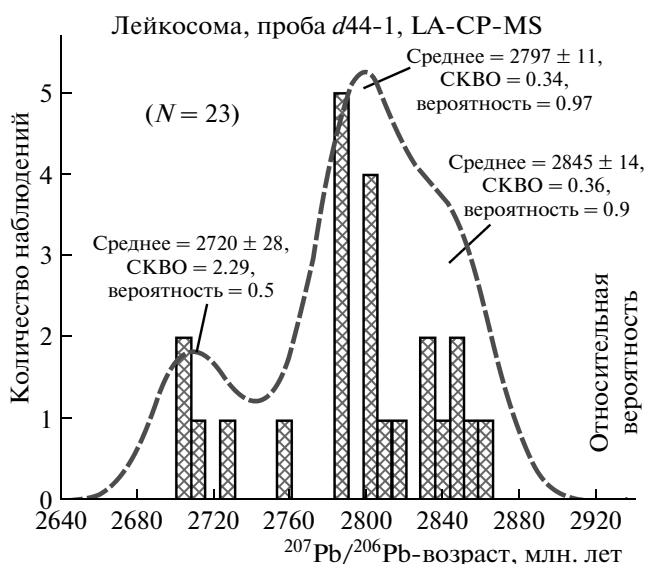


Рис. 4. Гистограмма LA-ICP-MS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов из гранитной лейкосомы.

Таблица 1. SHRIMP II U–Th–Pb-изотопные данные для цирконов из метагабро d44-4 и гранитной лейкосомы d44-1, мыс Грин

Точка	$^{206}\text{Pb}^*$, %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho	
						возраст, млн лет											
						ppm											
Позднее железистое метагабро, проба d44-4																	
d44-4.1.1	0.04	723	54	309	0.08	2603	± 30	2722	± 13	5	0.1877	0.81	12.88	1.6	0.4975	1.4	0.87
d44-4.1.2	0.25	74	6	34.4	0.09	2784	± 35	2775	± 32	0	0.1939	2.00	14.44	2.5	0.5401	1.6	0.62
d44-4.2.1	0.66	37	50	17.8	1.39	2832	± 41	2840	± 29	0	0.2017	1.80	15.34	2.5	0.5517	1.8	0.70
d44-4.3.1	0.01	1321	67	603	0.05	2747	± 30	2790	± 6.5	2	0.19559	0.40	14.33	1.4	0.5313	1.3	0.96
d44-4.3.2	0.35	37	46	18.1	1.27	2878	± 47	2853	± 25	-1	0.2033	1.60	15.77	2.5	0.5630	2.0	0.79
d44-4.4.1	0.05	526	91	239	0.18	2730	± 31	2809	± 8.8	3	0.1979	0.54	14.39	1.5	0.5273	1.4	0.93
d44-4.5.1	0.06	393	274	184	0.72	2805	± 33	2850	± 9.6	2	0.2029	0.59	15.25	1.5	0.5451	1.4	0.92
d44-4.6.1	0.43	79	17	37.7	0.22	2830	± 43	2863	± 24	1	0.2046	1.50	15.55	2.4	0.5510	1.9	0.78
d44-4.7.1	0.11	112	1	49.9	0.01	2687	± 36	2753	± 16	2	0.1912	0.98	13.64	1.9	0.5171	1.7	0.86
d44-4.8.1	0.68	18	6	8.32	0.38	2793	± 50	2771	± 57	-1	0.1934	3.40	14.46	4.1	0.5420	2.2	0.54
d44-4.9.1	0.14	82	31	38.9	0.38	2831	± 34	2845	± 15	0	0.2024	0.93	15.39	1.7	0.5515	1.5	0.85
d44-4.9.2	0.11	351	46	144	0.14	2512	± 31	2691	± 12	7	0.1842	0.73	12.10	1.6	0.4766	1.5	0.90
d44-4.9.3	0.21	177	45	76.8	0.26	2624	± 34	2733	± 16	4	0.1890	0.98	13.09	1.9	0.5024	1.6	0.85
d44-4.9.4	0.20	134	6	57.6	0.05	2607	± 36	2717	± 18	4	0.1871	1.10	12.86	2.0	0.4983	1.7	0.84
Гранитная лейкосома, проба d44-1																	
d44-1.1.1	-	14	4	0.32	6.29	2665	± 81	2764	± 51	4	0.193	3.1	13.6	4.9	0.512	3.7	0.8
d44-1.2.1	-	377	83	0.23	171	2732	± 35	2763	± 9	1	0.192	0.5	14.0	1.6	0.528	1.6	0.9
d44-1.3.1	0.05	181	35	0.20	84.7	2810	± 39	2808	± 11	0	0.198	0.7	14.9	1.8	0.546	1.7	0.9
d44-1.4.1	0.02	654	25	0.04	307	2813	± 34	2840	± 7	1	0.202	0.4	15.2	1.6	0.547	1.5	1.0
d44-1.4.2	-	30	14	0.48	13.8	2751	± 59	2815	± 30	3	0.199	1.9	14.6	3.2	0.532	2.6	0.8
d44-1.5.1	0.61	15	8	0.55	7.15	2843	± 86	2926	± 39	3	0.213	2.4	16.3	4.5	0.554	3.7	0.8
d44-1.5.2	0.00	24	23	1.01	10.5	2685	± 70	2906	± 54	9	0.210	3.4	15.0	4.6	0.517	3.2	0.7
d44-1.6.1	0.11	77	34	0.46	36.6	2851	± 46	2908	± 48	2	0.210	3.0	16.1	3.6	0.556	2.0	0.6

Примечание. Измерения пробы d44-1 выполнил А.Н. Ларионов на ионном зонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ); ошибки – Pb_c и Pb^* – обычный и радиогенный свинец соответственно, D – степень дискордантности.

