

ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА (Кольский полуостров): СВИДЕТЕЛЬСТВА О СУБДУЦИРОВАВШЕЙ АРХЕЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

А.А. Щипанский, Л.И. Ходоревская*, А.И. Слабунов**

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Институт экспериментальной минералогии, 142432, Черноголовка, Московская обл., ул. Академика Осипяна 4, Россия*

*** Институт геологии Карельского НЦ РАН, 185910, Петрозаводск, Пушкинская ул., 11, Россия*

Приводятся результаты исследований геохимии и изотопного датирования эклогитов Куру-Ваары и ассоциируемых с ними пород. По геохимическим характеристикам «южные» и «северные» эклогиты близки между собой. Их протолиты представляли собой примитивные, преимущественно высокомагнезиальные базальты океанического происхождения, более близкие по источнику к примитивной мантии, нежели современные MORB. Постэклогитовые интрузии обнаруживают отчетливые геохимические свидетельства коровой контаминации. Вмещающие эклогиты тоналит-трондjemит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы образуют геохимически когерентную серию, включающую высоко-А1 и низко-А1 разновидности. Показано, что ТТГ серия формировалась за счет водонасыщенного частичного плавления «южных» эклогитов с амфибол-гранатовой котектикой на ликвидусе, но в поле стабильности рутила ($P > 15$ кбар).

Цирконы «южных» эклогитов несут ясные признаки структур распада объединенного процесса растворения и пересадения, сохранившие участки первичной магматической зональности. Локальная геохимия таких участков свидетельствует об океаническом происхождении протолитовых цирконов, изотопное датирование (SHRIMP-II) которых дало конкордантный возраст 2821 ± 24 млн лет. Цирконы из трондjemитового гнейса с геохимическими характеристиками архейского адакита показали конкордантный возраст 2805 ± 11 млн лет, свидетельствуя об их син-эклогитовом происхождении. Популяция высокобарических цирконов из «северных» эклогитов имеет конкордантный возраст 2722 ± 21 млн лет, аналогичный возрасту ранее описанных эклогитов Гридино.

Обобщение данных по датированным находкам эклогитов тел показывает, что в Беломорском поясе присутствуют, как минимум, три группы эклогитов с возрастными ~ 2.86 — 2.87 , ~ 2.82 — 2.80 и ~ 2.72 млрд лет, что хорошо согласуется с известными изотопно-геохронологическими данными по возрастам формирования ранней континентальной коры пояса. Показана взаимосвязь эклогитов и процессов генерации ТТГ серий пояса, которая наилучшим образом удовлетворяет модели кратковременных импульсных эпизодов субдукции утолщенной архейской океанической коры.

Присутствие HP-UHP эклогитов разного возраста и особенности структуры позволяют отнести Беломорский пояс к категории мегамеланжевых поясов.

Архей, эклогиты, тоналит-трондjemит-гранодиоритовые гнейсы, океаническая кора, изотопное датирование, SHRIMP, океанические цирконы, субдукция, мегамеланжевый пояс.

THE GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC AGE OF ECLOGITES FROM THE BELOMORIAN BELT (Kola Peninsula): EVIDENCE FOR SUBDUCTED ARCHEAN OCEANIC CRUST

A.A. Shchipansky, L.I. Khodorevskaya, and A.I. Slabunov

We present results of geochemical studies and isotope dating of eclogites and associated rocks from the Kuru-Vaara quarry, Belomorian Belt, Northeastern Baltic Shield. The southern and northern eclogites are similar in geochemical features. Their protoliths were primitive, mainly high-Mg basalts of oceanic genesis derived from a primitive mantle source rather than from a depleted mantle source characteristic of modern MORB. The post-eclogitic intrusive rocks show obvious evidence for crustal contamination. The eclogite-hosting tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) gneisses form a coherent series including high-Al and low-Al varieties. The trace-element data show that the TTG series formed through the hydrous partial melting of the southern eclogites in the presence of garnet and amphibole in the field of the rutile stability (>15 kbar).

Zircons from the southern eclogites exhibit features of their strong re-equilibration by coupled dissolution-precipitation processes but have locally preserved patches with a primary magmatic zoning. The geochemistry of the patches points to the oceanic provenance of protolithic zircons; their isotope dating (SHRIMP-II) yielded a concordant age of 2821 ± 21 Ma. Zircons from the trondjemite gneiss with geochemical features of Archean adakite were dated at 2805 ± 11 Ma, which evidences the syn-eclogitic origin of the TTG melts. The concordant age of high-pressure zircons from the northern eclogites is 2722 ± 21 Ma, close to the age of the earlier studied Gridino eclogites.

The overview of the isotopically dated eclogite bodies show the presence of at least three temporally distinct groups of eclogites in the Belomorian Belt, ~ 2.86 — 2.87 , ~ 2.82 — 2.80 , and ~ 2.72 Ga, which is in good

accordance with the known isotopic age for major crust-forming events in the belt. This, in turn, implies a close genetic relationship between the eclogites and the TTG origin, which might be consistent with the model of the short intermitted events of subduction of the thickened Archean oceanic crust.

The presence of HP/UHP eclogites of different ages and the structural style of the Belomorian Belt permit it to be assigned to megamelange belts.

Eclogites, TTG gneisses, oceanic crust, isotope dating, SHRIMP, oceanic zircon, subduction, megamelange belt, Archean

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей статье [Щипанский и др., 2012] было показано, что эклогиты Куру-Ваары в центральной части Кольского сегмента Беломорского пояса Балтийского щита по геологическому положению и их ассоциации с тоналит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами беломорского комплекса являются позднеархейскими. Выделены две группы эклогитовых блоков, «южных» и «северных», которые по данным петрологических исследований показывают некоторые различия. «Южные» эклогиты характеризуются более высокими содержаниями жадеитового минала в реликтах матричного омфацита, заметно более высокими содержаниями пиропового минала в гранатах, и нередким появлением в них кианита. Кроме того, в блоках «южных» эклогитов запечатлены очевидные свидетельства их частичного плавления. В «северных» эклогитах подобных явлений не обнаружено, а по геотермометрии их минеральные парагенезисы показывают систематически более низкие (примерно, на 50 °С) температуры. «Северные» эклогиты отличаются удивительно хорошей сохранностью их пиковых эклогитовых парагенезисов, включающих явно равновесную ассоциацию амфибола, клинопироксена и граната, что позволяет отнести их к типу амфиболовых эклогитов, традиционно относимых к фации высокобарических (НР) эклогитов. Однако в обоих типах эклогитов матричные омфацитовые клинопироксены обнаруживают микроструктуры распада с образованием тончайших игольчатых род кварца. Подобные микроструктуры распада многими рассматриваются как свидетельства сверхвысокобарического (UHP) метаморфизма. Кроме того, высокая магнезиальность обоих типов эклогитов, скорее всего, замедляла скорости трансформации их протолитов в эклогиты, смещая поля устойчивости кальциевых амфиболов и натровых пироксенов в сторону поля UHP.

Эти данные обозначили цели настоящей статьи, которая посвящена рассмотрению петро- и геохимических особенностей эклогитов Куру-Ваары и их изотопному датированию. Полученные результаты имеют непосредственное отношение к важнейшим проблемам геодинамики раннего докембрия — строению и составу субдуцировавшей архейской океанической коры и механизму формирования ТТГ ассоциаций, составляющих основу ранней континентальной коры Земли.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования проведены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (С.-Петербург). Определения главных элементов выполнялись на рентгеноспектральном анализаторе ARL 9800 с погрешностями, не превышающими 2 отн. %. Концентрации малых элементов определялись на приборе ELAN-DRC-6100I ICP-MS из навесок проб массой 50—100 мг с использованием методики глубокого кислотного разложения со сплавлением с метобаратом лития в термопечи, что обеспечивает полное растворение даже труднорастворимых минералов, таких как циркон, монацит, рутил и др. Калибровка определений осуществлялась с использованием международного стандарта OU-6. Погрешности определений редких и редкоземельных элементов в соответствии с международной аттестацией IAG не превышают 5 отн. %.

U-Pb изотопное датирование цирконов производилось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитики С.Л. Пресняков, И.П. Падерин). Отобранные вручную зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500 с последующим шлифованием и полировкой приблизительно до половины их толщины. Для выбора точек датирования на поверхности срезов зерен использовали оптические, катодолуминесцентные изображения, а также их отображения во вторичных электронах. Изотопные измерения проводили согласно принятой для данной технологии методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода осуществлялась 4 нА, диаметр кратера — 25 мкм. Погрешности единичных измерений приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и определений по пересечению с конкордией — на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Для выяснения возможной генетической природы датированных цирконов были проведены микрондовые определения содержания элементов-примесей в конкордантных и субконкордантных точках. Анализ проводился методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca IMS-4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН (Ярославль). Методика измерений детально описана в работе [Федотова и др., 2008].

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЯ ЭКЛОГИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД

Использование геохимических данных при реконструкции протолитов эклогитов в отсутствие сохранившихся структурно-текстурных признаков происхождения является единственным эффективным инструментом определения их возможной природы. Многочисленные работы по изучению геохимии эклогитов показывают, что высокозарядные некогерентные элементы и группа редкоземельных элементов (РЗЭ) остаются относительно немобильными в условиях высокобарического метаморфизма, тогда как крупноионные литофилы демонстрируют заметную подвижность [Creaser et al., 1999]. Базисным принципом нашего исследования являлось использование закономерностей распределения немобильных элементов, которые, по всей вероятности, отражают геохимическую характеристику их магматических протолитов. Кроме того, при отборе геохимических проб тщательно избегались участки с признаками возможных наложенных изменений.

«Южные» эклогиты по химическому составу относятся к низко-К, преимущественно оливин-нормативным толеитовым базальтам, заметно отличающимся по содержанию ряда оксидов от типичного толеита (N-MORB) современных срединно-океанических хребтов (табл. 1, рис. 1). Их Mg# ($Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$) в большинстве случаев составляет ~ 0.7 , свидетельствуя о том, что базальтовые протолиты эклогитов были сформированы из первичных мантийных расплавов без существенной последующей фракционной кристаллизации. Единственная проба KV-0757/1, которая отобрана из эклогитового блока с явными свидетельствами частичного плавления, показывает более низкое значение магнезиальности, равное 0.57. Однако даже этот состав по распределению РЗЭ оказывается заметно более деплетированным по сравнению с N-MORB (рис. 2, а).

На диаграмме распределения редких и рассеянных элементов отчетливо заметно, что эклогиты оказываются ближе к примитивной мантии, нежели к расплавам, продуцированным частичным плавлением деплетированной верхней мантии (см. рис. 2, б). Также видно, что эклогиты обнаруживают хорошо выраженные положительные аномалии Nb ($(Nb/Th)_N = 1.3—2.3$) индикативные для расплавов, не претерпевших коровую контаминацию. Отличительной особенностью примитивных составов является положительные аномалии Sr ($Sr/Sr^* = 1.9—3.3$), которые не сопровождаются аналогичными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* \approx 1$), что представляется странным, если предполагать возможную кумулятивную природу эклогитовых протолитов.

Влияние начальных стадий плавления на состав эклогитов демонстрируют образцы KV-0709, KV-0715/2 и KV-0801 (см. табл. 1, рис. 2, а, б). В результате этого процесса наблюдалось некоторое повышение концентраций SiO_2 , но кардинально картина распределения индикаторных редких и рассеянных элементов существенно менялась, приводя к характеристикам, схожим с низко-Ti островодужными базальтами (IAT).

Составы пиклогитов, ассоциирующих с «южными» эклогитами, даны в табл. 1. По химическому составу среди пиклогитов выделяются как пикриты (KV-0505), так и коматииты (KV-0504). В образце коматиитового состава отношение $Al_2O_3/TiO_2 = 20$, что типично для Al-недеплетированных коматиитов [Arndt et al., 1997]. Спектры распределения малых элементов (не показаны) также сходны с коматиитовыми, отличаясь от эклогитовых большим уровнем деплетации. Однако важным представляется то, что в пиклогитах наблюдаются также хорошо выраженные положительные аномалии Nb, свидетельствуя об их несомненных генетических связях с эклогитами.

«Северные» эклогиты по химическому составу относятся также к низко-К толеитовым базальтам, которые по ряду признаков отличаются от «южных» эклогитов. Во-первых, они характеризуются менее примитивными составами с $Mg\# = 0.55—0.66$. Во-вторых, «северные» эклогиты имеют заметно более низкую глиноземистость в сравнении с «южными» (см. табл. 1, рис. 1). При равной магнезиальности ($Mg\# = 0.7$) глиноземистость составов в разных типах эклогитов оказывается разной (ср. обр. KV-0703 и KV-0807, 17.3 и 13.1 мас. % соответственно), что трудно согласуется с предположением о едином мантийном источнике магмогенерации. В-третьих, все образцы демонстрируют систематически менее выраженные аномалии Nb ($(Nb/Th)_N = 1.1—2.2$). В наиболее примитивных разновидностях «северных» эклогитов также отмечаются хорошо выраженные положительные аномалии Sr в отсутствие когерентных аномалий Eu (см. рис. 2, в).

Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы демонстрируют значительное сходство с таковыми для «южных» эклогитов в части примитивных составов. Однако фракционированные разности базальтовых протолитов «северных» эклогитов показывают важные в генетическом плане осо-

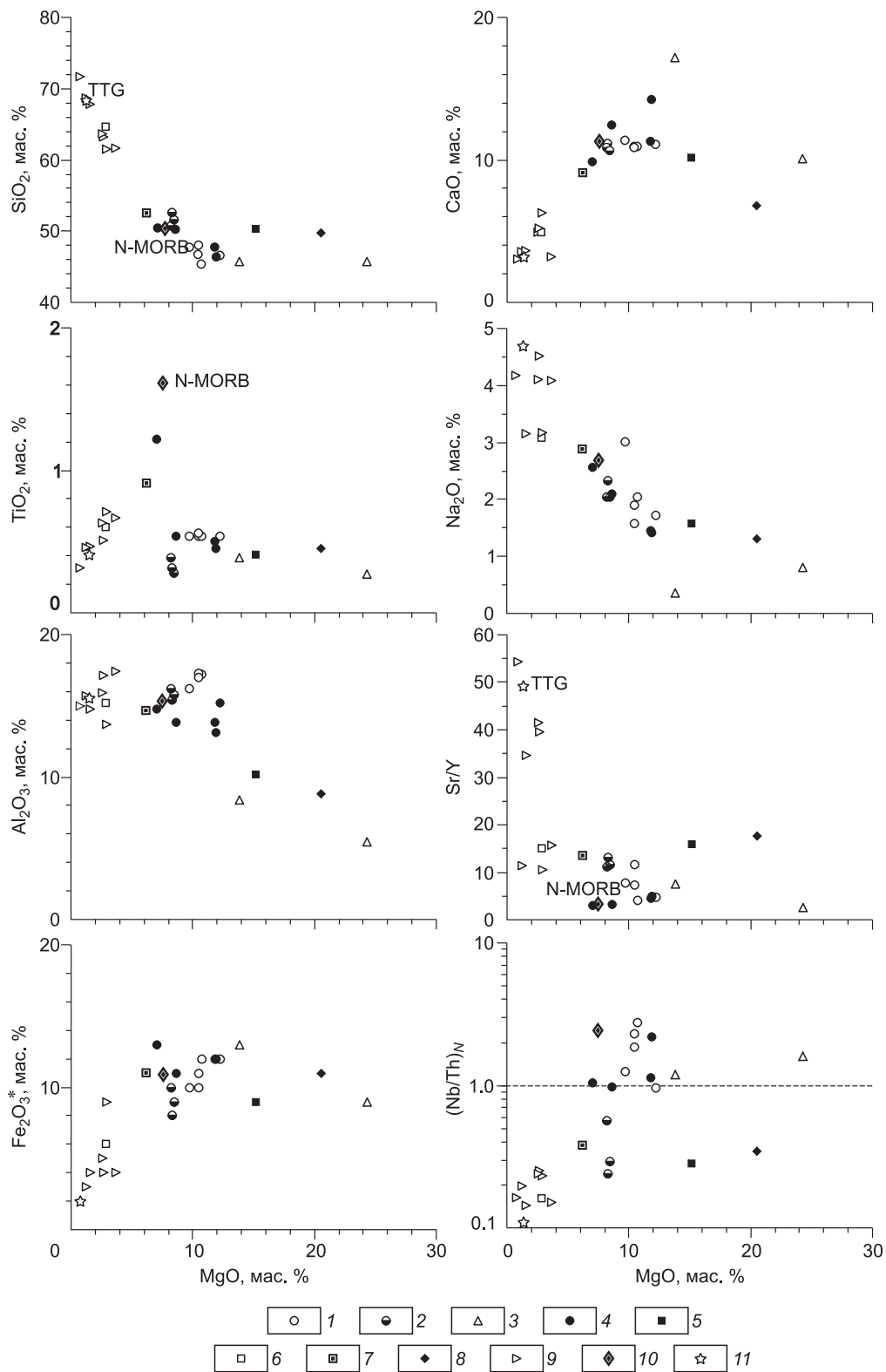


Рис. 1. Вариационные диаграммы для составов эклогитов и ассоциирующих с ними пород из карьера Куру-Ваара.

1 — «южные» эклогиты, 2 — частично подплавленные «южные» эклогиты, 3 — пиклогиты, 4 — «северные» эклогиты; 5 — магнезиальный габбро-амфиболит, 6 — санукитоид, 7 — метадиабаз, 8 — сумийский метапикрит, 9 — ТТГ гнейсы, 10 — средний состав N-MORB [Hofmann, 1988], 11 — средний состав позднеархейского ТТГ [Martin et al., 2005].

Таблица 1. Представительные анализы петрогенных (мас. %) и редких и рассеянных (мкг/г) элементов эцлогитов и ассоциирующих с ними пород из карьера Куру-Ваара

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	KV-0501	KV-0502	4LM-10	KV-0615	KV-0703	KV-0715/1	KV-0709	KV-0715/2	KV-0801	KV-0504	KV-0505	KV-0706	KV-0804	KV-0807
	«Южные» эцлогиты						Пиклогиты					«Северные» эцлогиты		
SiO ₂	47.70	45.50	46.60	46.66	48.00	50.30	52.70	50.80	51.70	45.80	45.70	47.90	50.40	46.40
TiO ₂	0.54	0.54	0.54	0.54	0.56	0.91	0.32	0.39	0.28	0.27	0.39	0.50	1.22	0.45
Al ₂ O ₃	16.20	17.20	17.00	15.21	17.30	14.20	15.40	16.20	15.80	5.45	8.39	13.80	14.80	13.10
Fe ₂ O ₃ общ	10.20	12.10	11.00	12.50	10.50	12.90	8.82	10.70	9.96	9.82	13.00	12.20	13.20	12.00
MnO	0.16	0.19	0.16	0.19	0.16	0.21	0.14	0.18	0.17	0.14	0.29	0.24	0.18	0.23
MgO	9.72	10.70	10.50	12.27	10.50	7.80	8.27	8.18	8.47	24.30	13.80	11.80	7.02	11.90
CaO	11.40	11.00	11.00	11.09	10.90	11.60	11.20	10.90	10.70	10.10	17.20	11.30	9.87	14.30
Na ₂ O	3.01	2.04	1.90	1.72	1.57	1.88	2.33	2.04	2.05	0.81	0.37	1.46	2.56	1.41
K ₂ O	0.68	0.32	0.50	0.07	0.21	0.02	0.56	0.44	0.48	0.14	0.09	0.31	0.51	0.05
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.02	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.10	0.08	0.03	0.10	0.05
П.п.п.	0.23	0.20	0.57	0.60	0.29	0.22	0.25	0.11	0.38	2.46	0.10	0.38	0.13	0.14
Сумма	99.89	99.84	99.82	99.87	100	100	100	100	100	99.50	99.40	99.90	100	100
Mg#	0.68	0.65	0.68	0.70	0.70	0.57	0.68	0.64	0.65	0.75	0.70	0.66	0.55	0.70
Sc	—	—	—	33.9	31.2	45.5	31.3	35.4	36.2	—	—	43.4	43.1	47
V	174	163	160	178	159	254	161	144	147	110	110	203	282	201
Cr	595	687	597	884	725	60	414	387	411	2040	1970	939	189	871
Co	56.1	60.2	57	—	—	—	—	—	—	82.7	80	—	—	—
Ni	—	—	—	—	297	85	142	146	155	—	—	287	101	285
Rb	19.7	8.94	16	1.5	5.38	1.5	12.7	8.93	12.3	2.7	0.3	11.3	18.2	2.1
Sr	103	59	82	60	146	32	125	140	122	23.2	79.4	63	67.6	59
Y	13.1	14.6	11.3	12.8	12.5	17.8	9.5	12.4	10.5	9.13	10.6	13.9	22.6	11.9
Zr	30.1	31.5	23.8	26	21.5	42	88	39.5	48.6	12.6	15.4	27.1	66.6	25.5
Nb	1.61	1.46	1.56	1.39	2.09	2.72	2.61	4.50	2.46	0.61	0.91	1.46	3.51	2.48
Ba	118	48.4	108	25	49	25	208	118	167	0.1	0.1	79	59	23
La	1.61	0.94	0.90	0.89	1.37	2.13	7.98	7.10	5.82	0.46	0.71	1.28	3.77	0.75
Ce	4.00	2.65	2.76	2.34	3.77	6.09	16.6	14.70	12.2	1.81	1.79	3.10	10.50	2.16
Pr	0.77	0.44	0.44	0.36	0.61	1.01	2.00	1.74	1.44	0.35	0.30	0.55	1.63	0.38
Nd	4.23	2.35	2.35	2.00	3.21	4.89	7.46	7.07	5.68	2.01	1.55	2.85	7.98	2.12
Sm	1.55	0.93	0.85	0.79	1.05	1.70	1.43	1.55	1.22	0.75	0.79	1.15	2.61	0.91
Eu	0.54	0.34	0.33	0.30	0.50	0.62	0.46	0.46	0.41	0.11	0.43	0.40	0.87	0.34
Gd	1.73	1.20	1.23	1.14	1.68	2.17	1.54	1.70	1.35	1.03	1.19	1.51	3.13	1.42
Tb	0.33	0.30	0.28	0.30	0.33	0.44	0.25	0.30	0.22	0.20	0.24	0.30	0.60	0.31
Dy	1.98	2.30	1.86	1.90	2.01	2.96	1.54	1.83	1.59	1.39	1.70	2.14	3.65	1.98
Ho	0.49	0.58	0.42	0.50	0.47	0.65	0.37	0.46	0.36	0.35	0.40	0.47	0.88	0.46
Er	1.47	1.69	1.25	1.40	1.47	2.02	1.14	1.39	1.24	0.96	1.07	1.53	2.44	1.25
Tm	0.24	0.26	0.17	0.19	0.21	0.29	0.17	0.22	0.17	0.13	0.16	0.24	0.37	0.21
Yb	1.44	1.58	1.23	1.36	1.23	1.93	1.05	1.35	1.25	0.95	0.95	1.45	2.49	1.39
Lu	0.20	0.25	0.20	0.22	0.21	0.30	0.20	0.25	0.21	0.14	0.16	0.26	0.38	0.23
Hf	0.88	0.89	0.71	0.80	0.65	1.29	2.38	1.04	1.38	0.35	0.35	0.82	1.89	0.76
Ta	0.09	0.08	0.09	0.08	0.12	0.16	0.13	0.20	0.10	0.03	0.05	0.07	0.18	0.13
Th	0.17	0.10	0.09	0.19	0.12	0.27	1.42	1.04	1.11	0.05	0.10	0.17	0.44	0.15
U	0.32	0.20	0.05	0.07	0.33	0.12	0.22	0.26	0.17	0.05	0.12	0.08	0.54	0.18
(La/Yb) _N	0.75	0.40	0.49	0.44	0.75	0.74	5.13	3.55	3.15	0.3	0.5	0.6	1.0	0.4
(Nb/Th) _N	1.25	1.9	1.9	1.7	2.3	1.3	0.24	0.57	0.29	1.6	1.2	1.1	1.1	2.2
Sr/Sr*	1.85	1.86	2.65	2.10	3.27	0.5	0.75	0.93	1	1.1	4.7	1.6	0.6	2.2
Eu/Eu*	1	1	1	1	1.2	1	0.9	0.9	1	0.4	1.4	0.9	0.9	0.9
Nb/Ta	17.9	18.3	17.3	17.4	17.5	17.0	20.1	22.5	24.6	17.4	18.2	18.3	18.5	19.1

Компонент	15	16	17	18	19	Компонент	20	21	22	23	24	25	26
	KV-0811	KV-711/1	KV-711/2	KV-0810	KV-0813		KV-0506	KV-0507	KV-0620	KV-0712	KV-0715/3	KV-0719	KV-0720
	«Северные» эклгиты	Постэклгитовые интрузии					ТТГ гнейсы						
SiO ₂	50.30	50.40	64.60	52.50	49.70	SiO ₂	63.60	68.70	67.77	71.70	61.60	61.50	63.20
TiO ₂	0.54	0.41	0.60	0.91	0.45	TiO ₂	0.63	0.46	0.47	0.32	0.67	0.71	0.51
Al ₂ O ₃	13.80	10.2	15.20	11.80	8.79	Al ₂ O ₃	15.90	15.70	14.74	15.00	17.40	13.70	17.10
Fe ₂ O ₃ _{общ}	11.70	9.59	6.33	0.18	11.60	Fe ₂ O ₃ _{общ}	5.23	3.52	4.39	2.54	4.39	9.42	4.82
MnO	0.23	0.18	0.01	0.18	0.19	MnO	0.09	0.05	0.06	0.35	0.05	0.15	0.08
MgO	8.59	15.20	2.84	6.22	20.50	MgO	2.61	1.24	1.59	0.76	3.68	2.95	2.68
CaO	12.50	10.20	4.96	9.20	6.81	CaO	4.97	3.61	3.64	3.07	3.23	6.32	5.25
Na ₂ O	2.09	1.58	3.09	2.88	1.31	Na ₂ O	4.11	4.35	3.15	4.18	4.09	3.17	4.52
K ₂ O	0.05	0.85	1.77	0.91	0.36	K ₂ O	2.17	1.75	3.64	2.02	3.91	1.65	1.48
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.11	0.12	0.05	P ₂ O ₅	0.18	0.11	0.15	0.08	0.35	0.12	0.08
П.п.п.	0.08	1.0	0.37	0.61	0.10	П.п.п.	0.35	0.32	0.53	0.33	0.57	0.33	0.36
Сумма	100	99.70	100	99.90	99.70	Сумма	99.84	99.81	99.82	100	99.90	100	100
Mg#	0.60	0.75	0.54	0.54	0.80	Mg#	0.53	0.44	0.42	0.40	0.65	0.41	0.55
Sc	51.2	30.2	11.2	33.4	28.2	Sc	—	—	5.7	3.07	8.88	27.2	9.97
V	207	161	91.6	199	156	V	46	73.5	56.2	28.3	75.70	139	81.1
Cr	773	1570	82.6	186	2220	Cr	12	56.2	43.9	24.5	54.70	20.1	26.90
Co	—	—	—	—	—	Co	8.5	17.2	—	—	—	—	—
Ni	190	391	89.1	127	675	Ni	—	—	28.7	18.5	114	45.3	23.1
Rb	1.5	21	44	18	8	Rb	71	17	125	78	150	45.1	75.6
Sr	45.3	143	159	269	163	Sr	309	330	349	231	228	194	285
Y	13.8	9	10.5	19.7	9.3	Y	7.4	28.8	10.1	4.24	14.5	18.2	9.74
Zr	26	34.2	154	93	39	Zr	147	286	118	147	336	148	75.5
Nb	3.56	2.27	7.37	5.63	2.38	Nb	5.71	13.4	6.85	7.95	6.81	8.31	6.81
Ba	25.3	223	420	299	184	Ba	529	572	1070	529	1210	566	355
La	2.65	3.79	46.6	14.9	6.98	La	22.2	50.8	26.8	23.20	77.6	28.1	18.0
Ce	6.44	8.38	90.2	32	14.60	Ce	43.2	106	53.3	43.6	152	56.6	38.4
Pr	0.90	1.13	10.1	4.01	1.89	Pr	4.53	12.2	5.89	4.68	17.90	6.54	4.55
Nd	3.63	4.91	32.9	16.30	7.21	Nd	15.90	43.7	21.1	15.40	60.60	23.8	16.8
Sm	0.98	1.23	5.14	3.45	1.67	Sm	2.81	8.24	3.92	2.27	9.31	4.03	2.96
Eu	0.34	0.42	1.34	1.10	0.53	Eu	0.75	1.42	1.03	0.66	2.16	1.06	0.79
Gd	1.38	1.45	4.08	3.53	1.62	Gd	2.55	7.11	2.83	1.80	6.99	4.00	2.47
Tb	0.31	0.22	0.50	0.56	0.26	Tb	0.34	0.97	0.39	0.24	0.77	0.59	0.37
Dy	1.99	1.53	2.39	3.44	1.64	Dy	1.67	5.20	1.82	0.98	2.95	3.07	1.77
Ho	0.51	0.33	0.37	0.68	0.34	Ho	0.29	1.04	0.34	0.15	0.59	0.65	0.35
Er	1.63	0.92	1.00	2.00	1.03	Er	0.73	2.68	1.09	0.38	1.27	1.82	0.82
Tm	0.25	0.13	0.15	0.32	0.16	Tm	0.10	0.41	0.14	0.06	0.22	0.30	0.15
Yb	1.52	0.86	0.95	1.99	0.95	Yb	0.61	2.76	0.93	0.30	1.44	1.97	0.90
Lu	0.29	0.14	0.16	0.32	0.16	Lu	0.09	0.43	0.17	0.06	0.20	0.32	0.17
Hf	0.75	1.0	4.1	2.59	1.00	Hf	3.69	7.28	3.27	4.21	7.85	4.14	2.14
Ta	0.15	0.14	0.44	0.27	0.13	Ta	0.28	0.71	0.40	0.39	0.30	0.44	0.59
Th	0.48	1.05	5.95	1.95	0.90	Th	3.14	8.91	6.25	6.52	5.88	4.72	3.54
U	0.31	0.29	0.92	0.45	0.25	U	0.28	0.66	1.98	0.65	1.77	0.86	1.43
(La/Yb) _N	1.2	3.0	33.1	5.1	5	(La/Yb) _N	24.6	12.4	19.5	52.2	36.4	9.6	13.5
(Nb/Th) _N	1.0	0.3	0.2	0.4	0.3	(Dy/Yb) _N	1.8	1.2	1.3	2.1	1.4	1.0	1.3
Sr/Sr*	0.7	1.6	0.2	0.8	1.1	(Nb/Th) _N	0.24	0.2	0.4	0.2	0.15	0.23	0.25
Sr/Y	0.9	1.0	0.9	1.0	1.0	Sr/Y	41.7	11.5	34	55	15.7	10.1	40
Nb/Ta	19.8	16.2	16.8	20.8	18.3	Nb/Ta	20.4	19	17.1	20.4	22.7	18.9	12

