

К. И. ЛОХОВ (ВСЕГЕИ), Б. Ю. АСТАФЬЕВ (ИГГД РАН), О. А. ВОИНОВА,  
Д. И. МАТУКОВ, А. В. АНТОНОВ, Э. М. ПРАСОЛОВ, Э. Б. ПРИЛЕПСКИЙ, Е. С. БОГОМОЛОВ (ВСЕГЕИ)

## ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ГРАФИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Приведены результаты изотопно-геохимического и геохронологического исследования графит-содержащих метасоматитов, связанных с метаморфитами Лапландского комплекса. Комплексное изучение цирконов из метасоматитов локальным U-Pb методом показало, что они были сформированы на регрессивной стадии раннесвекофеннского метаморфизма, датированного по ядрам цирконов  $1972 \pm 12$  млн лет. Возраст метасоматического процесса оценивается в  $1910 \pm 12$  млн лет, а время заключительных эндогенных процессов в  $1792 \pm 6$  млн лет. Приводятся данные по распределению РЗЭ в различных зонах роста цирконов, что позволяет надежно связать их с метаморфическим или метасоматическим процессом. Оценены термодинамические параметры на различных стадиях развития пород комплекса и даны количественные оценки геодинамических параметров. Показано, что ведущим механизмом осаждения графита из флюида на первом этапе являлось изобарическое остывание пород, на втором — смешение окисленных метаморфических флюидов с восстановленными, возможно, генерированными в тектонически ослабленных зонах. Перенасыщение флюида углеродом на этапе метаморфизма могло быть обусловлено термально-флюидным импульсом мантийного генезиса, продуцированного кольским протерозойским плюмом с возрастом 1980 млн лет.

The results of isotopic geochemical and geochronological investigations of graphite bearing metasomatic rocks, connected with metamorphic Lapland complex are discussed. The study of zircons from the rocks by means of local U-Pb method revealed that the rocks were formed at two stages. The earliest dated by cores from zircons and correspond to beginning of regressive stage of early Svecofenian metamorphism —  $1972 \pm 12$  m.y. The age of metasomatic event is dated by crusts of the zircons as  $1910 \pm 12$  m.y., and the final stage is near  $1792 \pm 6$  m.y. For different zones in zircons also were obtained REE distribution patterns, which are used for correlation of different zircon matter with metamorphic or metasomatic event. The geodynamic parameters at different stages of development of the complex were quantitatively estimated. It was shown, that the leading mechanism of graphite precipitation from the fluid phase on the first stage was isobaric cooling of the rocks, and on the second stage — probably mixing of different fluids: high oxidized metamorphic one and reduced one, probably generated in tectonically weak zones. Oversaturation of the fluid by carbon could be caused by thermal-fluid pulse, which could be produced by Kola Proterozoic plume at the time near 1980 m.y.

Месторождения явнокристаллического графита эпигенетического типа известны во многих контактовых и региональных метаморфических комплексах различных регионов мира. Для этих образований характерны высокое качество минерального сырья (явнокристаллический крупночешуйчатый графит), а также значительные масштабы оруденения. Происхождение углеродистого вещества и условия его локализации остаются недостаточно изученными. Нами были предприняты геологические, петрографические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования.

### Геологическая характеристика графитистых пород Кольского полуострова и методика исследований

В раннедокембрийских регионально-метаморфических комплексах Кольского полуострова известно не менее 100 проявлений высокоуглеродистых пород с содержанием явнокристаллического графита от 5 до 95 %. На рис. 1 черными точками показаны проявления графита, которые входят в состав месторождений, рудопроявлений и точек минерализации этого региона [1, 2]. Авторами были детально изучены состав, возраст и условия