Таблица 2. LA-ICP-MS U–Th–Pb-изотопные данные для цирконов из пробы гранитной лейкосомы d44-1, мыс Гридин

Точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	D, %	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	1σ
		ppm		возраст, млн лет								
d44-1-02	0.04	88	116	2772 ± 23	2845 ± 18	3.2	0.20230	0.00217	14.98575	0.15956	0.53732	0.00550
d44-1-03		395	94	2682 ± 25	2704 ± 18	1	0.18569	0.00202	13.20727	0.15545	0.51593	0.00584
d44-1-04		175	80	2883 ± 26	2864 ± 19	−0.8	0.20471	0.00238	15.91320	0.19376	0.56392	0.00630
d44-1-06		1000	453	2734 ± 26	2729 ± 21	−0.2	0.18843	0.00239	13.72330	0.18235	0.52830	0.00607
d44-1-07		499	158	2776 ± 24	2802 ± 18	1.1	0.19703	0.00217	14.62286	0.16331	0.53831	0.00565
d44-1-08		1653	318	2786 ± 24	2784 ± 18	−0.1	0.19489	0.00208	14.52300	0.16058	0.54051	0.00574
d44-1-09		1578	131	2712 ± 23	2798 ± 18	3.7	0.19653	0.00211	14.17307	0.15443	0.52308	0.00544
d44-1-10		254	92	2755 ± 25	2817 ± 19	2.7	0.19887	0.00228	14.62014	0.17401	0.53323	0.00583
d44-1-11		29	9	2778 ± 29	2834 ± 26	2.4	0.20093	0.00313	14.92336	0.24066	0.53872	0.00704
d44-1-12		27	18	2786 ± 24	2800 ± 19	0.6	0.19683	0.00227	14.66895	0.16840	0.54055	0.00571
d44-1-13		415	54	2809 ± 24	2830 ± 18	0.9	0.20046	0.00211	15.09206	0.16590	0.54607	0.00583
d44-1-14		614	158	2764 ± 27	2785 ± 19	1	0.19506	0.00217	14.39223	0.17913	0.53531	0.00636
d44-1-15C		628	260	2735 ± 24	2787 ± 17	2.3	0.19528	0.00201	14.22894	0.15445	0.52850	0.00568
d44-1-15R		383	92	2764 ± 25	2787 ± 18	1	0.19522	0.00214	14.40829	0.16842	0.53534	0.00594
d44-1-19C	180	41	2876 ± 27	2851 ± 18	−1	0.20310	0.00221	15.73824	0.19102	0.56216	0.00658	
d44-1-19R	404	6	2662 ± 25	2712 ± 19	2.3	0.18651	0.00209	13.14179	0.16255	0.51124	0.00596	
d44-1-22	0.15	105	53	2618 ± 24	2700 ± 18	3.7	0.18519	0.00198	12.78774	0.14737	0.50091	0.00560
d44-1-23		427	135	2844 ± 25	2848 ± 18	0.2	0.20271	0.00215	15.49927	0.17580	0.55461	0.00611
d44-1-24C	0.17	171	74	2770 ± 24	2801 ± 18	1.4	0.19693	0.00215	14.57091	0.16483	0.53668	0.00576
d44-1-24R		181	45	2683 ± 26	2755 ± 20	3.3	0.19149	0.00232	13.61806	0.18181	0.51616	0.00623
d44-1-25	0.36	110	84	2709 ± 25	2810 ± 18	4.4	0.19808	0.00211	14.26454	0.16301	0.52240	0.00579
d44-1-26		176	53	2815 ± 24	2838 ± 18	1	0.20142	0.00214	15.20578	0.16369	0.54750	0.00568
d44-1-27	238	68	2711 ± 26	2789 ± 30	3.4	0.19551	0.00347	14.09118	0.18732	0.52274	0.00614	

Примечание. D – степень дискордантности.

розойские зерна и каймы. В составе гранитной лейкосомы были обнаружены древние зерна с возрастом ~3.0 млрд лет (рис. 3), которые могут отвечать возрасту формирования тоналитового протолита вмещающих гнейсов.

Мезоархейские возрасты 2.87–2.85 млрд лет удлиненных магматических цирконов из пробы метагаббро d44-4 также обнаружены в жиле гранитной лейкосоме d44-1. Мы интерпретируем возрасты 2.87–2.85 млрд лет как время становления мафических интрузий. Температуры кристаллизации этих цирконов 710–820°C (Ti в Zrn [12, 13]). Лейкосома развивается только вдоль границы дайки метагаббро и тоналитовых гнейсов и пронизывает дайку метагаббро вне ее контактов с телом габброноритов (рис. 1). По-видимому, граница между гнейсами и дайкой метагаббро была наиболее благоприятна для миграции флюида, который способствовал частичному плавлению

тоналитовых гнейсов и вовлекал в этот процесс породы дайки, обеспечивая вовлечение цирконов из метагаббро в формирующуюся гранитную лейкосому.

Молодые низкотермические оторочки 2.78–2.81 млрд лет нарастают на всех типах древних цирконов и являются типичными оторочками, формирующимися в метаморфических условиях в равновесии с мигматитовым расплавом. Температуры кристаллизации этих оторочек 700–720°C (Ti в Zrn [12, 13]) и характеризуют время формирования гранитной лейкосомы при метаморфизме, возможно эклогитовой фации.

Гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов в лейкосоме (рис. 4) показывает также возрастной пик на рубеже ~2.7 млрд лет. Этот возраст соответствует времени декомпрессионного высокобарного постэклогитового метаморфизма гранулитовой фации [3].

Эффект события ~1.9 млрд лет ощущается при вычислении возрастов: нижние пересечения конкордии всегда имеют значения ~1.9 млрд лет. Наложённый метаморфизм амфиболитовой фации и “окончательная” эксгумация метаморфических комплексов 2.0–1.8 млрд лет назад связаны с коллизийными событиями в конце палеопротерозоя, которые принято коррелировать с возникновением Свекофеннского аккреционного орогена непосредственно к западу (в современных координатах) от Беломорской провинции.