Примечание. 7—9 — эклгиты со свидетельствами начальных стадий частичного плавления. 16 — магнезиальный габбро-амфиболит, 17 — санукитоид, 18 — метамикрогаббро, 19 — сумийский метапикрит. Полужирным шрифтом выделены образцы, для которых получены изотопно-геохимические датировки. Прочерк — не определялось.

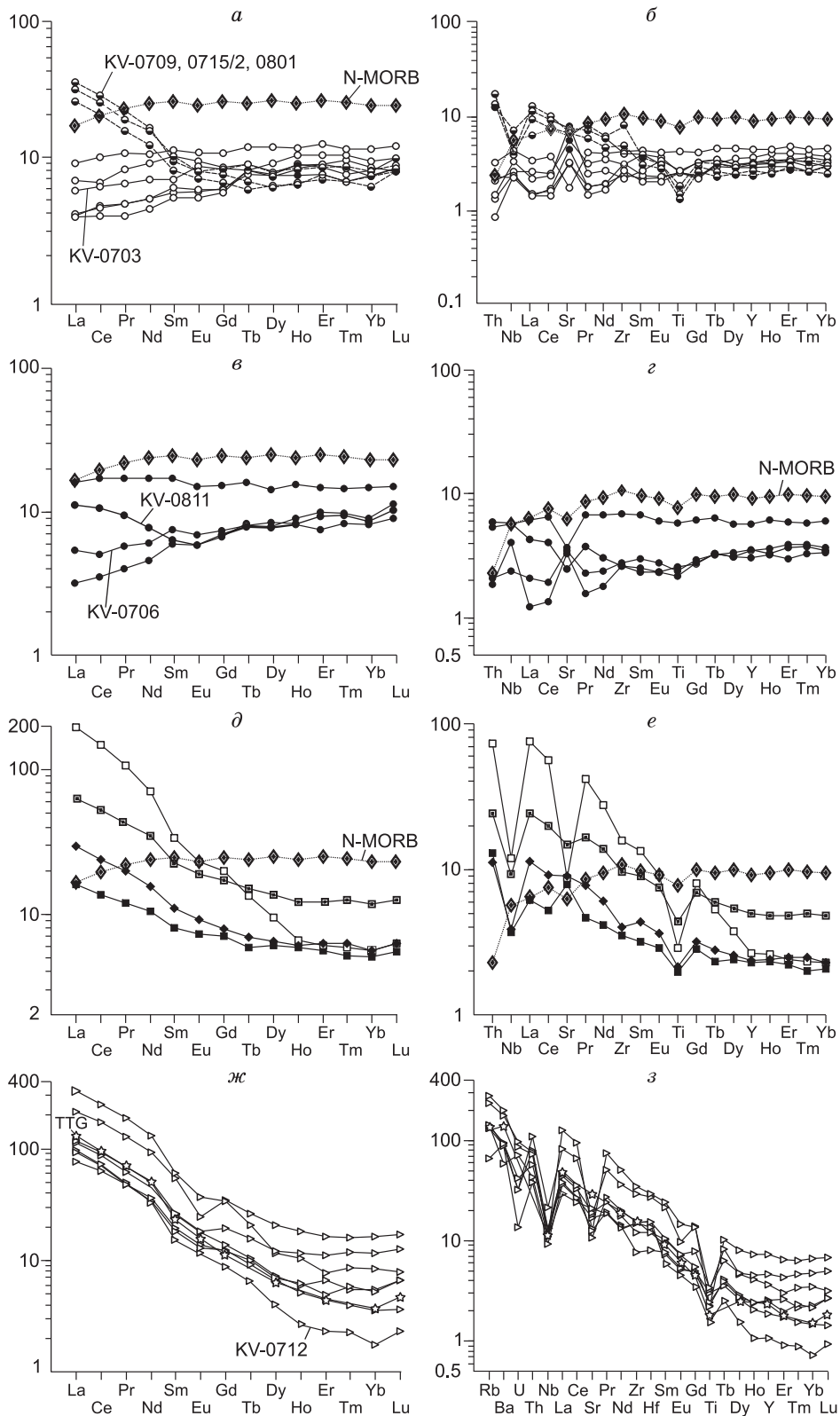


Рис. 2. Распределения редкоземельных элементов (нормированы по хондриту) и спайдер-диаграммы малых элементов (нормированы по примитивной мантии) в пробах, отобранных из «южных» эклогитов (а, б), «северных» эклогитов (в, з), постэклогитовых интрузий (д, е) и ТТГ гнейсов (ж, з).

Усл. обозн. см. на рис. 1. Номера на диаграммах помечены изотопно-датированные пробы. Составы хондрита, по [Sun, McDonough, 1989], примитивной мантии, по [Hofmann, 1988].

бенности. Во-первых, среди «северных» эклогитов уже появляется наиболее фракционированный образец со спектром распределения, близким к N-MORB (обр. KV-0804). Другой образец (KV-0811) демонстрирует U-образный, или бонинитоподобный, спектр распределения РЗЭ, происхождение которого связывается с вкладом субдукционной компоненты (см. рис. 2, в).

Постэклогитовые интрузии. В данной группе объединены различные по генезису и, вероятно, по возрасту породы, которые тем не менее обладают едиными геохимическими характеристиками. Эти породы демонстрируют явное геохимическое отличие от эклогитов, заключающееся в систематическом проявлении хорошо выраженных отрицательных аномалий Nb (Ta) и Ti на фоне фракционированного спектра РЗЭ, индикаторных для коровой контаминации мафит-ультрамафитовых расплавов (см. рис. 2, д, е, табл. 1), свидетельствуя о существенной коровой контаминации их протолитовых расплавов. Интересными в этой группе пород представляются санукитоиды, представленные обр. KV-711/2, которые имеют минглинговые соотношения с вмещающими их метаморфизованными магнезиальными габбро. По составу они могут быть отнесены к тоналитам, но при этом характеризуются очень высокими содержаниями литофилов и одновременно сидерофилов при высокой магнезиальности (см. табл. 1). Их когенетичность с ассоциирующими метагабброидами ясно прослеживается на спектрах редкоземельных элементов и мультиэлементных диаграммах распределения редких и рассеянных элементов (см. рис. 2, д, е).

ТТГ гнейсы. Вмещающие эклогиты серые гнейсы принадлежат к натриевому ряду магматических пород, которые по составу варьируют от тоналитов до трондьемитов (см. табл. 1, рис. 1). По индексу насыщенности глиноземом A/CNK ($Al/(Ca + Na + K)$, в атомарных количествах), 1.1—1.27, они являются пералюминиевыми. Образцы гнейсов показывают высокие для гранитов значения $Mg\# = 0.40—0.65$, указывая на генетическую связь с мафитовым (в данном случае — эклогитовым) источником их магмогенерации. Согласно классификации [Frost et al., 2001], ТТГ гнейсы относятся к серии известково-щелочных магнезиальных гранитоидов.

Как и в других областях развития ТТГ гнейсов, рассматриваемые здесь гнейсы разделяются на две группы — низкоглиноземистую ($Al_2O_3 < 15$ мас. %) и высокоглиноземистую ($Al_2O_3 > 15$ мас. %), которые показывают разные характеристики концентраций малых элементов [Barker, Arth, 1976]. Высоко-Al гнейсы имеют сильнофракционированные спектры с обогащением легких РЗЭ и обеднением тяжелых РЗЭ ($La/Yb > 20$), тогда как низко-Al группа не обнаруживает деплетации тяжелыми редкими землями ($La/Yb < 20$) (табл. 1, рис. 2, ж, з). Высоко-Al ТТГ гнейсы традиционно интерпретируются как результирующие продукты частичного плавления мафитового источника в присутствии граната и амфибола; плагиоклаз не рассматривается в качестве значимой контролирующей составы фазы [Martin, 1994]. Экспериментальные работы по частичному плавлению амфиболитов показывают, что гранат как значимая фаза (> 20 мас. %), контролирующая составы расплавов, появляется в поле высоких давлений, ≥ 15 кбар [Nair, Chacko, 2008].

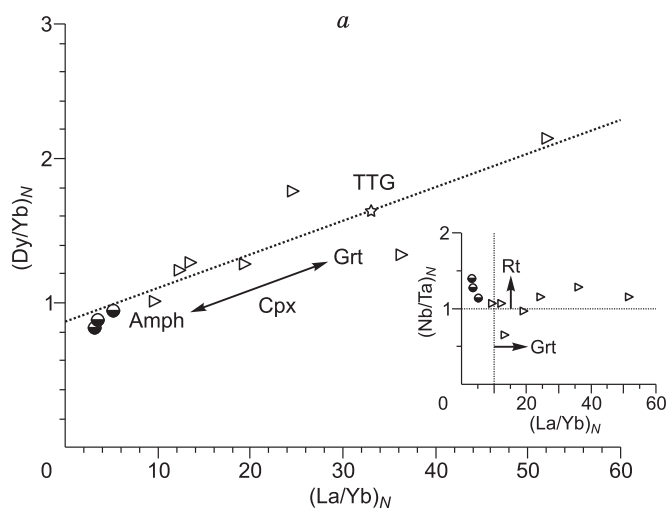
Напротив, низко-Al ТТГ гнейсы рассматриваются как производные частичного плавления мафитового источника с преимущественным контролем составов безгранатовой минеральной ассоциацией (плагиоклаз + амфибол + клинопироксен). Подобная ассоциация контролирующая ликвидусных фаз описывается в рамках малоглубинного ($\sim 10—12$ кбар и ниже) плавления или фракционной кристаллизацией, определяемой нижней границей стабильности граната. Однако, как было показано нами в предыдущей статье [Щипанский и др., 2012], нижняя граница поля стабильности граната для оливин-нормативных базальтов проходит по уровню ~ 15 кбар, а поле стабильности амфибола расширяется, как минимум, до границы УНР метаморфизма.

Поскольку амфибол обладает высокими коэффициентами распределения (D) для элементов группы тяжелых РЗЭ и особенно для элементов средней части спектра, то влияние амфибола можно проследить по уменьшению отношений Du/Yb по мере фракционирования расплавов [Davidson et al., 2007]. Рис. 3 демонстрирует важную закономерность поведения критических отношений La/Yb , индикативных в отношении граната, как значимой ликвидусной фазы, в связи с изменением отношений Du/Yb , отражающих контролирующую роль амфибола в генерации рассматриваемых ТТГ гнейсов. Как можно видеть, фигуративные точки ТТГ гнейсов показывают закономерное распределение от образцов с начальными стадиями плавления эклогитов через средний состав позднерхейских ТТГ до обр. KV-0712, состав которого точно соответствует высококремнистому, или архейскому, адакиту [Martin et al., 2005; Moyn, 2009] (см. рис. 3, а). Этот тренд согласуется с результатами геохимического моделирования, в котором в качестве источника взят наименее магнезиальный и наиболее фракционированный состав пробы симплектитизированного эклогита KV-0715/1 (см. рис. 3, б). Как можно видеть, результаты моделирования показывают удовлетворительную сходимость спектров распределения РЗЭ, учитывая то обстоятельство, что выбранный нами источник, вероятно, мог быть не самым фракционированным, и следовательно, легкоплавким в составе субдуцирующей океанической коры.

За исключением одной пробы низко-Al тоналита (KV-0719) популяция образцов ТТГ гнейсов характеризуется отношениями $La/Yb_N > 10$, указывая на вступление граната в процесс петрогенезиса рас-

Рис. 3. Графики, иллюстрирующие закономерности изменений составов ТТГ гнейсов в зависимости от контролирующих ликвидусных фаз.

a — диаграммы нормированных к примитивной мантии отношений Dy/Yb_N к La/Yb и Nb/Ta к La/Yb (на врезке) для ТТГ гнейсов. Усл. обозн. см. на рис. 1. Пояснения см. в тексте. *b* — результаты моделирования распределения РЗЭ (нормированы по хондриту) при 25 % общего плавлении «южного» эклогита (KV-0715/1, см. табл. 1) в сравнении с составом изотопно датированного трондьемита (KV-0712) и средним составом позднеархейского ТТГ [Martin et al., 2005]. Используются коэффициенты распределения между гранатом, клинопироксеном, амфиболом, рутилом и расплавом по данным экспериментов [Xiong et al., 2005; Xiong, 2006]. Составы хондрита, по [Sun, McDonough, 1989].