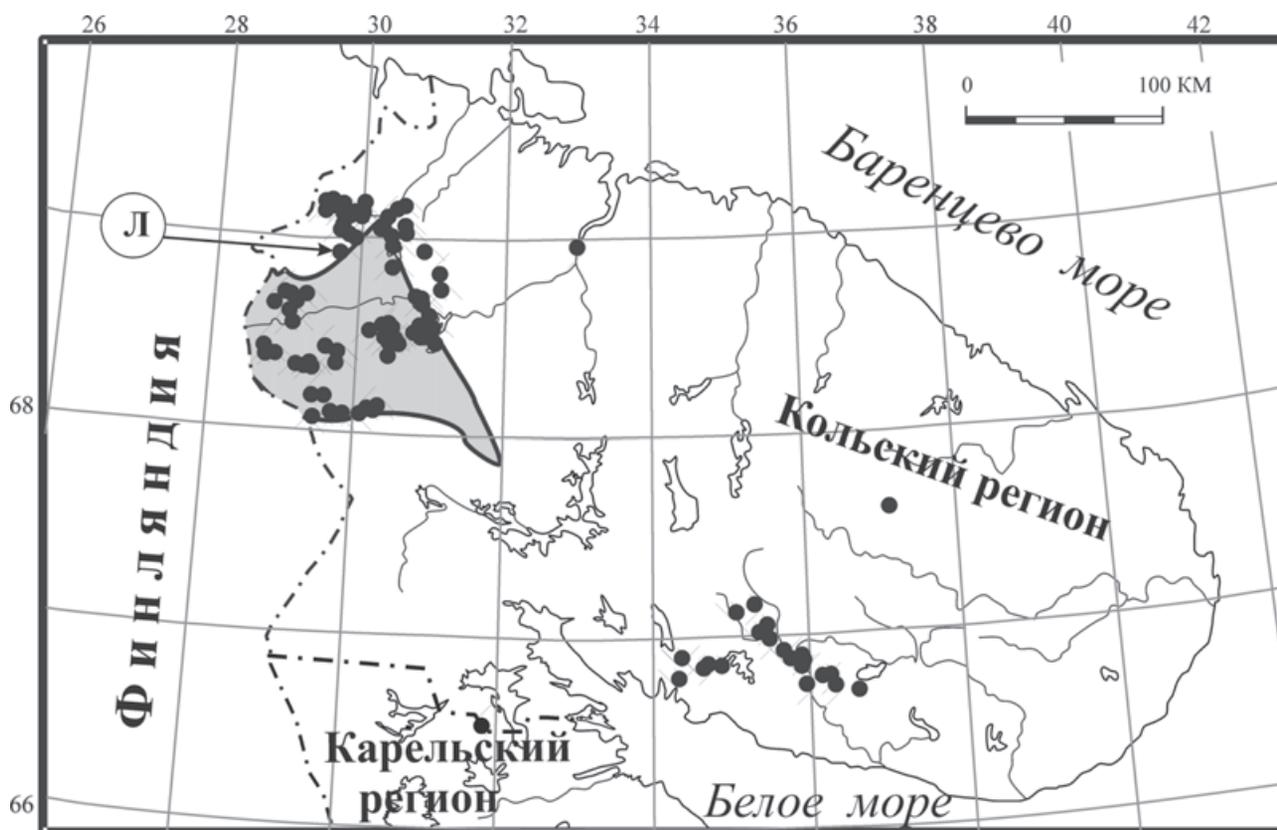


Рис. 1. Расположение точек графитовой минерализации на Кольском полуострове

Серым цветом выделен Лапландский метаморфический пояс. Штрих-пунктирная линия — государственная граница. Буква «Л» в кружке со стрелкой — участок «Лосиное»

формирования графитовой минерализации на участке «Лосиное» в северном контакте Лапландского гранулитового пояса, который, по современным данным [1, 12, 15], представляет собой крупную тектоническую пластину, надвинутую на породы беломорского комплекса архея.

Вмещающие породы позднеархейского возраста на изученном участке представлены мигматизированными ортопироксенсодержащими плагиоамфиболовыми гнейсами, эндербитами и гранитогнейсами, реже амфиболитами и слюдястыми сланцами. Их возраст ранее был определен как 2,75–2,80 млрд лет [1 и др.].

Обогащенные графитом породы в среднем имеют мощность от 1 до 10 м и более. Графит образует мономинеральные скопления чешуйчатых пластиноподобных агрегатов, нередко изогнутых вдоль сланцеватости или гнейсовидности пород, реже почти мономинеральные гнездовидные обособления. Размеры графитовых пластин от 1 до 25–40 мм при толщине 0,1–4 мм. Обогащенные графитом породы сравнительно слабо рассланцованы, имеют резкие тектонические контакты с вмещающими образованиями, обрамляются сравнительно мощными зонами (3–10 м и более) метасоматически измененных крупнозернистых порфиробластических гранат-биотитовых пород.

Образец из графитовых руд по нашему предложению был детально исследован в ЦНИИГеолнеруд (г.Казань) рентгенографическим количественным фазовым, термическим, химическим и дифференциальным термомагнитным анализами. В полученном заключении данная проба характеризуется как высококачественное графитовое сырье с высоким содержанием явнокристаллического графита (около 35%).

Для высокоуглеродистых образований участка работ характерна контрастно выраженная метасоматическая зональность. От центра к краям тел выделяются следующие типы метасоматитов:

- 1) гранат-кварцевые, гранат-полевошпат-кварцевые;
- 2) графитистые плагиоклаз-амфиболовые и полевошпатовые;
- 3) гранат-биотитовые.

На метасоматический генезис указывают интенсивная минеральная перекристаллизация вмещающих пород, укрупнение зернистости, значительное изменение состава исходного субстрата, формирование графитистых пород по образованиям различного состава и генезиса, а также регрессивный характер минералообразования. Собственно графитовые метасоматиты, содержащие от 5 до 40 % кристаллического графита, составляют око-

ло 30% от общего объема метасоматически преобразованных пород. Их структурные соотношения со сланцеватостью, гнейсовидностью, напластованием пород, а также формирование по породам различного состава позволяют предполагать, что массивные графитовые тела появились значительно позднее вмещающих метаморфических образований.