Заключение. Возрасты 2.87–2.85 млрд лет мы интерпретируем как время интрузии мафических расплавов. Эти возрасты в пределах ошибки совпадают с возрастом океанических протолитов эклогитов Салмы 2.9–2.82 млрд лет. Эти данные и общий геохимический тренд распределения составов в эклогитизированных породах Гридино и Салма позволяют сделать вывод о взаимосвязи между дайками Гридино и океаном Салмы [14]. Дайки могли быть как производными погружающегося в зону субдукции медленноспредингового хребта [14], так и предшествовать раскрытию Салминского океана [3]. Формирование низкотемпературных кайм 2.78–2.79 млрд лет происходило на фоне повышения температуры и связано с процессами частичного плавления коры. Это метаморфическое событие, возможно, отражало стадию погружения континентальных пород в зону субдукции. Подплавление пород дайки метагаббро и проникновение лейкосомы в породы дайки обуславливало насыщение лейкосомы цирконами, заимствованными из дайки.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11–05–00492-а, 12–05–00856-а, программу ОНЗ-6. Благодарим за постоянную

поддержку, сотрудничество и конструктивную критику М.В. Минца

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. // ДАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
2. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. et al. / Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the Discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. Ch. 19. P. 623–670.
3. Dokukina K.A., Konilov A.N. Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond. L.: Elsevier. 2011. Ch. 18. P. 591–634.
4. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. // ДАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.
5. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.B., et al. // Mem. Geol. Soc. London, 2006. V. 32. P. 627–644.
6. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., и др. // ДАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 370–375.
7. Докукина К.А., Конилов А.Н., Ван К.В. и др. // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 72–79.
8. McCarthy T.C., Patiño Douce A.E. // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 671–682.
9. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. // Rev. Mineral. and Geochem. 2003. V. 53. Ch. 2. P. 27–62.
10. Hofmann A.W. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
11. Sun S.S., McDonough W.F. // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
12. Ferry J.M., Watson E.B. // Contrib. Mineral. and Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.
13. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. // Contrib. Mineral. and Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.
14. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. // Gondwana Res. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>

Mesoarchean Mafic Dykes of the Belomorian Eclogite Province (Gridino Village Area, Russia)

K. A. Dokukina^{a, b}, T. V. Kaulina^c, A. N. Konilov^{a, d}, L. M. Natapov^e, E. A. Belousova^e,
K. V. Van^d, S. G. Simakin^f, and E. N. Lepekhina^g

Presented by Academician Yu.G. Leonov, March 16, 2013

Received May 25, 2013

Abstract—Archean processes of eclogitization in the Gridino metamorphic association (the Belomorian eclogite province) developed in mafic dykes, boudins, and acidic rocks of the Archean continental crusts. To determine the U–Pb age of the intrusion of the latest dykes, the geochronological samples were taken from the dyke of ferriferrous metagabbro that cross-cuts the dyke of eclogitized and granulitized olivine gabbro. The igneous zircons were dated by the SHRIMP II technique. The zircons showed a concordia age of 2846 ± 7 Ma, which is considered as the time of intrusion of a mafic melt. The younger low-thorium zircon rims of 2.78–2.81 Ga age around the igneous cores are typical formations that appeared under metamorphic conditions in equilibrium with a migmatite melt, and may characterize the time of formation of the granite leucosome under metamorphism, probably of eclogite facies.

DOI: 10.1134/S1028334X14070034

Within the South Kola active margin, along the northwestern boundary of the Belomorian accretion orogen, eclogite bodies formed as a result of Meso–Neoarchean subduction of oceanic and continental crust are located (the Salma and Gridino associations) [1–3]. The oceanic gabbroids of 2.89–2.82 Ga age, in their composition correspond to rocks of the third layer of the slow-spreading Mid Oceanic Ridge, were the protoliths of Salma eclogites [1, 2]. As for the Gridino association, the continental rocks enclosing the acidic gneisses containing the rock fragments of basic and ultrabasic composition and several generations of mafic dykes underwent eclogitic metamorphism [3].

At present, the age of magmatic crystallization, eclogitic metamorphism, and the subsequent retrograde transformations of mafic dykes of the Gridino

association are actively debated. Many of the researchers of eclogites of the Gridino area believe that the zircons of ~2.4 Ga in age, occurring sometimes in eclogitized dykes, date the intrusion and igneous crystallization of the mafic melt [4]. Based on this opinion, two stages of eclogitization were distinguished in the history of rock formation in the Gridino area [5]: Archean at the level of 2.72 Ga, related to the dipping of the oceanic plate in the zone of subduction, and Paleoproterozoic associated with the “local” eclogitization of Paleoproterozoic mafic dykes. This latter scenario is under intense discussion.

In contrast to the notion on the Paleoproterozoic age of the intrusion of eclogitized dykes, detailed studies have made the authors conclude that the rocks of the Gridino association were subjected to eclogitic metamorphism 2.7 Ga ago or earlier [3, 6]. The dykes were intruded during the Archean time, and the eclogitization of all the complexes of the Gridino area is related to the Archean subduction and collision along the active margin of the Kola continent. This conclusion is based on the results of field structural, geological, petrological, and geochronological studies of the Gridino dykes. To do this, the classic ID TIMS- and SHRIMP II-dating was carried out for zircons from the high-pressure granite leucosome intersecting the eclogitized dykes, and from the latest dyke.

The event of ~2.4 Ga age registered by individual zircons occurring regularly within the eclogitized mafic rocks was related to the active tectonic and thermal processes in the Early Paleoproterozoic caused by the upwell of a superplume in the mantle area under-

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Moscow State University, Moscow, Russia

^c Institute of Geology, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Murmansk oblast, Russia

^d Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia

^e ARC National Key Center, Macquarie University, Sydney, Australia

^f Yaroslavl Branch, Institute of Physics and Technology, Russian Academy of Sciences, Yaroslavl, Russia

^g Karpinskii Russian Geological Research Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
e-mail: ksdokukina@gmail.com

lying the eastern Fennoscandian shield [7]. To determine the U–Pb age of the intrusion of the youngest dykes (in view of their intersections), the authors collected a geochronological sample from the dyke of feriferous metagabbro that intersected the dyke of eclogitized and granulitized olivine gabbro at the Cape Gridin (Fig. 1). The zircons were dated using the SHRIMP II and LA–ICP–MS techniques.