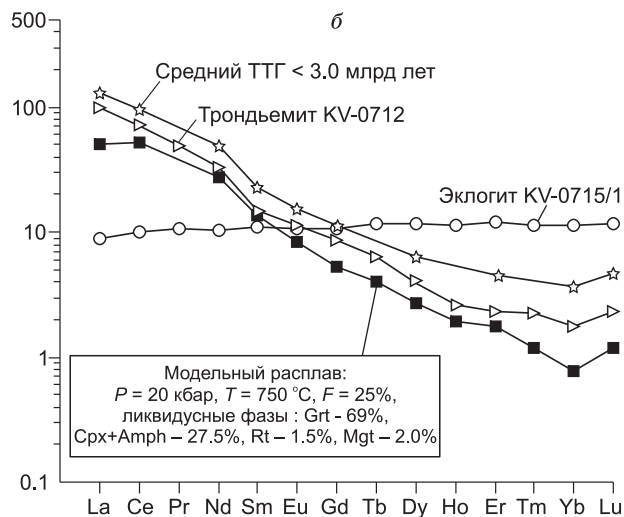


плавов с последующим возрастанием его роли по отношению к амфиболу. По-видимому, этот процесс мог происходить в условиях высоких давлений (≥ 15 кбар). Действительно, как показано на врезке рис. 3, *a*, практически все фигуративные точки ТТГ гнейсов характеризуются высокими отношениями Nb/Ta , превышающими таковые в примитивной мантии. Это отношение рассматривается как очень чувствительный сенсор давления, при котором происходит частичное плавление, поскольку единственной фазой, его контролирующей, является рутил.

Экспериментально определенные D_{Nb} и D_{Ta} в системе рутил—расплав находятся в интервале 100—500, тогда как другие возможные фазы показывают гораздо меньшие значения, неспособные обеспечить заметное фракционирование Nb/Ta [Foley et al., 2000; Schmidt et al., 2004]. Таким образом, фракционирование рутила должно проявляться в увеличении отношений Nb/Ta в расплавах, продуцируемых в результате частичного плавления источника, характеризующимся неким первичным Nb/Ta отношением. В нашем случае для «южных» эклогитов среднее значение $Nb/Ta = 17.57$, что соответствует этому параметру для примитивной мантии (17.59), превышая значения, характеризующие современную деплетированную мантию (15.6 ± 1). Среднее же значение отношений Nb/Ta для ТТГ гнейсов, исключая обр. KV-0720, составляет 19.8, свидетельствуя о том, что именно рутил являлся главной контролирующей фазой, определяющей появление характерных для ТТГ гнейсов ярко выраженных отрицательных аномалий Nb (Ta) и Ti (см. рис. 2, *з*).

Поле стабильности рутила для мафических составов определено экспериментально; его нижний предел в интервале температур от ~ 600 до 1150 °C ограничен давлением 15 кбар [Xiong et al., 2005]. При этом стабильность рутила возрастает с возрастанием давления и уменьшением температуры, что может в природных системах достигаться добавлением водного флюида. Хорошо известно, что H_2O снижает ликвидусные и солидусные температуры, и, таким образом, добавка водного флюида в систему при некотором заданном давлении будет продуцировать более мафические расплавы, чем в случае низкого содержания воды. Кроме того, заметный эксцесс H_2O должен оказывать существенное влияние на стабильность амфибола, который в отличие от граната и клинопироксена является конкурирующей фазой рутилу в отношении TiO_2 . Однако при постоянных P - T параметрах возрастание количества H_2O снижает конкурентоспособность амфибола в отношении TiO_2 [Xiong et al., 2005]. В связи с этим интересно будет заметить, что образцы эклогитов с начальными стадиями частичного плавления показывают наиболее высокие значения Nb/Ta , 20.1—24.6, отражая фракционирование рутила, характерное для основных—средних расплавов с $D_{Nb}/D_{Ta} = 0.4$ — 0.6 [Schmidt et al., 2004].

Экспериментально также установлено, что высокие концентрации воды в мафических системах заметно сказываются на стабильности силикатных минералов, но гораздо менее влияют на стабильность Fe - Ti оксидов, что приводит к их ранней кристаллизации [Grove et al., 2003]. Особенно чувствительным



к привнесу водного флюида является омфацит, распад которого приводит к формированию амфибола, что сопровождается выносом большого количества Si, Ca и Na и осаждением возникающего избытка Fe [Yang, 2004]. Вполне очевидно, указанные высвобождающие катионы в этом случае будут являться «строительным материалом» для формирующихся в процессе частичного плавления эклогитов ТТГ расплавов, что и наблюдается в целом ряде тел «южных» эклогитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Местоположение отбора геохронологических проб показано на геологической карте карьера Куру-Ваара [Щипанский и др., 2012]. Аналитические результаты U-Pb датирования отобранных из проб цирконов приведены в табл. 2. Изображения некоторых зерен цирконов с точками датирования, где были получены конкордантные и субконкордантные изотопные возрасты, даны на рис. 4.

«Южный» эклогит, пр. KV-0703. Из пробы было выделено около 50 зерен циркона. Доминирующая популяция цирконов представлена округлыми и эллипсоидальными зернами размером от 50 до 150 мкм с однородным или неотчетливым пятнисто-секториальным внутренним строением. В катодной люминесценции эти цирконы выделяются преобладанием насыщенного белого цвета, подобного цвету внешних кайм обрастания, наблюдаемых практически во всей популяции циркона. По результатам измерений двух точек (т. 6.1, 7.1), характеризующихся низкими концентрациями U и практически полным отсутствием Th, в таких цирконах получены свекофенские возрасты ~ 1.9 млрд лет. Близкие изотопные возрасты ~ 2.0 млрд лет дают однородные темно-серые области цирконов с высокими Th/U ~ 0.8 (т. 8.1, 10.1), которые замещают ядерные части, выделяющиеся обилием пор и включений. Такие «дырчатые» ядра отчетливо видны в изображениях многих цирконов во вторичных электронах, свидетельствуя о практически полном замещении ранних цирконов флюидным цирконом, связанным со свекофенским метаморфизмом.

К счастью, в общей популяции обнаружилось несколько необычных зерен ранних цирконов, позволяющих в какой-то мере понять природу возникновения «дырчатых» ядер, в которых сохраняются высокие Th/U отношения. Фотографии этих цирконов приведены на рис. 4. Как ясно видно, дырчатость, или пористость, цирконов возникает по циркону, обладающему отчетливой магматической осцилляторной зональностью (т. 1.1, 1.2 и 2.1, 2.2). При этом вполне вероятно, что крупные (~ 200 мкм) зерна представляют обломки более крупных кристаллов, разрушение которых происходило до свекофенских метаморфических преобразований, запечатленных тонкими каймами обрастания (т. 4.1). Крайне интересно то, что возникновение пористости имеет обратную возрастную зональность: изотопные возрасты в областях обильной пористости относятся к раннему палеопротерозою, или сумию (т. 1.2, 2.2, 5.1), тогда как каймы с магматическими очертаниями показывают архейские датировки (т. 1.1., 2.1).

Кластер четырех точек изотопных измерений в областях с отчетливой магматической зональностью показывает очень надежный возраст формирования протолита «южных» эклогитов — 2821 ± 24 млн лет (рис. 5, а). Обращают на себя внимание высокие концентрации Th (~ 70—380 мкг/г), превышающие концентрации U (33—50 мкг/г), и как следствие необычайно высокие Th/U (~ 1.4—11.9), указывающие на преобладание торитового минала над коффинитовым в протолитовых цирконах «южных» эклогитов. Подобные твердофазные растворы циркона, как правило, испытывают преобразования по особому механизму, который определяется как объединенный процесс растворения и пересадения (coupled dissolution-precipitation process, CDR) [Geisler et al., 2007]. Выдающейся чертой подобного процесса является возникновение многочисленных пор и включений микронных размеров, которые связываются с воздействием на внутренние области цирконов флюидных растворов или расплавов, мигрирующих по зонам деформаций их гетерогенной кристаллической решетки. В таких областях происходит полное переуравновешивание изотопной системы и стирается память о родительском изотопном составе циркона. Это хорошо объясняет субконкордантность нескольких точек ионного зондирования в областях пористых цирконов, которые показывают широкий возрастной диапазон дискретных событий преобразования протолитовых цирконов от ~ 2620 до ~ 2000 млн лет (см. табл. 2).

«Северный» эклогит, пр. KV-0706. Из пробы было выделено около 70 зерен циркона. В отличие от «южных» эклогитов, здесь популяция цирконов довольно однородная, состоящая из мелких (~ 50—100 мкм) округлых и реже эллипсоидных кристаллов. Их внутренняя структура либо незональная, либо обнаруживает лишь неотчетливую, слабомаркируемую зональность. По морфологии подобные цирконы относятся к метаморфогенным цирконам, кристаллизация которых протекала в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций высоких давлений [Бибикова и др., 2004]. Из 14 проанализированных точек девять попадают в кластер, близкий к возрасту 2.7 млрд лет, а четыре наиболее конкордантные точки показывают изотопный возраст 2722 ± 21 млн лет (см. рис. 5, б). Только в одном зерне, где неявно намечаются контуры идиоморфного ядра (т. 11.1), был получен более древний изотопный возраст 2771 ± 24 млн лет, возможно, отвечающий возрасту протолита «северных» эклогитов. Однако по Th/U

Таблица 2. U-Pb изотопные данные (ионный микрозонд SHRIMP-II) для цирконов из эклогитов и вмещающих их ТТГ гнейсов карьера Куру-Ваара

Точки анализа	Генерация цирконов	Обыкновенный ²⁰⁶ Pb, %	Концентрация, мкг/г		Th/U	Изотопный возраст, млн лет ± σ	Изотопные отношения		Степень дискордантности, %
			Радиогенный ²⁰⁶ Pb	U			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
«Южные» эклогиты, пр. KV-0703									
1.1	Магматическая	7.27	16.9	33	11.92	2946.8 ± 112.8	0.5573	14.65	-4
1.2	CDR	1.27	49.4	118	3.27	2505.2 ± 39.1	0.4780	11.14	1
2.1	Магматическая	1.64	22.8	50	6.96	2624.1 ± 57.2	0.5183	14.09	4
2.2	CDR	21.34	31.2	65	6.45	2309.2 ± 51.3	0.4377	9.52	4
3.1	Магматическая	0.31	81.1	173	1.43	2800.1 ± 47.8	0.5455	14.94	0
3.2	»	0.42	31.2	163	1.26	—	0.6165	17.66	-7
4.1	»	0.91	17.7	37	1.97	2780.7 ± 83	0.5486	15.53	2
5.1	CDR	0.83	39.2	96	0.97	2394.2 ± 44.3	0.4724	12.18	9
6.1	Пегматитовая	0.45	26.4	90	0.01	1894 ± 28.2	0.3392	5.19	-4
7.1	Флюидная	0.48	49.2	167	0.01	1903.9 ± 24.5	0.3419	5.32	-3
8.1	»	0.99	23.1	72	0.80	2015.7 ± 36.4	0.3706	6.69	5
9.1	CDR	3.12	7.0	16	13.59	2608.5 ± 92.7	0.4917	11.23	-2
10.1	Флюидная	2.11	30.4	96	0.76	1971 ± 29.4	0.3620	6.45	5
11.1	Магматическая	1.84	19.2	39	4.98	2902.7 ± 100.6	0.5566	15.04	-2
«Северные» эклогиты, пр. KV-0706									
1.1	НР, центр	—	94.6	213	0.48	2740.4 ± 9.7	0.5166	13.52	2
1.2	НР, край	0.18	79.6	185	0.22	2723 ± 15	0.4983	12.90	4
2.1	НР, центр	0.13	39.4	88	0.48	2756 ± 16	0.5226	13.80	2
3.1	»	0.07	70	154	0.41	2717 ± 13	0.5286	13.64	-1
4.1	»	0.00	66.6	148	0.43	2699 ± 12	0.5230	13.35	0
5.1	»	0.15	61.7	142	0.34	2684 ± 14	0.5049	12.77	2
6.1	»	0.03	81.3	186	0.32	2760 ± 11	0.5097	13.50	4
7.1	»	0.16	35.3	83	0.27	2666 ± 19	0.4951	12.39	3
8.1	НР, край	—	57.9	131	0.33	2743 ± 13	0.5140	13.47	3
9.1	Пегматитовая	0.00	10.3	35	0.01	1863 ± 40	0.3461	5.44	-3
10.1	НР, край	0.02	74.2	168	0.24	2757 ± 11	0.5135	13.57	3
11.1	НР, ядро	0.02	67.5	144	0.34	2763 ± 13	0.5443	14.44	-1
12.1	НР, центр	0.09	102	250	0.35	2601 ± 11	0.4733	11.39	4
13.1	Флюидная	0.04	25.2	85	0.03	1956 ± 54	0.3445	5.7	3
Вмещающие эклогиты ТТГ гнейсы, пр. KV-0712									
1.1	Зонал., центр	0.27	63.6	128	0.23	2824 ± 15	0.5790	15.94	-4
1.2	Зонал., край	2.32	326	735	0.04	2769 ± 17	0.4994	13.30	6
2.1	Зонал., центр	0.22	57.6	125	0.15	2804 ± 15	0.5365	14.59	1
2.2	Зонал., край	0.24	393	1251	0.06	2625 ± 9.5	0.3640	8.89	31
3.1	Зонал., центр	0.71	112	261	0.23	2698 ± 48	0.4960	12.64	4
4.1	Зонал., край	1.84	905	5758	0.09	2013 ± 90	0.1788	3.05	90
5.1	Зонал., центр	0.31	79.4	180	0.19	2668 ± 13	0.5110	12.96	1
5.2	Зонал., край	0.04	513	1162	0.01	2787.3 ± 9	0.5138	13.83	4
6.1	Зонал., центр	0.07	1240	4358	0.21	2600 ± 30	0.3296	7.92	42
6.2	Зонал., край	0.07	258	594	0.01	2683.9 ± 7.1	0.5052	12.78	2
7.1	Зонал., центр	0.09	49.9	109	0.28	2779 ± 14	0.5304	14.39	2
7.2	»	0.37	535	1525	0.06	2690.4 ± 5.2	0.4066	10.32	22
8.1	Зонал., ядро	0.26	98.5	212	0.46	2812 ± 11	0.5400	14.77	1
8.2	Зонал., край	0.23	141	309	0.15	2799 ± 11	0.5295	14.36	2
9.1	»	0.22	54.9	127	0.18	2771 ± 15	0.5010	13.36	6
9.2	Зонал., ядро	—	544	1177	0.09	2789 ± 14	0.5383	14.51	0