Кроме того, в этом районе проявлены мощные (до 50–120 м по данным бурения) тела более поздних гигантозернистых диопсидитов. Крупные ярко-зеленые кристаллы диопсида составляют до 95–98 % объема породы, а монокристаллы имеют размер до 7 см по удлинению. Диопсидовые метасоматиты пересекаются жилами среднезернистых оливин-карбонатных карбонатитов мощностью 0,1–0,5 м. В свою очередь карбонатиты прорваны жилами зональных диопсид-биотитовых метасоматитов. Данные породы также пространственно ассоциируют с графитовыми метасоматитами и локализованы в тех же тектонических зонах.

Основной задачей проведенных нами аналитических работ было изучение возраста и условий формирования метаморфических и метасоматических графитосодержащих пород.

Пробоподготовка и изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические работы были выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, часть микрозондовых исследований — в ИГГД РАН на электронном микроскопе LinkAn-2000 с полупроводниковым детектором для определения количественного состава петрогенных элементов. Из двух углеродистых проб участка

«Лосиное» были выделены монофракции цирконов в ИГГД РАН по стандартной методике с разделением в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарацией.

Разделенные на генерации цирконы были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов «Темога» и «91500», а затем сошлифованы примерно на половину толщины. Для выбора участков для анализов были проведены оптические и катодолюминесцентные наблюдения. Изотопные измерения в цирконах проводились по классической методике [22] на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов молекулярного кислорода при измерениях составляла 4 нА, диаметр кратера около 18–20 мкм. Полученные первичные данные были обработаны с использованием программы SQUID [18].

U-Pb отношения при анализах были нормализованы на значение 0,0668 по соответствующему стандарту «Темога» [11], что отвечает его возрасту 416,75 млн лет. Погрешность измерений единичных анализов — в пределах 1s, для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией — 2s. Графики строились с использованием программы ISOPLOT/EX [17].

Катодолюминесцентные исследования показали наличие двух генераций: относительно светлых ядер и более темных обрастаний вокруг них (рис. 2). С помощью вторично-ионного масс-спектрометра были изучены отдельно внутренние и внешние зоны в кристаллах цирконов. Для внутренних зон кристаллов получена оценка с конкор-

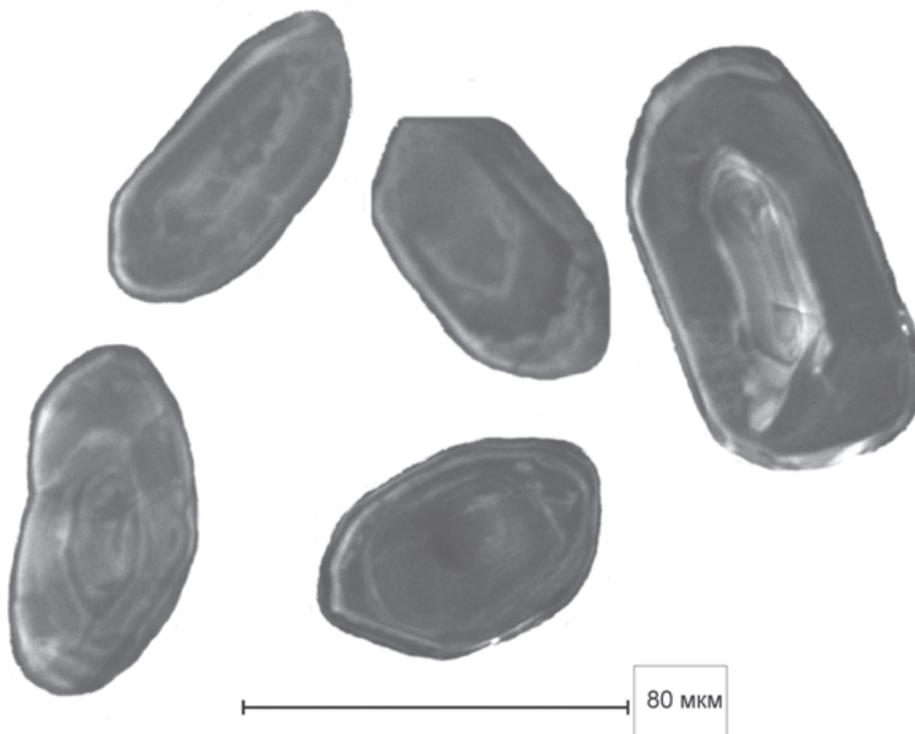


Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения цирконов из метасоматитов