Metagabbro, sample d44-4. The rock of the metagabbro dyke has the equilibrium garnet–clinopyroxene–plagioclase mineral assemblage ($\pm$ amphibole and biotite) that formed under the metamorphism of granulite facies at 700–750°C and 10–12 kbar. Some of the clinopyroxenes retained relic cores with an increased content of Ca–Tschermak end-member (9–14 mol % of CaTs at 13 mol % of Jd). This testifies to higher pressures during the formation of these cores [8]. The minerals of the eclogitic facies in similar dykes of metagabbro were studied on the Vorotnaya Luda Island [3]. The omphacite (Jd content up to 36 mol %, $P_{\min}$ = 16 kbar) and kyanite are as inclusions in garnet, and the omphacite is as relics in the orthopyroxene–clinopyroxene–plagioclase symplectites.

Metagabbro is characterized by various concentrations of main elements (wt. %): 47.5–49.5 of SiO₂, 12.6–14.4 of Al₂O₃, 0.98–2.2 of TiO₂, 13.1–15.7 of FeO_{tot}, 0.18–0.24 of MnO, 5.7–7.3 of MgO, 9.9–12.2 of CaO, 2.0–2.7 of Na₂O, and 0.1–0.8 of K₂O and decreased contents of Ba, Rb, Th, and U. These rocks are also unusual for continental intrusion REE pattern depleted in light REE: La_N/Lu_N = 0.59–1.49 and Eu/Eu^* = 0.90–1.09. Such REE distributions are similar to N–MORB.

Although metagabbro is characterized by an extremely low content of Zr, a sufficient amount of zircon was separated from the sample and 14 measurements were made using the SHRIMP II technique (Table 1). All zircons are elongate of 150 × 500 μm dimensions, brownish or colorless, and show the cores and rims structure in the cathodoluminescence (CL). Many of zircons exhibit a clear oscillatory zoning and are characterized by medium values of Th/U ratio (0.38–1.39), positive Ce- and negative Eu-anomalies (Ce/Ce^* = 2.35–11 and Eu/Eu^* = 0.53–0.77), and the enrichment in HREE relative to LREEs (Lu_N/La_N = 213–941, Fig. 2). Some of the CL-dark cores of zircons show the increased U content (351–1321 ppm) with quite a low Th content (46–91 ppm) and, respectively, the low Th/U ratio (0.05–0.18). The REE pattern is characterized by positive Ce- and negative Eu-anomalies (Ce/Ce^* = 2–30 and Eu/Eu^* = 0.06–0.77) and enrichment in HREE relative to LREE (Lu_N/La_N = 309–6702, Fig. 2). All described zircons exhibit characteristics pointing to their igneous origin [9]. Regardless of the content of uranium and the habit, the zircons have the same Mesoarchean concordia age: 2846 ± 7 Ma, or 2869 ± 41 Ma at a discordia with the upper intercept (Fig. 3).

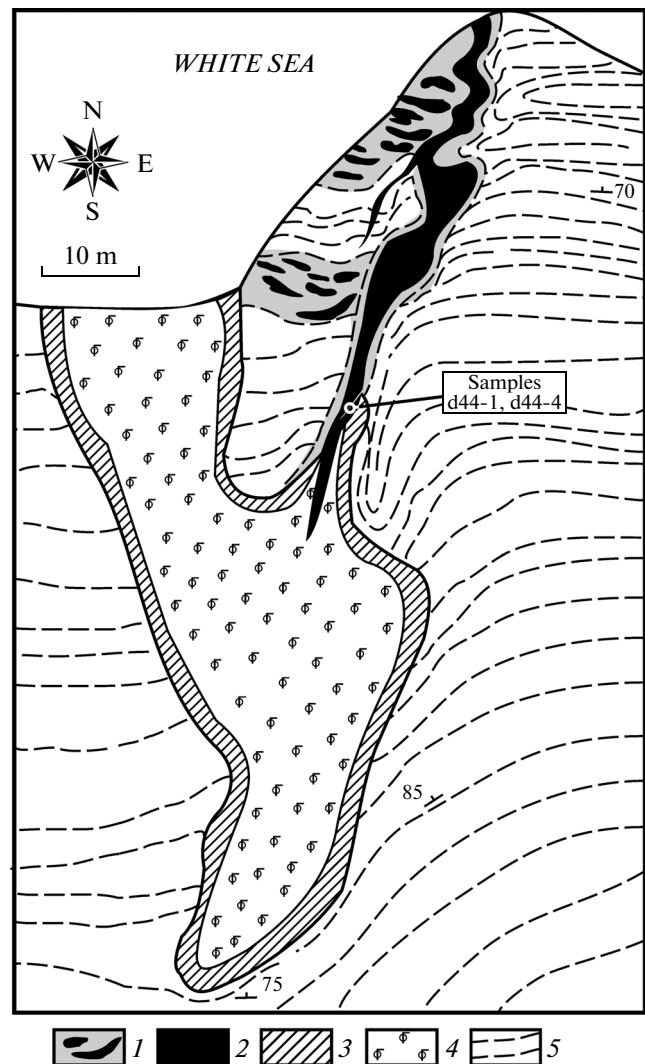


Fig. 1. Geological sketch of Cape Gridin. 1—granite leucosome with the enclaves of mafic metamorphic rocks; 2—metagabbro; 3, 4—metamorphized rocks of the dyke of olivine gabbro (3—chilled margin and 4—the dyke rocks); 5—gneisses.

Low-uranium colorless rims surrounding individual grains of zircons (Fig. 2) showed a concordia age of 2780 ± 20 Ma, or 2777 ± 67 Ma at a discordia with the upper intercept (Fig. 3). Rims are characterized by varying Th/U ratios of 0.09–0.38 and depleted in all the trace elements excluding Hf, exhibit positive Ce- and negative Eu-anomalies (Ce/Ce^* = 1.55–7 and Eu/Eu^* = 0.28–0.64, respectively), with relatively flat REE pattern (La_N/Lu_N = 63–940, Lu_N/Sm_N = 12–48, Fig. 2).