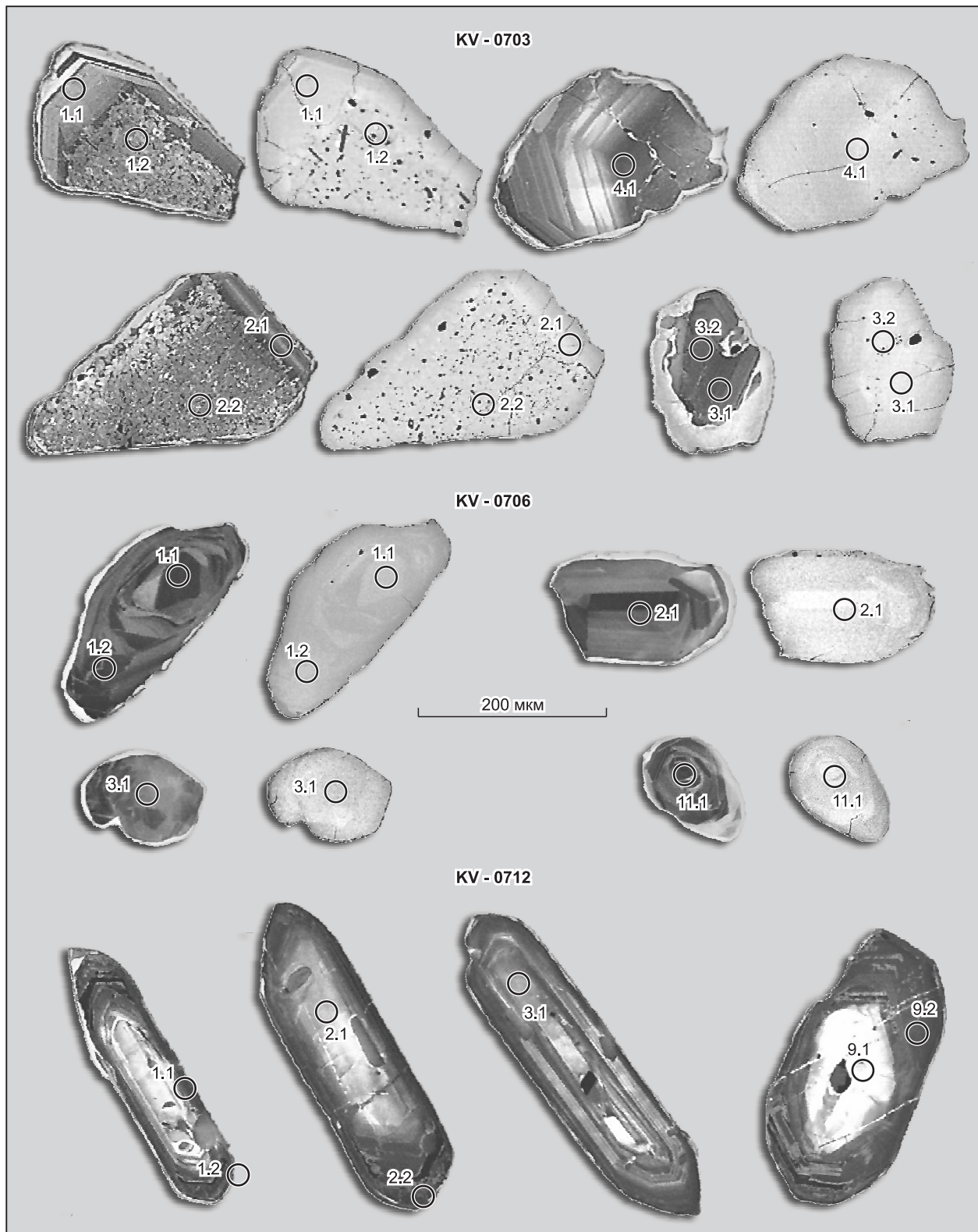


Рис. 4. Микрофотографии цирконов с точками, где были получены конкордантные датировки.

Для «ножных» (KV-0703) и для «северных» (KV-0706) эклогитов изображения приведены в катодной люминесценции и во вторичных электронах; для вмещающего трондземитового гнейса (KV-0712) — в катодной люминесценции.

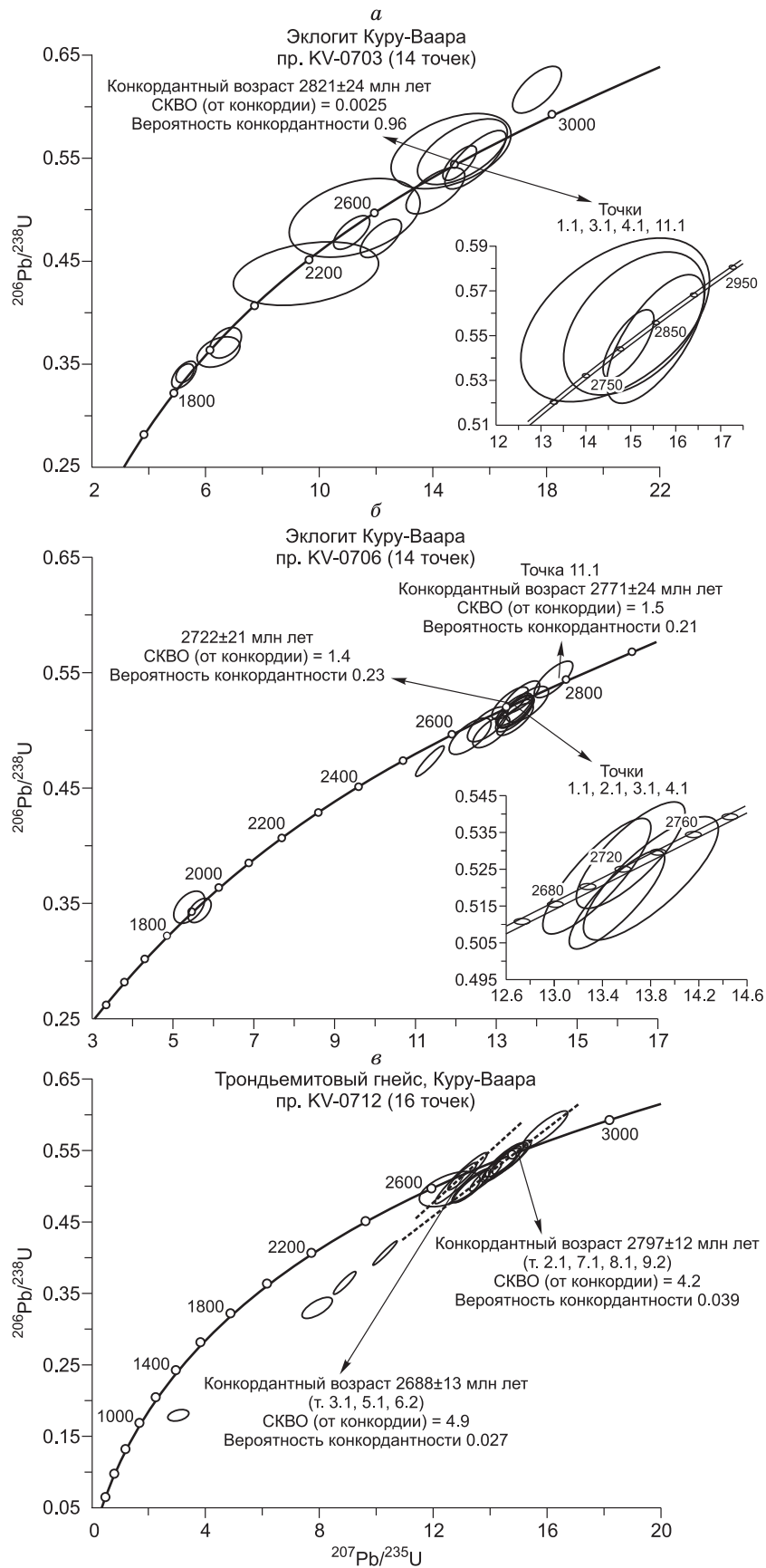


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из «южного» эклогита (а), из «северного» эклогита (б) и ТТГ гнейсов, вмещающих эклогиты (в).

отношению (0.34) это ядро заметно не отличается от главной популяции высокobarических цирконов, где $\text{Th}/\text{U} = 0.22\text{—}0.48$, что многими авторами приписывается цирконам магматической природы.

В этой связи показательным будет сравнение с протолитовым цирконом «южного» эклогита, где хорошо выражена осцилляторная зональность, типичная для магматических цирконов. Кроме того, важно, что ни в одном цирконе из «северных» эклогитов нет признаков пористости, столь характерной для цирконов из «южных» эклогитов. По особенностям своего внутреннего строения цирконы «северных» эклогитов относятся к привычным цирконам, преобразования которых относятся к типу диффузионных реакций, вызывающих только частичную потерю радиогенного Pb, что находит отражение в закономерном распределении точек на дискордии [Geisler et al., 2007]. Линия регрессии, построенная для всех 14 точек, дает верхнее пересечение, отвечающее возрасту 2790 ± 46 млн лет, СКВО = 2.6, совпадающее в пределах ошибки измерений с древнейшей конкордантной датировкой 2771 ± 21 млн лет. Нижнее пересечение дискордии дает возраст 1905 ± 140 млн лет, т.е. отвечает свекофеннскому тектонотермальному событию, которое в истории цирконов главным образом отразилось в тотальном развитии тонких (первые микроны) кайм обрастания.

ТТГ гнейс, пр. KV-0712. Проба была отобрана из однородного немигматизированного биотитового гнейса, отвечающего по составу трондjemиту, или архейскому адакиту. Из пробы было выделено более 50 зерен циркона. Популяция цирконов представлена длинно- и реже короткопризматическими зернами со сглаженными очертаниями и видимой внутренней зональностью. По морфологии и внутренней структуре эти цирконы могут быть определены как зональные, сходные с цирконами тоналитов Беломорского пояса [Бибикова и др., 2004].

Изотопный анализ 16 точек позволил выделить две группы разновозрастных цирконов. Наиболее многочисленная группа (12 точек) образует линию регрессии с верхним пересечением 2805 ± 11 млн лет и нижним пересечением 748 ± 11 млн лет, СКВО = 0.32. Четыре субконкордантные точки этого кластера циркона дали возраст 2798 ± 12 млн лет, совпадающий в пределах аналитической погрешности с возрастом верхнего пересечения дискордии (см. рис. 5, в). Большинство точек кластера характеризуются магматическим типом Th/U отношений (0.15—0.6). Однако точка 9.2 с нулевой степенью дискордантности показывает Th/U отношение 0.09, традиционно рассматриваемое как индикаторное для цирконов метаморфического происхождения. Эти данные указывают на то, что процессы раннего ТТГ магматизма и метаморфизма были близкосоизмененными или, говоря другими словами, этот магматизм можно отнести к типу синметаморфического.

Вторая, резко подчиненная, группа цирконов (4 точки) образует свою линию регрессии с верхним пересечением 2688 ± 14 млн лет и нижним пересечением 370 ± 230 млн лет, СКВО = 0.063. Три субконкордантные точки этого кластера показывают конкордантный возраст 2681 ± 13 млн лет, аналогичный возрасту верхнего пересечения дискордии (см. рис. 7). Две точки этого кластера имеют магматический тип Th/U отношений (0.19, 0.23), а одна точка — метаморфический (0.01). Вероятно, что эта генерация цирконов могла быть связана с мигматизацией ТТГ гнейсов, которая достаточно широко проявлена в районе исследований.

ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНОВ

С развитием методов локального датирования появились многочисленные публикации, посвященные геохимической систематике цирконов, направленные на разграничение популяций или зон рекристаллизации гетерогенных цирконов с целью определения их магматического или метаморфического происхождения. Чаще всего для этих целей используются Th/U отношения и характер распределения РЗЭ в цирконах, которые во многих случаях позволяют различать цирконы магматического и метаморфического генезиса (см. [Федотова и др., 2008] и ссылки в этой работе). Однако имеется ряд публикаций, в которых показано, что принимаемые многими априори геохимические критерии разграничения цирконов на магматические и метаморфические являются далеко не универсальными (см. [Harley et al., 2007] и ссылки в этой работе). Более того, для полиметаморфических областей даже локальное датирование цирконов *in situ*, комбинированное с их геохимическими исследованиями и определениями изотопного состава кислорода, не позволяют однозначно решать вопросы о генезисе и принадлежности цирконов к тому или иному пику метаморфических событий [Harley, Kelly, 2007]. Этими авторами показано, что доминирующая популяция цирконов в полиметаморфических комплексах относится к типу «слепых» цирконов, формирование которых было связано с длительной циркуляцией надкритического флюида в ранее метаморфизованных породах. Многие «слепые» цирконы показывают очень низкие Th/U отношения (~ 0.05) и сильную деплетацию средних и тяжелых РЗЭ, что необходимо учитывать при интерпретации метаморфических событий, которая в регионах полиметаморфизма должна, прежде всего, опираться на геологические данные.

Беломорский пояс относится именно к такому роду высокометаморфизованных областей. Свекофеннская тектонотермальная активизация ранее сформированной архейской коры пояса отразилась в

нарушении Sm-Nd изотопной системы и массовом росте новообразованного метаморфогенно-флюидно-го циркона, который часто также наблюдается в виде оторочек обрастания ранних архейских цирконов [Бибикова и др., 2004]. В отобранных нами пробах большая часть популяции цирконов была представлена такими низкоурановыми циркон-коффинитовыми твердофазовыми растворами, показывающими разброс возрастов от ~ 2000 до ~ 1800 млн лет (см. рис. 5, а, б), что указывает на низкотемпературные условия их кристаллизации [Geisler et al., 2007].