## ПЕРВИЧНЫЕ АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ПРИ ПОМОЩИ SHRIMP-II

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	Возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1.1 с	0,08	536	100	0,19	154	1,853 ±33	1,980 ± 7
2.1 г	0,03	684	61	0,09	191	1,816 ±32	1,897 ± 6
3.1 г	0,22	427	44	0,11	120	1,813 ±32	1,896 ± 9
4.1 г	—	940	74	0,08	267	1,843 ±33	1,905 ± 9
4.2 г	0,05	683	65	0,10	191	1,812 ±32	1,881 ± 6
5.1 с	0,10	221	59	0,28	67	1,953 ±36	1,975 ±11
5.2 с	0,07	283	68	0,25	88	1,993 ±37	1,965 ±13
6.1 г	4,96	1876	287	0,16	228	812 ±16	1,563 ±72
7.1 г	1,39	356	7	0,02	103	1,847 ±33	1,900 ±18
8.1 г	0,25	444	8	0,02	128	1,867 ±33	1,904 ± 9
8.2 с	0,79	498	111	0,23	145	1,874 ±33	1,953 ±13
9.1 г	0,02	1245	8	0,01	332	1,743 ±31	1,903 ± 7
10.1г	0,02	1000	67	0,07	240	1,587 ±29	1,838 ± 8
7.2 г	0,51	881	42	0,05	248	1,820 ±32	1,897 ±12

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ.  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$ , означают обыкновенную и радиогенную составляющие свинца соответственно. Погрешность калибровки измеренного цирконового стандарта для данной пробы составляет 0,82%. Поправки на обыкновенный свинец были учтены по содержанию  $^{204}\text{Pb}$ , полученного при измерениях. В первой графе с — ядро зерна, г — обрастание.

дантным значением возраста  $1972 \pm 12$  млн лет при Th/U отношении 0,19–0,28 (табл. 1, рис. 3), что отвечает пику гранулитового метаморфизма Лапландского комплекса [9, 12, 15]. Архейские цирконы из исходных плагиогнейсов и амфиболовых сланцев в исследованных образцах не сохранились даже в реликтах, поскольку раннепротерозойская перекристаллизация была чрезвычайно интенсивной. Таким образом, это определение можно рассматривать как близкое к пику раннепротерозойского регионального метаморфизма. Внешние

зоны исследованных цирконов демонстрируют конкордантное значение возраста  $1910 \pm 12$  млн лет и Th/U отношение преимущественно менее 0,1 (табл. 1, рис. 4), что может отвечать метасоматическому этапу преобразования пород. В некоторых цирконах также фиксируются внешние зоны, испытавшие потери свинца при палеозойских тектонических событиях (около 430 млн лет). Описанные ранее в литературе промежуточные значения возраста 1960–1930 млн лет [10 и др.], по-видимому, обусловлены стандартным датированием