Granite leucosome, sample d44-1. The granite leucosome consists of garnet, biotite, plagioclase, potassium feldspar, quartz, epidote, and scapolite. Scapolite is developed around the complicated aggregates of pyrite, chalcocopyrite, and pentlandite. Garnet porphyroblasts contain inclusions of quartz, biotite, Ti-bearing

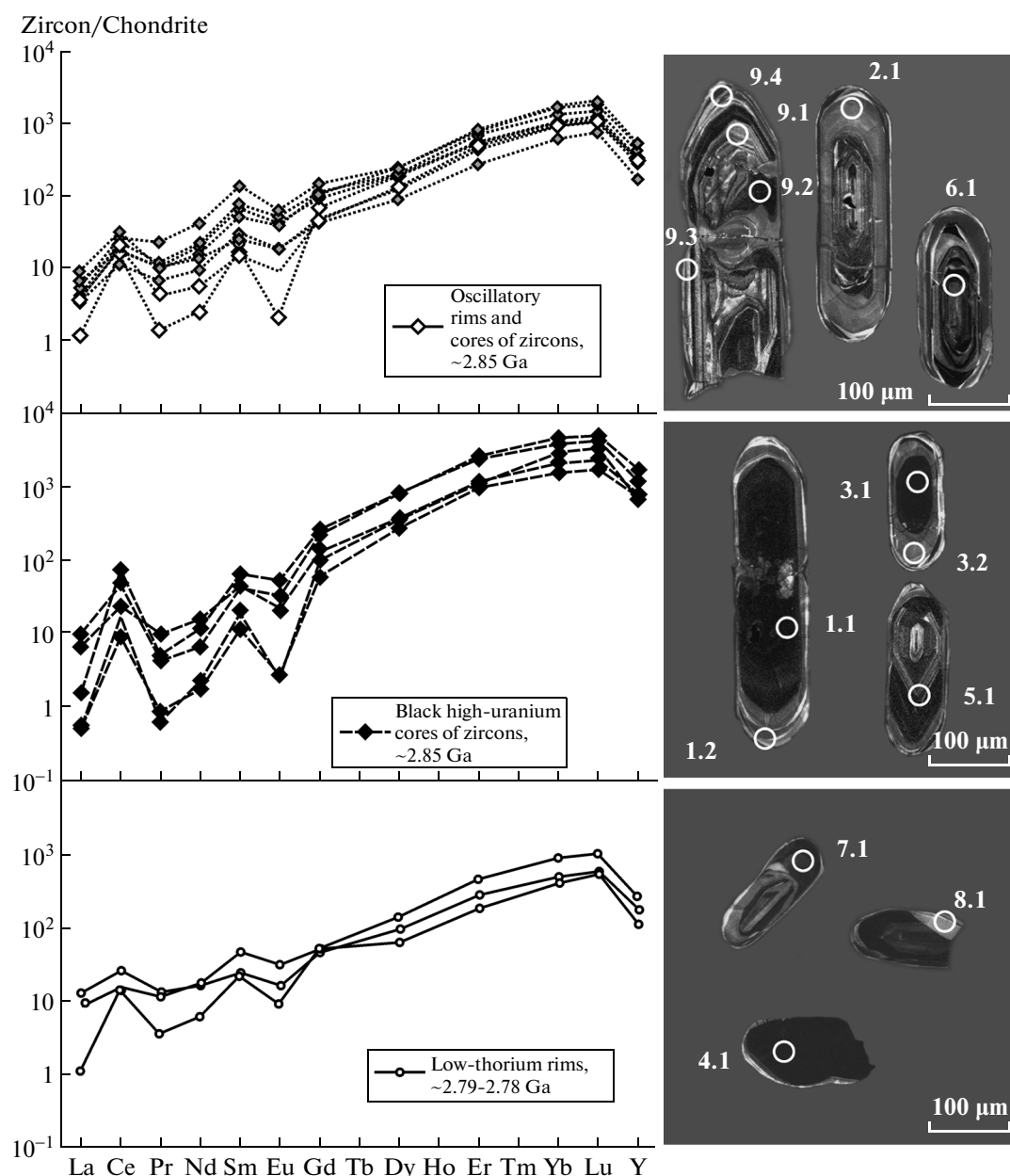


Fig. 2. The images of dated zircons and the distribution of REEs in the analyzed groups of zircons (chondrite by [11]).

ing phengite, epidote, plagioclase, and K-feldspar. A reactionary corona of clinopyroxene is formed around garnet. Formation of mineral paragenesis in the granite leucosome corresponds to conditions of high-pressure granulite facies (700–750°C, 10–12 kbar).

The leucosome is characterized by a granite composition including (in wt. %) 66.3 of SiO₂, 2.83 of Na₂O, 2.69 of K₂O, 13.8 of Al₂O₃, 0.43 of TiO₂, 5.8 of Fe_{tot}, 0.12 of MnO, 3.9 of MgO, and 2.6 of CaO, with the middle content of magnesium #Mg = 0.55. It is considerably enriched in LREE (La_N/Lu_N = 39) relative to gneisses and dykes of the Cape Gridin and exhibits a positive Eu-anomaly (Eu/Eu* = 1.39).

Zircons from the leucosome were dated using SHRIMP II at the Russian Geological Research Institute (VSEGEI) in St. Petersburg (Table 1) and of LA-ICP-MS at the ARC National Key Center (Australia, Table 2). Zircons dated by SHRIMP II have Mesoarchean ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-ages from 2926 to 2764 Ma (Fig. 3). A histogram of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-ages by LA-ICP-MS shows age peaks of 2845 ± 14, 2797 ± 11, and 2720 ± 28 Ma (Fig. 4).

Few zircons were presented by colorless elongate grains light in CL, either with sectorial or oscillatory zoning. These zircons are characterized by a high Th/U ratio (0.55–1.01) and an age of ~3 Ga (Fig. 3).