В табл. 3 приведены данные по геохимии цирконов из эклогитов, в тех точках, где были получены конкордантные U-Pb датировки. На рис. 6 показана диаграмма распределения Th/U отношений в датированных цирконах в зависимости от полученных $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изотопных возрастов. Как можно видеть, цирконы из двух разновозрастных групп эклогитов характеризуются явно различными Th/U отношениями и при этом разграничены ТТГ гнейсами, в которых появляются цирконы с метаморфогенными характеристиками ($\text{Th}/\text{U} < 0.1$). Важно отметить, что если цирконы из «южного» эклогита имеют очень высокие Th/U, заметно превышающие единицу, то эти отношения в цирконах «северного» эклогита гораздо меньше единицы (см. табл. 3, рис. 6). И если по катодоллюминесцентной оптике цирконы из «южных» эклогитов имеют ясные характеристики магматического генезиса, то к этому типу вряд ли можно отнести цирконы из «северных» эклогитов, несмотря на то, что Th/U отношения в них превышают 0.1 (см. рис. 4). К тому же, оценки температур кристаллизации цирконов, в зависимости от содержания в них Ti, отчетливо демонстрирует заметную разницу между «южными» и «северными» эклогитами. Цирконы из «северных» эклогитов показывают температуры, более свойственные метаморфическим условиям, следующим также из термобарометрических оценок, в то время как температуры кристаллизации «южных» эклогитов оказываются заметно более высокими (~ на 150—200 °C) и, по-видимому, отвечают магматическим (см. табл. 3).

Обратившись к результатам локального датирования цирконов из палеопротерозойских эклогитов пояса Усагаран, имеющих геохимические характеристики N-MORB [Möller et al., 1995], можно заметить, что 28 конкордантных точек со средневзвешенным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 1986 ± 29 млн лет показывают широкий интервал вариаций Th/U отношений от 1.6 до 0.2 [Collins et al., 2004]. И в этом случае, как и в «северных» эклогитах Куру-Ваары, в цирконах не отмечается оптических признаков магматичес-

Таблица 3. Концентрации (г/г) элементов-примесей в цирконах из эклогитов Куру-Ваары, для которых получены конкордантные U-Pb-Th изотопные возрасты, и рассчитанные средние температуры кристаллизации цирконов по [Watson et al., 2006].

№ точки	Th	U	Ti	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	U/Yb	T, °C
«Южные» эклогиты, пр. KV-0703															
1.1	406	45.5	33	17	0.30	3.94	7.91	0.82	54.4	255	583	1030	154	0.04	858 ± 15
3.1	225	220	23	5.5	0.23	3.87	8.41	0.72	66.2	285	539	763	114	0.29	820 ± 13
4.1	22	9.2	16	4.8	0.3	3.53	3.17	0.71	9.63	30	74	139	30	0.07	784 ± 12
11.1	165	51	16	5.1	0.15	2.9	7.21	1.04	42.7	183	418	736	112	0.07	784 ± 12
*6.1	0.23	121	2.5	0.2	0.01	0.01	0.08	0.05	0.90	3.5	1.1	2.5	0.2	48.4	632 ± 10
*7.1	0.22	210	4.7	0.2	0.02	0.02	0.15	0.16	2.98	15	6.0	3.86	0.7	54.4	679 ± 10
«Северные» эклогиты, пр. KV-0706															
1.1	95	285	2.8	0.6	0.07	0.07	0.22	0.08	2.27	15	53	139	27	2.1	640 ± 10
2.1	40	117	4.4	0.9	0.01	0.12	0.47	0.10	5.31	32	112	246	46	0.50	673 ± 10
4.1	51	182	2.7	0.5	0.01	0.07	0.20	0.08	1.37	9.7	33	93	20	1.96	638 ± 10
*13.1	2	74	3.4	0.9	0.02	0.11	0.52	0.32	3.32	4.0	2.6	5.10	0.5	14.5	654 ± 10
Примитивная мантия [Hoffman, 1988]														0.05	
N-MORB [Hoffman, 1988]														0.02	
Континентальная кора [Rudnick, Fountain, 1995]														1.41	
Средние температуры кристаллизации цирконов по Ti термометрии:															
Современная океаническая кора [Grimes et al., 2009]															
магматические цирконы															699—988
пост-магматические цирконовые каймы															618—654
Метаморфические породы [Федотова и др., 2008]															
эндербиты (самостоятельные зерна)															773—792
эклогиты															657—688
эклогиты Папуа—Новой Гвинеи [Baldwin et al., 2008]															650—675

Примечание. Звездочками отмечены точки датирования цирконов, показавшие свекофенские изотопные возрасты. Для сравнения в нижней части таблицы приведены U/Yb отношения главных геохимических резервуаров Земли и температуры кристаллизации цирконов различного генезиса.

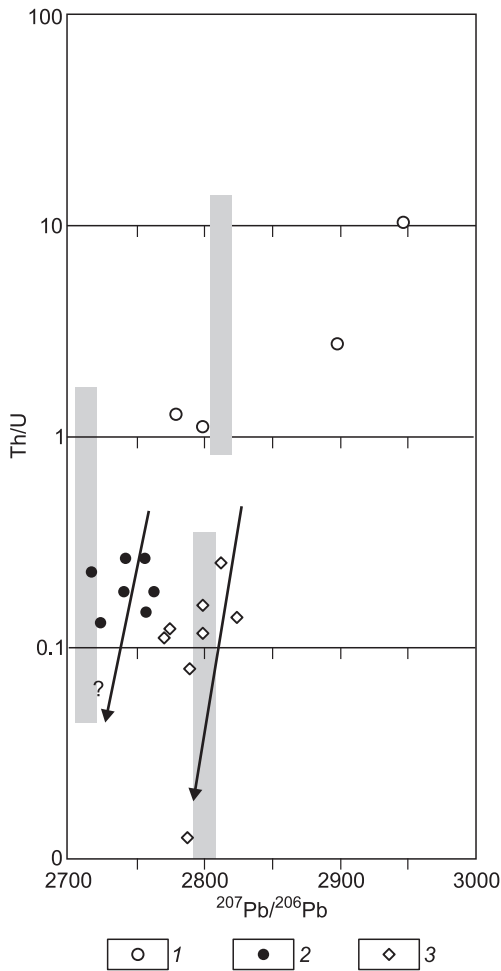


Рис. 6. Диаграмма Th/U— $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для датированных цирконов из эклогитов и ТТГ гнейсов карьера Куру-Ваара.

Серые прямоугольные области — конкордантные U-Pb-Th возрасты с ошибками аналитических определений. 1 — «южный» эклогит, 2 — «северный» эклогит, 3 — ТТГ гнейс.

кого генезиса, а их происхождение интерпретируется как флюидно-метаморфогенное в условиях, близких к пику формирования эклогитовых ассоциаций. Одним из вероятных объяснений таких «неметаморфических» Th/U отношений является то, что эти цирконы, скорее всего, могли кристаллизоваться совместно с гранатом, который в отношении U является конкурентом циркону, поскольку для граната $D_U > D_{\text{Th}}$ [LaTourette et al., 1993; Klemme et al., 2002].

«Неметаморфические» характеристики демонстрируют распределение РЗЭ как в «южных», так и «северных» эклогитах (рис. 7). Оба типа цирконов показывают высокие концентрации средних и тяжелых редких земель и преимущественно хорошо выраженные отрицательные аномалии Eu, что обычно отождествляется с характеристиками цирконов магматических протолитов. Как было показано выше, такая картина хорошо согласуется с оптическими свойствами цирконов «южных» эклогитов, так и с их высокими Th/U отношениями, тем самым подтверждая, что полученный конкордантный возраст отвечает возрасту протолита. Цирконы из «северных» эклогитов показывают заметно более низкие концентрации тяжелых и средних РЗЭ с менее выраженными аномалиями Eu. Тем не менее здесь не наблюдается выполаживание распределения РЗЭ в средней и тяжелой части спектров, что традиционно приписывается кристаллизации циркона совместно с гранатом.

Возможно, что такая картина может быть связана с ограниченностью данных, которые были получены всего лишь для наиболее конкордантных точек.

Как уже отмечалось, удивительной характеристикой цирконов «южных» эклогитов являются их необычайно высокие Th/U отношения, а также концентрации тяжелых редкоземельных элементов. Столь высокие концентрации тяжелых редких земель обычно наблюдаются в цирконах из пород современного океанического ложа, тогда как цирконы из пород континентальной коры имеют, как правило, более низкие концентрации этих элементов. Недавно опубликованные результаты статистического анализа вариаций концентраций Yb или Y по отношению к U в цирконах из пород различных обстановок позволили уверенно разграничить поля цирконов океанического и континентального происхождения [Grimes et al., 2007]. На рис. 8 показаны точки составов цирконов, демонстрирующие, что цирконы «южных» эклогитов попадают в поле океанических цирконов, находясь в области составов, неизвестных в цирконах континентального происхождения с возрастом от палеоархея до современного. Цирконы из «северных» эклогитов находятся в области перекрытия полей океанических и континентальных цирконов, попадая в поле «мафических» цирконов различного генезиса [Grimes et al., 2009].

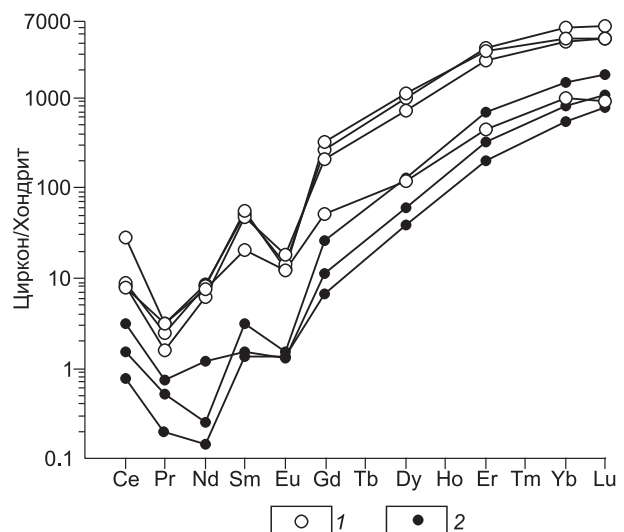
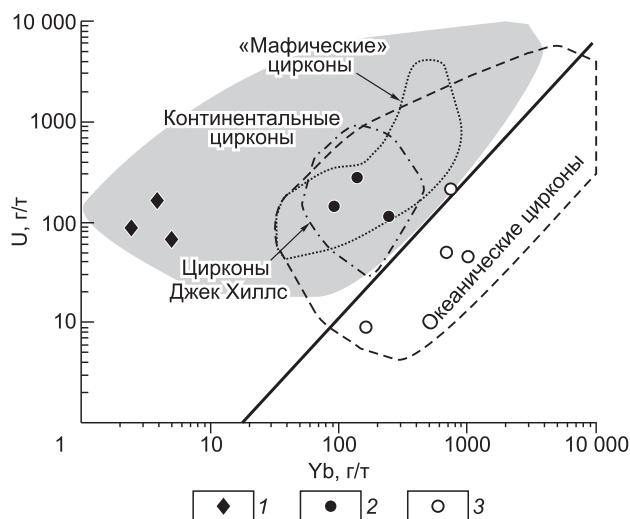


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ в цирконах из «южных» (1) и «северных» (2) эклогитов.

Составы хондрита, по [Sun, McDonough, 1989].

Рис. 8. Фигуративные точки цирконов из эклогитов Куру-Ваары на диаграмме соотношений концентраций U и Yb для разграничения цирконов океанического и континентального происхождения [Grimes et al., 2007].

Жирная линия разграничивает области неперекрывающихся составов цирконов континентального и океанического происхождения. Поле «мафических» цирконов, по [Grimes et al., 2009], поле гадейских цирконов Джек Хиллс, по [Grimes et al., 2011]. 1 — свекофенские цирконы, 2 — «северный» эклогит, 3 — «южный» эклогит.



Таким образом, данная геохимическая систематика цирконов также различает две группы эклогитов. Цирконы же свекофенского возраста относятся к типу флюидно-метаморфогенных и связаны с внутрикоровыми метаморфическими процессами, оторванными во времени от океанических примерно на 800—900 млн лет.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ДАТИРОВАНИЯ

Изотопные датировки цирконов из «южных», «северных» эклогитов и из вмещающих их ТТГ гнейсов показывают, что на карьере Куру-Ваара присутствуют два типа эклогитов, которые различаются не только визуально, минералогически и геохимически, но также имеют разные изотопные возрасты и разную геохимию цирконов. Нам не удалось обнаружить метаморфогенные цирконы, образование которых можно было бы напрямую связать с эклогитовым метаморфизмом, но это имеет свое объяснение.

Во-первых, традиционно принимаемое требование к метаморфогенным эклогитовым цирконам, заключающееся в низких Th/U отношениях (< 0.1) и когенетичности их роста совместно с гранатом и выражающееся в выполаживании спектров распределения РЗЭ в тяжелой их части, как правило, применимо для эклогитов, протолитами которых являлись мафиты внутрикоровых интрузий. Напротив, эклогиты MORB-типа даже в фанеройских областях наиболее часто не показывают генерацию цирконов или каймы обрастания, которые бы соответствовали геологическим данным о возрасте субдукционного процесса [Timmerman et al., 2004; Puga et al., 2005].

Во-вторых, как отмечалось выше, в «северных» эклогитах присутствует только популяция высокобарических метаморфогенных цирконов, большая часть которых могла формироваться как на стадии погружения, так и декомпрессии. Учитывая высокую скорость этих процессов, собственно пиковые метаморфогенные цирконы могли либо не формироваться, либо составлять очень незначительную часть, что демонстрируют данные по одновозрастным (~ 2.72 млрд лет) эклогитам Гридино [Володичев и др., 2004; Федотова и др., 2008].

В-третьих, неожиданными оказались результаты датирования и геохимия цирконов «южных» эклогитов. Полученный конкордантный изотопный возраст 2821 ± 24 млн лет отвечает возрасту протолита «южных» эклогитов, сохранившиеся цирконы из которых с прекрасно выраженной осцилляторной зональностью обладают геохимическими характеристиками цирконов океанического происхождения. Пожалуй, это первое в мире обнаружение океанических цирконов столь древнего возраста. Вплоть до самого последнего времени применение геохимической систематики для разграничения цирконов континентального и океанического происхождения было ограничено только данными по цирконам из пород современного океанического ложа [Grimes et al., 2007]. Позже появились данные, что эта систематика является валидной и для цирконов из мезозойских офиолитов [Grimes et al., 2009]. И, наконец, было показано, что этот метод применим и для древнейших цирконов Джек Хиллс гадейского возраста, происхождение которых большинством исследователей связывается с наиболее ранней континентальной корой Земли [Grimes et al., 2011] (см. рис. 8). Учитывая ранее рассмотренные данные по геохимии «южных» эклогитов, можно говорить о том, что данный дискриминационный метод подходит и для идентификации океанического генезиса архейских цирконов.