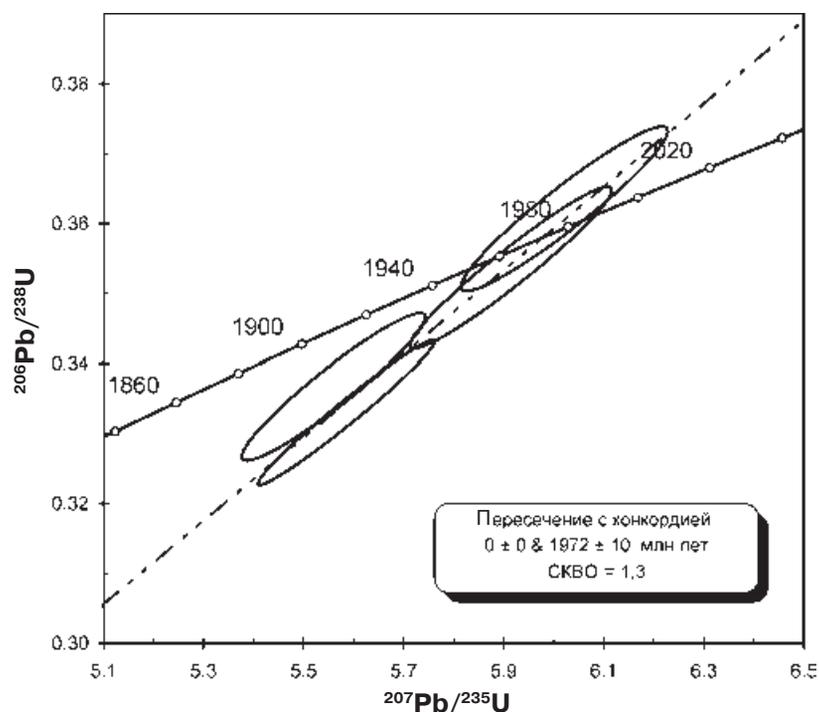


Рис. 3. Диаграмма U-Pb системы с конкордией для внутренних зон цирконов

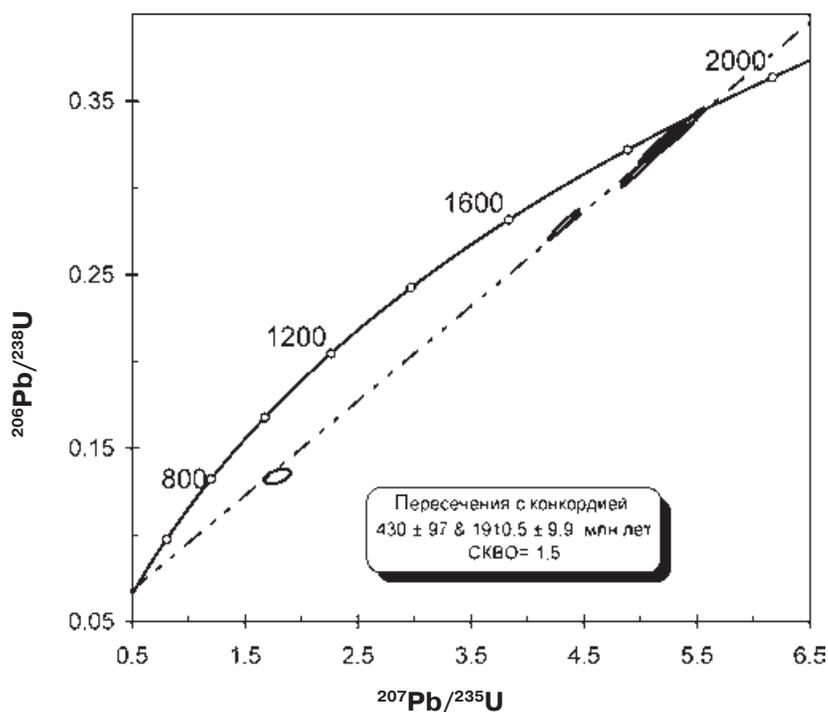


Рис. 4. Диаграмма U-Pb системы с конкордией для внешних зон цирконов

по кристаллам цирконов классическим методом в целом, по совокупности зерен кристаллов, что дает усредненную оценку возраста.

Величина Th/U отношения во внутренних участках цирконов характерна для большинства метаморфических и магматических пород, а пониженная величина отношения более характерна для цирконов, сформированных в высокофлюидных условиях [23]. Для более надежной привязки этих генераций к процессам мы провели изучение спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в них на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II. Анализ спектров распределения РЗЭ был осуществлен в тех же локальных точках, что и U-Pb исследования (табл. 2).

Для внутренних зон цирконов характерно обеднение легкими РЗЭ с явно выраженными поло-

жительной Ce и отрицательной Eu аномалиями. Для внешних зон обрастания отмечается ярко выраженное обогащение легкими РЗЭ, отсутствие положительной Ce и неявно выраженной отрицательной, а в двух случаях и положительной Eu аномалиями (рис. 5, табл. 2). Спектры распределения РЗЭ первого типа характерны для цирконов магматического и метаморфического генезиса, а второй тип встречается в цирконах из пегматитов [23]. Наблюдаемый в метасоматических корках обрастания цирконов спектр РЗЭ можно получить при сильно фракционированном спектре распределения РЗЭ в пользу легких элементов во флюиде. Данный феномен, вероятно, можно интерпретировать как следствие высокой подвижности легких РЗЭ, прежде всего Ce, Pr, Nd в меньшей степени La, в высокоуглекислотной флюидной фазе.

ТАБЛИЦА 2

КОНЦЕНТРАЦИИ РЗЭ В ЛОКАЛЬНЫХ ТОЧКАХ ЦИРКОНОВ (в ppm)

Точка анализа	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
5,1	0,5	20,3	0,6	8,5	17,2	2,9	101,9	39,1	521,7	222,2	940,8	200,5	1798,8	363,7
5,2	1,0	19,9	0,7	8,3	14,5	2,7	88,0	36,7	456,1	197,7	837,6	180,6	1644,1	337,3
1,1	8,9	72,3	9,2	59,0	28,8	9,6	62,4	18,5	214,5	91,8	410,1	99,3	1029,3	226,2
8,2	34,7	214,4	36,0	235,9	106,1	67,9	187,5	43,2	363,3	123,3	503,4	121,5	1304,2	272,5
6,1	149,1	688,7	92,9	526,8	158,7	144,2	199,0	41,2	407,5	162,7	712,6	167,6	1706,6	355,0
5,1,ре	1,0	17,3	0,5	6,9	12,8	2,2	71,3	27,2	340,9	163,3	706,6	167,1	1600,0	340,0
10,1	7,6	46,6	6,6	35,7	18,6	5,4	36,0	10,4	129,9	59,8	290,1	77,9	890,5	200,7
7,1	3,1	20,9	3,6	26,1	14,7	1,8	40,1	16,9	246,7	137,4	823,0	236,6	2965,2	704,4
8,1	3,1	26,2	4,4	31,5	19,2	3,3	43,2	17,6	263,2	134,4	714,0	210,6	2528,4	575,9
2,1	0,4	8,2	0,3	2,5	6,3	0,7	39,8	19,0	256,3	127,5	649,3	161,9	1807,7	392,8