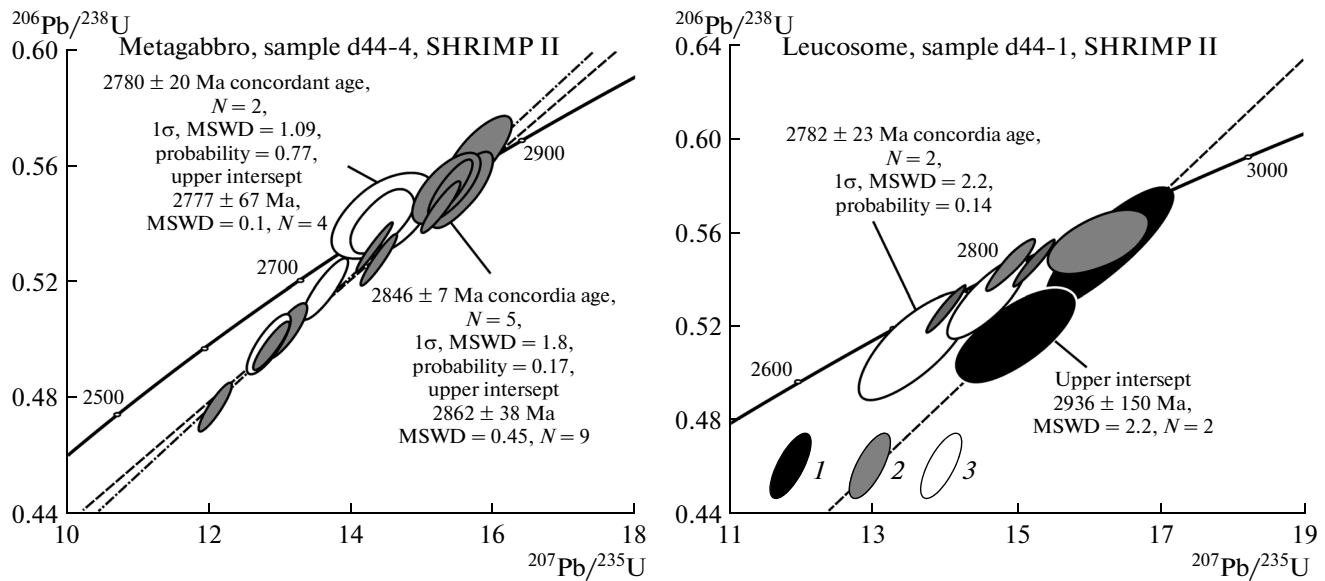


Fig. 3. U–Pb zircon concordia diagrams for zircons dated by SHRIMP II.

The REE distribution is characterized by positive Ce- and negative Eu-anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 8.67$ and $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.27$, respectively), and enrichment in HREE ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 119$ and $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 4602$).

Zircons of the other group are similar to prevailing zircons from metagabbro (sample d44-4). These are brownish elongate grains of $(50\text{--}100) \times (200\text{--}300)$ μm dimensions, gray in CL, and showing a clear oscillatory zoning. Zircons are characterized by Th/U ratios 0.20–0.46 and by relatively flat REE pattern ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 38\text{--}41$ and $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 152\text{--}203$). This group is well correlated to the first group of zircons from the metagabbro (sample d44-4). Some of the zircons contain black cores. These cores are enriched in uranium (377–1653 ppm) and show Th/U ratios within 0.04–0.45 (Table 1), positive Ce- and negative Eu-anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.36\text{--}2.92$ and $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29\text{--}0.77$, respectively), and a small enrichment in HREE ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 9\text{--}41$ and $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 97\text{--}364$). The age of zircons corresponds to the peak of 2845 ± 14 Ma and is synchronous to crystallization time of igneous zircons of the dyke of metagabbro.

Low-uranium colorless rims show an age of 2.78–2.79 Ma (Fig. 3). Younger rims are characterized by Th/U ratios within 0.01–0.48, by small positive Ce- and negative Eu-anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2$ and $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49$, respectively), and by relatively flat REE pattern ($\text{Lu}_N/\text{Sm}_N = 25$ and $\text{Lu}_N/\text{La}_N = 47$), and their ages correspond to young low-uranium rims of zircons from the metagabbro dyke (Fig. 2).

DISCUSSION

In both samples, elongate magmatic zircons of Archean age prevail, with an absolute absence of Pale-

oproterozoic grains and rims. Ancient grains of ~3 Ga age were found within the granite leucosome (Fig. 3), which probably corresponds to the age of formation of the tonalitic protolith of the host gneisses.

The Mesoarchean ages of 2.87–2.85 Ga for elongate igneous zircons from the metagabbro sample d44-4 were also determined in the vein of the granite leucosome d44-1. The authors consider these ages as the time of the formation of mafic intrusions. The crystallization temperatures of these zircons are 710–820°C (Ti in Zrn [12, 13]). The leucosome is developed

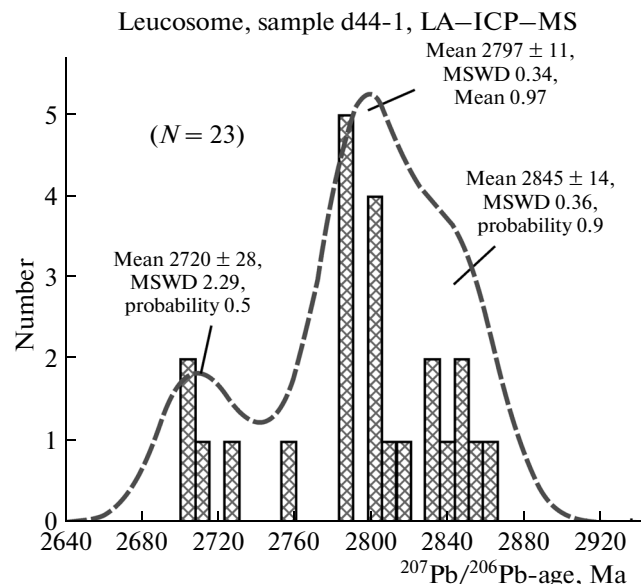


Fig. 4. Histogram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of zircon in granite leucosome, dated by LA-ICP-MS. The broken line is relative probability.