В-четвертых, поскольку протолитовые цирконы «южных» эклогитов обладают свидетельствами распада, известного как объединенный процесс растворения и переосаждения, то воздействие на цирконы подобного рода флюидного потока или расплавов должно иметь специфический вид, но не выражаться в каймах обрастания [Geisler et al., 2007]. Вследствие этого представляется, что лучшим способом определения возраста эклогитового метаморфизма является возрастная оценка цирконов из

продуктов частичного плавления эклогитов либо цирконов из высокобарических жил, которые являются, по-видимому, каналами тока метаморфических флюидов. Такой подход ранее был применен нами для оценки возраста эклогитового метаморфизма Узкой Салмы, где высокобарические цирконы, выделенные из «замороженной» жилы архейского адакита, показали изотопный возраст 2861 ± 31 млн лет [Каулина и др., 2007]. Изотопный возраст протолита эклогитового тела Узкой Салмы по результатам измерений на SHRIMP-II дал дискордантный возраст 2897 ± 10 млн лет (неопубликованные данные). Учитывая аналитические ошибки измерений, можно говорить об узком временном интервале между возрастом формирования протолита эклогита, его метаморфизмом в высокобарических условиях, который сопровождался частичным плавлением с образованием адакитовых выплавок.

Более надежные и выразительные результаты демонстрируют сравнения данных по возрасту протолитов цирконов «южных» эклогитов — 2821 ± 24 млн лет и возрасту ТТГ гнейсов, которые структурно «запечатывают» эклогитовые блоки, — 2805 ± 11 млн лет. Как видно, весь цикл метаморфической эволюции этого типа эклогитов занимал не более 15 млн лет, а, возможно, был еще более ограниченным, о чем свидетельствуют данные по петрологии эклогитов [Щипанский и др., 2012].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Синтез приведенных в статье новых данных и обобщения позволяет говорить, как минимум, о трех возрастных группах эклогитов Беломорского пояса: ~ 2.86 — 2.87 , ~ 2.82 — 2.80 , ~ 2.72 млрд лет. Их распределение в пространстве показано на рис. 2 в работе [Щипанский и др., 2012], где U-Pb датировки цирконов сопровождаются Nd-изотопными характеристиками, показывающими ювенильную природу вмещающих эклогиты ТТГ гнейсов. Ювенильность ТТГ гнейсов Беломорского пояса и показанная нами на примере Куру-Ваары их генетическая связь с процессами частичного плавления эклогитов, как и пространственная ассоциативность эклогитов и гнейсов, позволяет думать о нескольких кратких импульсах субдукции позднеархейской океанической коры, ответственных за формирование ранней континентальной коры региона. Действительно, имеющиеся изотопно-геохронологические данные, как и реставрированные картины *P-T* траекторий погружения и эксгумации, показывают высокие скорости этих процессов, измеряемые сантиметрами в год. К тому же, эти результаты хорошо согласуются с физическими расчетами, согласно которым время существования океанических плит в архее должно было не превышать 17—40 млн лет, а скорость их субдукции составлять ~ 7 — 15 см/год [Sleep, 2000; van Hunen, van den Berg, 2008].

Естественным агентом для столь быстрой эксгумации эклогитов представляются ТТГ расплавы, в «рубашке» которых, по всей видимости, и осуществлялась адиабатическая доставка эклогитовых на уровень средней коры [Щипанский и др., 2012, рис. 11]. Подобный механизм вхождения эклогитов в состав земной коры впервые был разработан на примере HP-UHP блоков Кокчетавского массива [Добрецов и др., 2002; Dobretsov, Shatsky, 2004]. В настоящее время эксгумация эклогитов, связанная с частичным плавлением корового материала, рассматривается даже как универсальный механизм для HP-UHP метаморфических областей, происхождение которых относится к континентальной субдукции [Whitney et al., 2009]. С физической точки зрения частичный расплав ТТГ состава, генерируемый при температурах, превышающих ликвидус дегидратационного плавления метамафитов в поле эклогитовой фации, должен иметь тот же, если не больший, эффект.

По-видимому, высокие скорости испытывали и погружающиеся части плит позднеархейской океанической литосферы. В противном случае вряд ли бы сохранились минералы проградной фации, бронированные в гранатах как «южных» эклогитов Куру-Ваары, так и Узкой Салмы, и проградные зональности самих гранатов.

Очевидно, что на динамику позднеархейской субдукции не могли не влиять структура и особенно состав погружавшихся плит, поскольку эти факторы являются определяющими, во-первых, для плавуности плит, ответственных за геометрию и скорость субдукции, и, во-вторых, за кинетику трансформации базальта в эклогит. Как было показано, состав эклогитов Куру-Ваары заметно отличался от современного MORB. Это касается, прежде всего, их более высокой магнезиальности, что ранее отмечалось и для ксенолитовых эклогитов из кимберлитовых трубок [Jacob, 2004]. Важно, что в своем большинстве составы эклогитов в сравнении с MORB обнаруживают повышенные отношения Sr/Y (см. рис. 1), что в теории считается необходимым для базитового источника архейских ТТГ серий [Moyen, 2009].

Кроме того, архейские эклогиты Беломорья раскрывают и другие важные в генетическом отношении отличия от составов современных MORB. На диаграмме-индикаторе коровой или субдукционной контаминации хорошо видно, что эклогиты Беломорского пояса попадают в поле MORB (рис. 9, а) — случай уникальный для архейских базальтов [Pearce, 2008]. Однако на диаграмме-индикаторе мантийно-плюмовой компоненты также отчетливо наблюдается, что составы эклогитов группируются вокруг составов примитивной мантии, отражая генетическую связь их протолитов с производными мантийно-

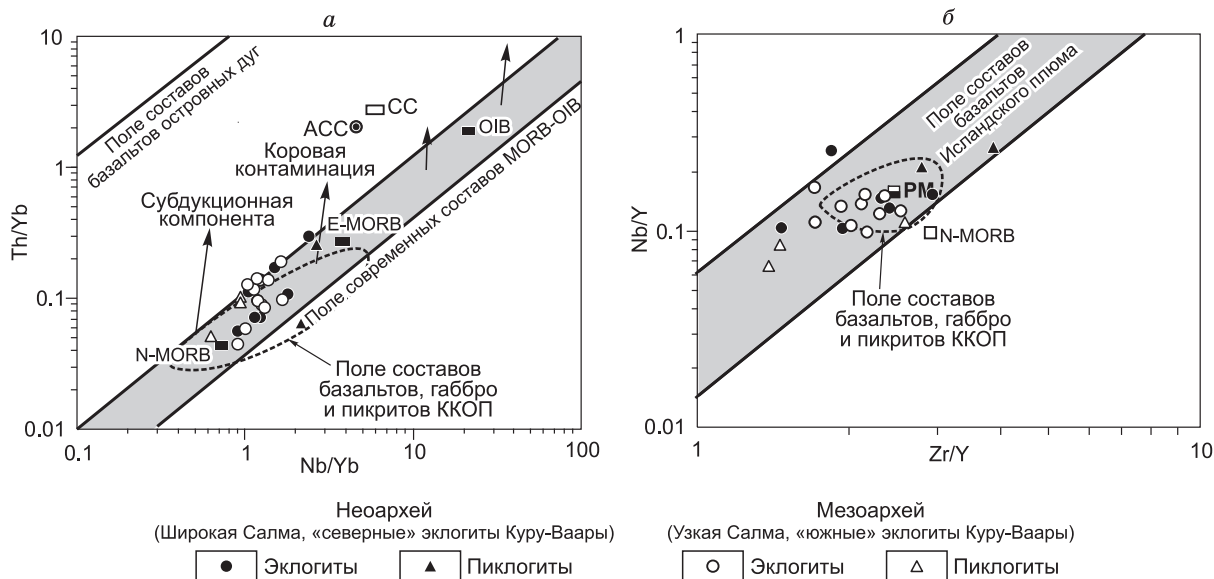


Рис. 9. Индикаторные геохимические диаграммы, иллюстрирующие генетические особенности протолитов архейских эклогитов Кольского сегмента Беломорского пояса.

a — диаграмма Th/Yb—Nb/Yb — индикатор коровой контаминации [Pearce, 2008]. ACC и CC — архейская континентальная кора и континентальная кора соответственно [Rudnick, Fountain, 1995]; *b* — диаграмма Nb/Y—Zr/Y — индикатор мантийно-плюмового источника [Fitton et al., 1997]. PM — примитивная мантия и N-MORB [Hofmann, 1988]; E-MORB и OIB [Sun, McDonough, 1989]. Поля составов базальтов и габбро Карибско-Колумбийского (ККОП) океанического плато, по данным [Kerr, 2003; Kerr et al., 2004].

плюмового тектогенеза (см. рис. 9, *b*). Подобный геохимический дуализм проявляется только в современных океанических плато, и для иллюстрации этого положения на диаграммах нанесены также поля составов позднемелового Карибско-Колумбийского океанического плато (ККОП). Таким образом, субдуцировавшая архейская океаническая кора была по своему составу и строению, вероятнее всего, схожей с современными океаническими плато, которые, несмотря на «теоретическую несубдуцируемость» [Cloos, 1993], также испытывают субдукцию [Taiga et al., 2004].

Реологически такая утолщенная океаническая кора могла быть более схожей с континентальной корой и на глубинах > 15 км обладать вязкопластическими деформационными свойствами, что неизбежно должно вызывать ее тектоническое расчешуивание [Hoffman, Ranalli, 1988]. Можно ожидать, что в случае субдукции такая утолщенная океаническая кора быстро испытывала разрыв, вызванный ее реологической неоднородностью. К тому же, процессы частичного плавления в слэбе ведут к резкому снижению его прочностных свойств, поскольку пересечение плоскости солидуса и появление даже незначительных количеств частичного расплава понижает вязкость более чем на три порядка [Richet, Bottinga, 1995]. При увеличении же степени частичного плавления прочность пород падает экспоненциально [Rutter, Neumann, 1995], что должно приводить к обрыву слэба, заклиниванию субдукционной зоны и перескоку субдукционной зоны в сторону океана. Беломорский пояс показывает валидность такой модели. Действительно, после субдукционного эпизода ~ 2.82—2.80 млрд лет, приведшего к формированию ТТГ комплекса, запечатывающего «южные» эклогиты Куру-Ваары, произошел перескок зоны субдукции в южном направлении (в современных координатах). Здесь ~ 2.78 млн лет назад начала формироваться новая энсиматическая островная дуга Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов с фрагментами супрасубдукционных офиолитов [Shchipansky et al., 2004].

Подобный импульсный характер субдукционных процессов в архее недавно был продемонстрирован численными экспериментами, в которых учитывались параметры плавучести утолщенной архейской океанической коры, ее замедленной кинетики эклогитизации и различных прочностных характеристик погружающегося слэба и верхней мантии [van Hunen, van den Berg, 2008]. По результатам этих экспериментов субдукция не происходит только при потенциальной мантийной температуре (T_{pot}), превышающей современное значение на 300 К. Превышение на 100 К не меняет стиль современной субдукции. Но если T_{pot} в архее превышали современные значения на 200 К, то стиль субдукции приобретает черты кратких импульсов с частыми обрывами слэбов на верхнемантийных глубинах. Заметим, что согласованные по данным моделирования термальной эволюции Земли и составам океанических базальтов па-

параметры T_{pot} для архейской мантии составляют 1550—1600 °С, что превышает современные значения на 200—250 К [Herzberg et al., 2010].

В качестве иллюстрации на рис. 10, а приведена упрощенная картина численного эксперимента субдукционного процесса при $\Delta T_{pot} = 200$ К и заданном условии ослабленной прочности слэба, что в свете вышесказанного лучше подходит для обсуждаемого случая беломорских эклогитов. Как видно на экспериментальной панели, обрыв слэба происходит на верхнемантийных глубинах уже через 2.5 млн лет после инициации субдукции, а продолжительность жизни субдукционной зоны не превышает 5 млн лет.

На рис. 10, б показана схема возможного механизма формирования ранней континентальной коры Беломорского пояса, на которой изображены три упоминавшихся эпизода субдукции с выведением на уровни средней коры эклогитов разного возраста. Хотя следует заметить, что таких эпизодов, вероятно, могло быть и больше. Кроме того, для упрощения ситуации на рисунке изображен гипотетический вариант с одинаковой полярностью субдукции, хотя в современных обстановках существуют ситуации со встречной полярностью. Принципиальным моментом этой модели является предположение о том, что основная масса продуктов водонасыщенного частичного плавления погружавшихся слэбов архейской океанической коры, вероятно, концентрировалась в основании коры перекрывающей плиты, где начинались процессы быстрой кристаллизации водонасыщенных кислых расплавов, понижая их эффективную вязкость до стадии ползучести [Huang, Wyllie, 1975; Wyllie et al., 1997]. Такое состояние могло поддерживаться достаточно долго, учитывая эффект частого наложения процессов субдукционно-аккреционного наращивания ранней континентальной коры пояса и ее перманентного растяжения, что привело к меланжированию слагающих пояс комплексов. Действительно, Беломорский пояс по характеру строения можно отнести к категории мегамеланжевых поясов, включающих НР-UHP блоки [Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 1998]. Такое определение более точно отражает генетическую природу Беломорского пояса, нежели использование в приложении к нему традиционных определений «мобильный», или «подвижный», пришедших из времен геосинклиальной парадигмы.