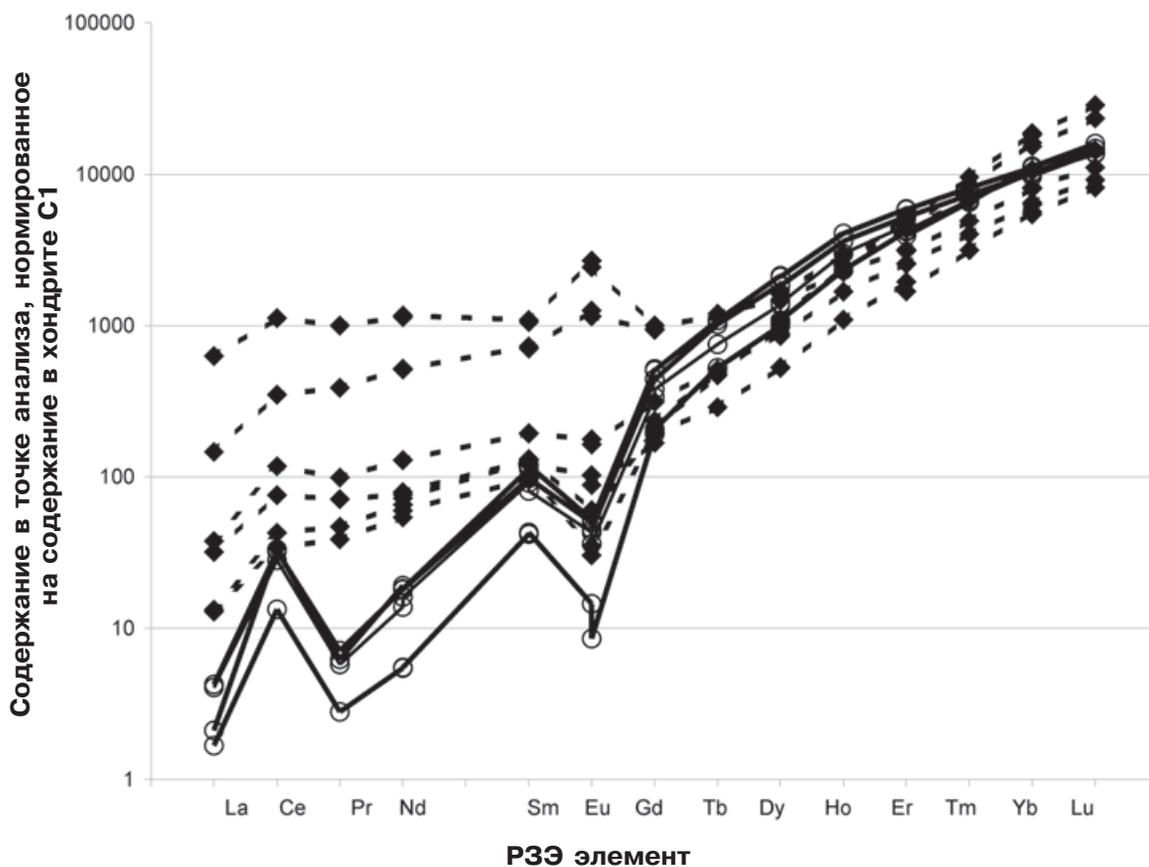


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов в различных зонах цирконов

Ядра — сплошные, зоны обрастания — пунктирные линии

Состав и распределение элементов-примесей в графите может дать информацию об их распределении в метасоматизирующем флюиде. Проанализировать концентрации металлов собственно в графите традиционными методами весьма трудоемкая аналитическая задача, поскольку кислотная обработка образцов на приведет к растворению графита и соответственно экстракции металлов. Однако такой анализ возможен при помощи лазерно-абляционной методики, при которой происходит локальное испарение вещества, включая и графит. Анализы были выполнены при помощи измерительного комплекса, который состоит из ICP масс-спектрометра ThermoFinnigan ELEMENT-2, оснащенного источником ионов с индуктивно-связанной плазмой, и системы лазерного пробоотбора New Wave DUV193 с ультрафиолетовым эксимерным лазером COMPEX-193. Для уменьшения локальности анализа были выбраны размер пятна 90 мкм и абляция в режиме растра с площадью сканирования около 1 × 1 мм. Для вычисления концентраций элементов в качестве внутреннего стандарта были использованы концентрации кремния, определенные при помощи микрозонда в тех же участках опробования образца. Полученные результаты приведены на рис. 6 и в табл. 3. Ведущими элементами-примесями в графите, по-