Table 1. The SHRIMP II U–Th–Pb-isotope data for zircons from d44-4 metagabbro and d44-1 granite leucosome (the Cape Gridin)

Point	$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		D, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho
					ppm			age, Ma									
Late ferriferous metagabbro, sample d44-4																	
d44-4.1.1	0.04	723	54	309	0.08	2603	± 30	2722	± 13	5	0.1877	0.81	12.88	1.6	0.4975	1.4	0.87
d44-4.1.2	0.25	74	6	34.4	0.09	2784	± 35	2775	± 32	0	0.1939	2.00	14.44	2.5	0.5401	1.6	0.62
d44-4.2.1	0.66	37	50	17.8	1.39	2832	± 41	2840	± 29	0	0.2017	1.80	15.34	2.5	0.5517	1.8	0.70
d44-4.3.1	0.01	1321	67	603	0.05	2747	± 30	2790	± 6.5	2	0.19559	0.40	14.33	1.4	0.5313	1.3	0.96
d44-4.3.2	0.35	37	46	18.1	1.27	2878	± 47	2853	± 25	-1	0.2033	1.60	15.77	2.5	0.5630	2.0	0.79
d44-4.4.1	0.05	526	91	239	0.18	2730	± 31	2809	± 8.8	3	0.1979	0.54	14.39	1.5	0.5273	1.4	0.93
d44-4.5.1	0.06	393	274	184	0.72	2805	± 33	2850	± 9.6	2	0.2029	0.59	15.25	1.5	0.5451	1.4	0.92
d44-4.6.1	0.43	79	17	37.7	0.22	2830	± 43	2863	± 24	1	0.2046	1.50	15.55	2.4	0.5510	1.9	0.78
d44-4.7.1	0.11	112	1	49.9	0.01	2687	± 36	2753	± 16	2	0.1912	0.98	13.64	1.9	0.5171	1.7	0.86
d44-4.8.1	0.68	18	6	8.32	0.38	2793	± 50	2771	± 57	-1	0.1934	3.40	14.46	4.1	0.5420	2.2	0.54
d44-4.9.1	0.14	82	31	38.9	0.38	2831	± 34	2845	± 15	0	0.2024	0.93	15.39	1.7	0.5515	1.5	0.85
d44-4.9.2	0.11	351	46	144	0.14	2512	± 31	2691	± 12	7	0.1842	0.73	12.10	1.6	0.4766	1.5	0.90
d44-4.9.3	0.21	177	45	76.8	0.26	2624	± 34	2733	± 16	4	0.1890	0.98	13.09	1.9	0.5024	1.6	0.85
d44-4.9.4	0.20	134	6	57.6	0.05	2607	± 36	2717	± 18	4	0.1871	1.10	12.86	2.0	0.4983	1.7	0.84
Granite leucosome, sample d44-1																	
d44-1.1.1	-	14	4	0.32	6.29	2665	± 81	2764	± 51	4	0.193	3.1	13.6	4.9	0.512	3.7	0.8
d44-1.2.1	-	377	83	0.23	171	2732	± 35	2763	± 9	1	0.192	0.5	14.0	1.6	0.528	1.6	0.9
d44-1.3.1	0.05	181	35	0.20	84.7	2810	± 39	2808	± 11	0	0.198	0.7	14.9	1.8	0.546	1.7	0.9
d44-1.4.1	0.02	654	25	0.04	307	2813	± 34	2840	± 7	1	0.202	0.4	15.2	1.6	0.547	1.5	1.0
d44-1.4.2	-	30	14	0.48	13.8	2751	± 59	2815	± 30	3	0.199	1.9	14.6	3.2	0.532	2.6	0.8
d44-1.5.1	0.61	15	8	0.55	7.15	2843	± 86	2926	± 39	3	0.213	2.4	16.3	4.5	0.554	3.7	0.8
d44-1.5.2	0.00	24	23	1.01	10.5	2685	± 70	2906	± 54	9	0.210	3.4	15.0	4.6	0.517	3.2	0.7
d44-1.6.1	0.11	77	34	0.46	36.6	2851	± 46	2908	± 48	2	0.210	3.0	16.1	3.6	0.556	2.0	0.6

The measurements on the sample d44-1 were made by A.N. Lariionov by SHRIMP II ionic probe at VSEGEI; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively; D is discordance.

Table 2. La–ICP–MS U–Th–Pb–isotope data for the zircons from the sample d44-1 of granite leucosome (the Cape Gridin)

Point	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ
		ppm		age, Ma								
d44-1-02	0.04	88	116	2772 ± 23	2845 ± 18	3.2	0.20230	0.00217	14.98575	0.15956	0.53732	0.00550
d44-1-03		395	94	2682 ± 25	2704 ± 18	1	0.18569	0.00202	13.20727	0.15545	0.51593	0.00584
d44-1-04		175	80	2883 ± 26	2864 ± 19	−0.8	0.20471	0.00238	15.91320	0.19376	0.56392	0.00630
d44-1-06		1000	453	2734 ± 26	2729 ± 21	−0.2	0.18843	0.00239	13.72330	0.18235	0.52830	0.00607
d44-1-07		499	158	2776 ± 24	2802 ± 18	1.1	0.19703	0.00217	14.62286	0.16331	0.53831	0.00565
d44-1-08		1653	318	2786 ± 24	2784 ± 18	−0.1	0.19489	0.00208	14.52300	0.16058	0.54051	0.00574
d44-1-09		1578	131	2712 ± 23	2798 ± 18	3.7	0.19653	0.00211	14.17307	0.15443	0.52308	0.00544
d44-1-10		254	92	2755 ± 25	2817 ± 19	2.7	0.19887	0.00228	14.62014	0.17401	0.53323	0.00583
d44-1-11		29	9	2778 ± 29	2834 ± 26	2.4	0.20093	0.00313	14.92336	0.24066	0.53872	0.00704
d44-1-12		27	18	2786 ± 24	2800 ± 19	0.6	0.19683	0.00227	14.66895	0.16840	0.54055	0.00571
d44-1-13		415	54	2809 ± 24	2830 ± 18	0.9	0.20046	0.00211	15.09206	0.16590	0.54607	0.00583
d44-1-14		614	158	2764 ± 27	2785 ± 19	1	0.19506	0.00217	14.39223	0.17913	0.53531	0.00636
d44-1-15C		628	260	2735 ± 24	2787 ± 17	2.3	0.19528	0.00201	14.22894	0.15445	0.52850	0.00568
d44-1-15R		383	92	2764 ± 25	2787 ± 18	1	0.19522	0.00214	14.40829	0.16842	0.53534	0.00594
d44-1-19C	180	41	2876 ± 27	2851 ± 18	−1	0.20310	0.00221	15.73824	0.19102	0.56216	0.00658	
d44-1-19R	404	6	2662 ± 25	2712 ± 19	2.3	0.18651	0.00209	13.14179	0.16255	0.51124	0.00596	
d44-1-22	0.15	105	53	2618 ± 24	2700 ± 18	3.7	0.18519	0.00198	12.78774	0.14737	0.50091	0.00560
d44-1-23		427	135	2844 ± 25	2848 ± 18	0.2	0.20271	0.00215	15.49927	0.17580	0.55461	0.00611
d44-1-24C	0.17	171	74	2770 ± 24	2801 ± 18	1.4	0.19693	0.00215	14.57091	0.16483	0.53668	0.00576
d44-1-24R		181	45	2683 ± 26	2755 ± 20	3.3	0.19149	0.00232	13.61806	0.18181	0.51616	0.00623
d44-1-25		110	84	2709 ± 25	2810 ± 18	4.4	0.19808	0.00211	14.26454	0.16301	0.52240	0.00579
d44-1-26		176	53	2815 ± 24	2838 ± 18	1	0.20142	0.00214	15.20578	0.16369	0.54750	0.00568
d44-1-27	0.36	238	68	2711 ± 26	2789 ± 30	3.4	0.19551	0.00347	14.09118	0.18732	0.52274	0.00614