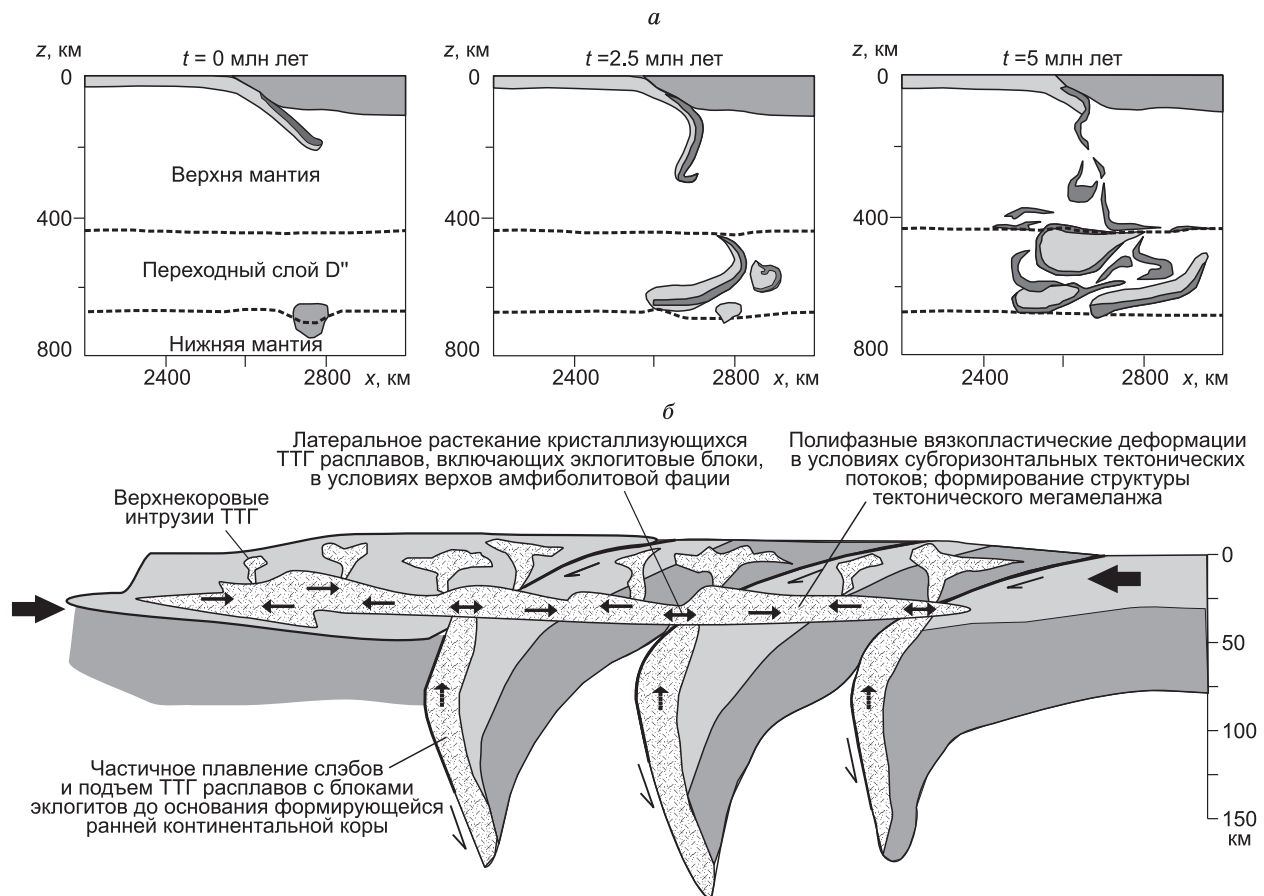


Рис. 10. Схематические модели субдукции архейской океанической коры и связанных с ней процессов формирования ранней континентальной коры.

а — упрощенная картина численного эксперимента для случая потенциальной мантийной температуры 1550 °С и ослабленной прочности слэба [van Hunen, van den Berg, 2008]; б — схема, иллюстрирующая модель формирования НР-UHP эклогитсодержащего ТТГ гнейсового ювенильного комплекса. Пояснения см. в тексте.

Действительно, и описанный выше разрез Куру-Ваары, и эклогитсодержащий меланж Гридино представляют собой яркие примеры меланжирования, в котором сочетаются породы океанического генезиса и ТТГ гнейсы. В «гридинском» меланже установлено, что эклогитовые блоки с изотопным возрастом 2720.7 ± 5.8 млн лет ассоциируют с архейскими адакитами возраста 2701.3 ± 8.1 млн лет, свидетельствуя о субсинхронности формирования эклогитов и вмещающей их ТТГ матрицы [Володичев и др., 2004]. В Куру-Вааре устанавливается та же ситуация для эклогитов и гнейсов более древнего возраста, ~ 2.82 — 2.80 млрд лет, однако здесь в меланж по зонам вязкопластических дислокаций вклиниваются и блоки эклогитов с изотопным возрастом 2.72 млрд лет. По-видимому, такие дислокации представляют собой коллаж колчановидных складок с субгоризонтальными шарнирами, который иногда демонстрирует структурные формы типа «меланж-в-меланже».

Основные процессы тектонического меланжирования в глубоких горизонтах коры, по всей вероятности, имели место в конце архея, когда произошла аккреционно-коллизонная амальгамация ранее сформированных террейнов Карельско-Беломорской области [Щипанский, 2008]. Однако в Беломорском поясе, эксгумация глубоких горизонтов коры которого была связана со свекофеннской орогенцией, палеопротерозойские вязкопластические деформации, несомненно, привели к значительному усложнению его мегамеланжевого структурного рисунка. На это, в частности, указывают практически повсеместно тектонически сорванные интрузивные контакты сумийских интрузивных тел, по-видимому, испытавших значительные перемещения от мест их первоначального внедрения.

Наиболее выдающейся чертой Беломорского мегамеланжевого пояса, отличающей его от более молодых гнейсово-эклогитовых областей, является то, что его гнейсовая матрица практически целиком образована ТТГ гнейсами. Их генетическая связь с эклогитами представляется очевидной и далеко не случайной. Еще в 1970-х годах высказывались предположения о том, что источником ТТГ гнейсов должны быть породы базитового состава, метаморфизованные либо в фации гранатовых амфиболитов, либо в эклогитовой фации [Baker, Arth, 1976]. Последующие многочисленные экспериментальные исследования и работы по геохимическому моделированию, обзор которых выходит далеко за рамки настоящей статьи, только подтверждали эти идеи. Но со временем наметилась тенденция к понижению температур возможной генерации ТТГ расплавов до 700 — 800 °С, что требует условий водонасыщенного плавления [Martin, 1999; Condie, 2005]. Споры же переместились в область давлений магмогенерации ТТГ расплавов: соответствовали они фации гранатовых амфиболитов [Foley et al., 2002] или эклогитовой фации [Rapp, 2003]?

Приведенные нами результаты показывают, что расширение поля стабильности амфибола в субдцирировавших океанических базальтах архея, отличавшихся большей магнезиальностью, чем современный MORB, по-видимому, снимает эти противоречия. По образному определению Г. Эрнста, амфибол является «производителем» континентов ввиду его устойчивости к дегидратации до верхнемантийных глубин, что обеспечивает через механизм водонасыщенного плавления мантийного клина продуцирование огромных масс известково-щелочных островодужных гранитов *I*-типа в Циркумпацифике [Ernst, 1999]. Значительно большая мощность океанической коры в архее, ее более примитивный состав и большая водонасыщенность, вероятно, могли обеспечивать более медленную кинетику трансформации базальта в сухой эклогит. Следовательно, еще больше усиливалась роль амфибола как «производителя» континентальной коры Земли, основной объем которой, согласно последним оценкам, сформировался между 3-м и 2-м млрд лет [Hawkesworth et al., 2010].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-65237) и программы ОНЗ-6 РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NOR-DSIM) // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 227—244.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 609—631.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазсодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002, 373 с.

Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Сергеев С.А., Пресняков С.В., Щипанский А.А., Япаскурт В.О. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона // Труды Всероссийской научной конференции «Геология и минерагения Кольского региона», Апатиты, 2007, с. 229—233.

Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 7, с. 1—18.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., Изд-во ЛКИ, 2008, 560 с.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 3—29.

Arndt N.T., Albarède F., Nisbet E.G. Mafic and ultramafic magmatism / Eds. M. de Wit, L.D., Ashwal // Greenstone belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 1997, v. 35, p. 233—254.

Baldwin S.L., Webb L.E., Monteleone B.D. Late Miocene coesite-eclogite exhumed in the Woodlark Rift // Geology, 2008, v. 36, p. 735—738.

Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites // Geology, 1976, v. 4, p. 596—600.

Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull., 1993, v. 105, p. 715—737.

Collins A.S., Reddy S.M., Buchan C., Mruma A. Temporal constraints on Paleoproterozoic eclogite formation and exhumation // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 224, p. 175—192.

Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos, 2005, v. 83, p. 33—44.

Creaser R.A., Goodwin-Bell J.-A.S., Erdmer Ph. Geochemical and Nd isotope constraints for the origin of eclogite protoliths, Northern Cordillera: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Yukon-Tanana terrane // Canad. J. Earth Sci., 1999, v. 36, p. 1697—1709.

Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. Amphibole «sponge» in arc crust? // Geology, 2007, v. 35, p. 787—790.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos, 2004, v. 78, p. 307—318.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav complex, northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultra-high pressure crustal rocks within a Paleozoic fold belt // The Island Arc, 1995, v. 4, p. 267—279.

Ernst W.G. Hornblende, the continental maker — evolution of H₂O during circum-Pacific subduction versus continental collision // Geology, 1999, v. 27, p. 675—678.

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Island plume // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 153, p. 197—208.

Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64, p. 933—938.

Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // Nature, 2002, v. 417, p. 837—840.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements, 2007, v. 3, p. 43—50.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Swapp S., Hanghøj K., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance // Geology, 2007, v. 35, p. 643—646.

Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contr. Miner. Petrol., 2009, v. 158, p. 757—783.

Grimes C.B., Ushikuko T., John B.E., Valley J.W. Uniformly-like $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbro // Contr. Miner. Petrol., 2011, v. 161, p. 13—33.

Grove T.L., Elkins-Tanton L.T., Parman S.W., Chatterjee N., Müntener O., Gaetani G.A. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends // Contr. Miner. Petrol., 2003, v. 145, p. 515—533.

Harley S.L., Kelly N.M. The impact of zircon—garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: an example from the Rauer Islands, East Antarctica // Chem. Geol., 2007, v. 2007, p. 62—87.

Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behavior and the thermal history of mountain chains // Elements, 2007, v. 3, p. 25—30.

- Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D.** The generation and evolution of the continental crust // *J. Geol. Soc.*, 2010, v. 167, p. 229—248.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Hoffman A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle continental crust and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 297—314.
- Hoffman P.L., Ranalli G.** Archean oceanic flake tectonics // *Geophys. Res. Lett.*, 1988, v. 15, p. 1077—1080.
- Huang W.L., Wyllie P.J.** Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ to 35 kilobars, dry with excess water // *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 737—748.
- Jacob D.E.** Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 295—316.
- Kerr A.C.** Oceanic plateaus / Eds. H. Holland, K. Turekian // *Treatise on Geochemistry*, v. 3. Elsevier, Amsterdam, 2003, p. 537—565.
- Kerr A.C., Tarney J., Kempton P.D., Pringle M., Nivia A.** Mafic pegmatites intruding oceanic plateau gabbros and ultramafic cumulates from Bolivar, Columbia: evidence for a ‘wet’ mantle plume? // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1877—1906.
- Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J.** Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 3109—3123.
- LaTourette T.K., Kennedy A.K., Wasserburg G.J.** Thorium-uranium fractionation by garnet: evidence for a deep source and rapid rise of oceanic basalts // *Science*, 1993, v. 261, p. 739—741.
- Ludwig K.L.** User’s manual for Isoplot/Ex, version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkley Geochronology Center. Spec. Publ.*, № 1a, 1999.
- Martin H.** The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust / Ed. K.C. Condie // *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 1994, p. 205—259.
- Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 411—429.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.
- Moyen J.-F.** High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the «adakitic signature» // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 556—574.
- Nair R., Chacko T.** Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust // *Geology*, 2008, v. 36, p. 583—586.
- Pearce J.A.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.
- Puga E., Fanning C.M., Nieto J.M., De Federico A.D.** Recrystallization textures in zircon generated by ocean-floor and eclogite-facies metamorphism: a cathodoluminescence and U-Pb SHRIMP study, with constraints from REE elements // *Canad. Miner.*, 2005, v. 43, p. 183—202.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D.** Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // *Nature*, 2003, v. 425, p. 605—609.
- Richet P., Bottinga Y.** Rheology and configuration entropy of silicate melts // *Rev. Miner.*, 1995, v. 32, p. 67—93.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geoph.*, 1995, v. 33, p. 267—309.
- Rutter E.H., Neumann H.K.** Experimental deformation of partially molten Westerley granite under fluid absent condition, with implications for the extraction of granitic magmas // *J. Geoph. Res.*, 1995, v. 100, p. 15,697—15,715.
- Schmidt M.W., Dardon A., Chazot G., Vannucci R.** The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 415—432.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Krylov K.A., Konilov A.N., Slabunov A.I., Bogina M.M.** 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia / Ed. T. Kusky // *Precambrian ophiolites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 424—486.
- Sleep N.H.** Evolution of the mode of convection within terrestrial planets // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 17563—17578.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Taira A., Mann P., Rahardiawan R. Incipient subduction of the Ontong Java Plateau along the North Solomon trench // *Tectonophysics*, 2004, v. 389, p. 247—266.

Timmermann H., Štědrá V., Gerdes A., Noble S.R., Parrish R.R., Dörr W. A problem of dating high-pressure metamorphism: a U-Pb isotope and geochemical study on eclogites and related rocks of the Mariánské Lázně complex, Czech Republic // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1311—1338.

van Hunen J., van der Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 217—235.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006, v. 151, p. 413—433.

Whitney D.L., Teyssier C., Ray P.F. The consequence of crustal melting in continental subduction // *Lithosphere*, 2009, v. 1, № 6, doi: 10.1130:L62.1.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Xiong X.L. Trace-element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite // *Geology*, 2006, v. 34, p. 945—948.

Xiong X.L., Adam J., Green T.H. Rutile stability and rutile/melt partitioning during partial melting of hydrous basalt: implication for TTG genesis // *Chem. Geol.*, 2005, v. 218, p. 339—359.

Yang T.N. Retrograded textures and associated mass transfer: evidence for aqueous fluid action during exhumation of the Quinglongshan eclogite, Southern Sulu ultrahigh pressure metamorphic terrane, eastern China // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 653—669.

*Рекомендована к печати 1 марта 2011 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 31 мая 2010 г.,
после доработки — 14 февраля 2011 г.*