мимо кремния, являются Ca, Sr, Ba, Pb. Отмечается и повышенное содержание Zr, что подтверждает предположение о том, что при флюидно-метасоматическом воздействии могли быть сформированы зоны обрастания в исследованных цирконах. В изученных образцах, и следовательно во флюиде, отмечаются крайне низкие величины отношений Th/U (0,04–0,11), что также подтверждает кристаллизацию корок обрастания цирконов во время углеродистого метасоматоза. Уместно отметить, что в исследованном эндогенном графите величина V/Ti отношения весьма низка (0,2–0,4) по сравнению с типичным диапазоном этой величины в нефтях и биогенном органическом веществе (25–600) [7] и, таким образом, может служить надежным биомаркером. Что касается спектра распределения РЗЭ, то можно отметить его умеренное фракционирование в пользу легких РЗЭ и схожесть со спектром распределения этих элементов во внешних зонах цирконов.

Таким образом, геохимические данные по различным генерациям в цирконах позволяют с высокой степенью надежности сопоставить формирование их внутренних зон при пике метаморфизма с возрастом  $1972 \pm 12$  млн лет, а внешних, при позднем метасоматическом преобразовании пород, с возрастом  $1910 \pm 12$  млн лет.

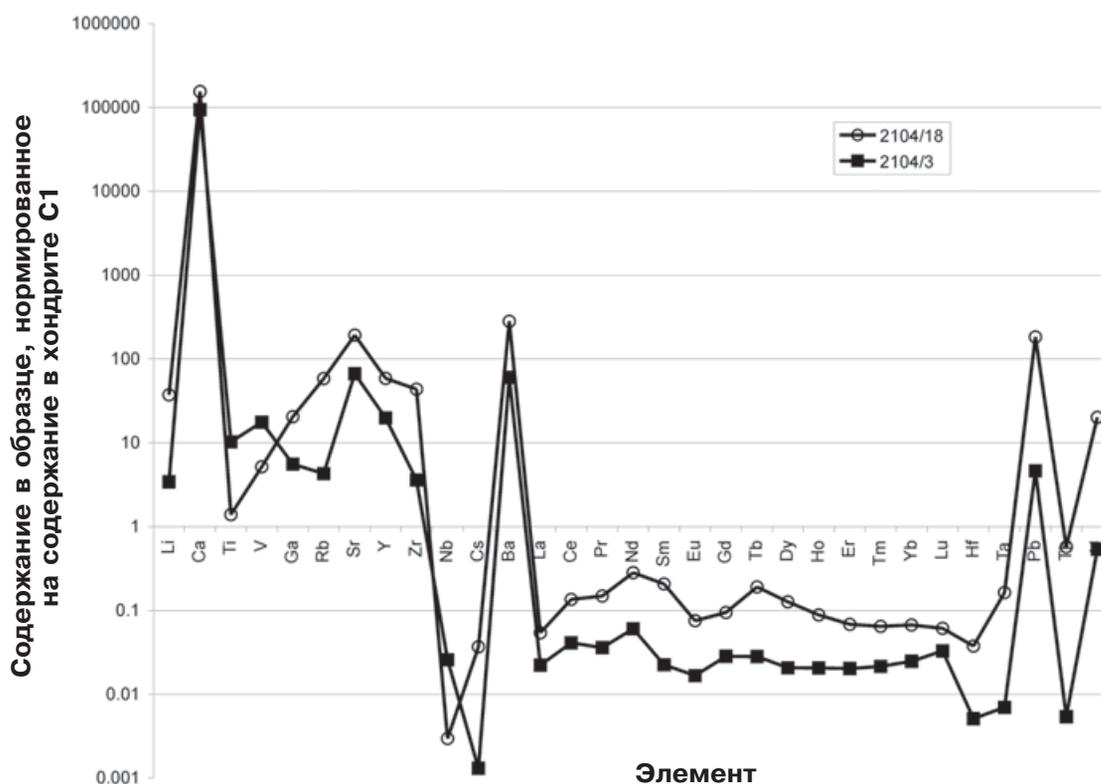


Рис. 6. Распределение элементов-примесей в образцах графита

ТАБЛИЦА 3

КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАЛЛОВ В ГРАФИТЕ (ppm)