D is discordance.

exclusively along the boundary of the dyke of metagabbro and tonalitic gneisses, penetrating the metagabbro dyke beyond its contacts to the gabbro-norite body (Fig. 1). Evidently, the boundary between gneisses and the metagabbro dyke was most suitable for the migration of fluid, which promoted a partial melting of tonalitic gneisses and involved the dyke rock into this process, providing a capture of zircons from metagabbro in the formed granite leucosome.

Young low-thorium rims of 2.78–2.81 Ga have grown on all ancient zircons and constitute the typical formations appearing under metamorphic conditions in equilibrium with a migmatite felsic melt. The crystallization temperatures of these rims are 700–720°C (Ti in Zrn [12, 13]), which characterizes the formation time of the granite leucosome at metamorphic conditions, probably eclogitic facies.

The histogram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of the leucosome (Fig. 4) also shows an age peak about 2.7 Ga. This age

corresponds to time of a decompression post-eclogitic metamorphism of the high-pressure granulite facies [3].

The effect of an event of ~1.9 Ga is noticeable in the calculations of ages: the lower intersections of the concordia always show the values of ~1.9 Ga. The superimposed metamorphism of the amphibolites facies and the “final” exhumation of metamorphic complexes which took place 2.0–1.8 Ga ago are related to the collision events at the end of the Paleoproterozoic, which are conventionally correlated to the formation of the Svecofennian accretion orogen directly westwards (in the current coordinates) from the Belomorian province.

CONCLUSIONS

The authors consider the ages of 2.87–2.85 Ga as the time of the intrusion of mafic melt. These ages coincide within error to the age of the oceanic pro-

toliths of Salma eclogites (2.9–2.82 Ga). These data and a general geochemical trend of the distribution of main and trace elements in eclogitized rocks of Gridino and Salma allow us to draw a conclusion about the correlation between the Gridino dykes and the ocean of the Salma [14]. The dykes might either be the derivatives of a slow-spreading ridge dipping into the zone of subduction [14] or forego an opening of the Salma Ocean [3]. The formation of low-thorium rims of 2.78–2.79 Ga was at an increase of temperature and associated with partial melting of the crust. This metamorphic event probably represented the stage of the dipping of continental rocks into the zone of subduction. The submelting of the metagabbro dyke and an injection of leucosome into the dyke rocks caused the saturation of the leucosome in zircons inherited from the dyke.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project nos. 11-05-00492-a and 12-05-00856-a) and by the ONZ-6 Program. The authors are grateful to Dr. M.V. Mints for his continual support, collaboration, and constructive criticism.

REFERENCES

1. M. V. Mints, A. N. Konilov, K. A. Dokukina, et al., *Doklady Earth Sci.* **434**, 1311 (2010).
2. A. N. Konilov, A. A. Shchipansky, M. V. Mints, et al., in *Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond* (Elsevier, London, 2011), ch. 19, pp. 623–670.
3. K. A. Dokukina and A. N. Konilov, in *Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond* (Elsevier, London, 2011), ch. 18, pp. 591–634.
4. A. I. Slabunov, O. I. Volodichev, S. G. Skublov, and A. V. Berezin, *Doklady Earth Sci.* **437**, 396 (2011).
5. A. I. Slabunov, S. B. Lobach-Zhuchenko, E. B. Bibikova, et al., *Mem. Geol. Soc. London* **32**, 627–644 (2006).
6. K. A. Dokukina, T. B. Bayanova, T. V. Kaulina, et al., *Doklady Earth Sci.* **432**, 671 (2010).
7. K. A. Dokukina, A. N. Konilov, K. V. Van, et al., *Doklady Earth Sci.* **445** (1), 832 (2012).
8. T. C. McCarthy and A. E. Patiño Douce, *J. Metamorph. Geol.* **16**, 671–682 (1998).
9. P. W. O. Hoskin and U. Schaltegger, *Rev. Mineral. and Geochem.* **53**, ch. 2, 27–32 (2003).
10. A. W. Hofmann, *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 297–314 (1988).
11. S. S. Sun and W. F. McDonough, *Geol. Southern Ocean. London Spec. Pub.* **42**, 313–345 (1989).
12. J. M. Ferry and E. B. Watson, *Contribs. Mineral. Petrol.* **154**, 429–437 (2007).
13. E. B. Watson, D. A. Wark, and J. B. Thomas, *Contribs. Mineral. Petrol.* **151**, 413–433 (2006).
14. M. V. Mints, K. A. Dokukina, and A. N. Konilov, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>.

Translated by A. Rylova