Элементы	Обр. 2104/18	Обр. 2104/3
Li	55,83	5,13
Ca	142892,31	86952,44
Ti	613,04	4506,14
V	289,70	988,63
Ga	187,76	50,99
Rb	133,97	9,85
Sr	1394,67	482,64
Y	92,34	31,08
Zr	166,70	13,73
Nb	0,71	6,20
Cs	6,99	0,25
Ba	677,42	145,09
La	35,07	14,44
Ce	82,76	25,13
Pr	13,82	3,34
Nd	67,54	14,48
Sm	30,66	3,33
Eu	4,25	0,94
Gd	18,79	5,64
Tb	6,88	1,02
Dy	31,14	5,09
Ho	4,82	1,12
Er	10,94	3,24
Tm	1,59	0,53
Yb	10,83	3,98
Lu	1,50	0,81
Hf	3,86	0,53
Ta	2,23	0,09
Pb	451,00	11,44
Th	16,54	0,16
U	148,54	3,96

Датирование Rb-Sr методом по биотитам и диопсидам из поздних жил, секущих оливин-карбонатные породы, позволило получить оценку времени формирования наиболее поздних зональных диопсид-биотитовых жил и сопряженных с ними слюдистых метасоматитов с возрастом  $1791,4 \pm 6,2$  млн лет. Эта датировка рассматривается нами как близкая к заключительной стадии формирования данного метаморфо-метасоматического комплекса. Начальное отношение изотопов стронция для этих жил  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,71701$  и значимо выше, чем соотношение изотопов стронция в кальците —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70489$  (табл. 4, рис. 7).

Из высокоуглеродистых пород был выделен графит посредством обработки образцов смесью кислот  $\text{HF} + \text{HCl}$  с последующим центрифугированием нерастворимого остатка. Анализ углеродистого материала выполнен на масс-спектрометре ThermoFinnigan Delta Plus XL с элементным анализатором CE/EA-1112. Изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) мелкодисперсного графита из гранат-биотитовых гнейсов составляет от  $-31,1$  до  $-31,3$  ‰. Изотопный состав углерода графита из метасоматических пород, содержащих массивный жильный графит, находится в пределах от  $-21,5$  до  $-23,6$  ‰. Сходные по составу графитовые проявления известны в южном и восточном обрамлениях Лапландского гранулитового комплекса. Определенный нами состав  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) на этих объектах практически тот же (около  $-23$  ‰).

## РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ

Образец	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2102/3 биотит	363,2	7,039	239,6	$6,903659 \pm 17$
2104 »	410,2	51,75	24,33	$1,342446 \pm 8$
2104 диопсид	2,523	126,5	0,0578	$0,718517 \pm 18$
2104 кальцит	—	—	—	$0,704973 \pm 7$

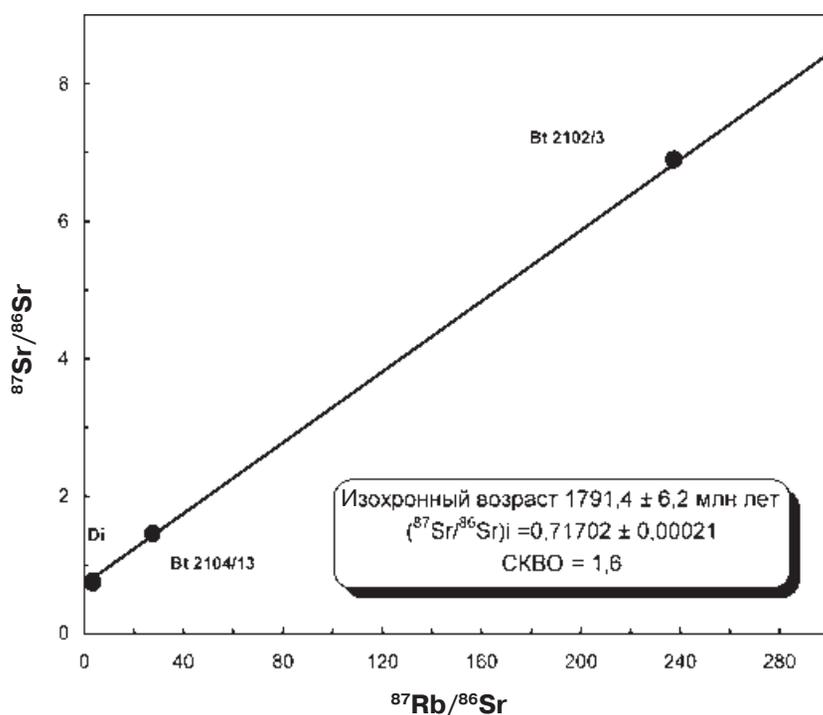


Рис. 7. Rb-Sr изохрона для поздних секущих диопсид-биотитовых жил

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из оливин-карбонатных жил определен по стандартной методике разложения карбонатов ортофосфорной кислотой с изотопным анализом углекислого газа по двухканальной схеме на приборе ThermoFinnigan Delta Plus и составляет для углерода около  $-11,0$ , для кислорода  $-19\%$  (PDB) (табл. 5).

ТАБЛИЦА 5

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА  
В УГЛЕРОДИСТЫХ МИНЕРАЛАХ

Образец	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
Амфибол-плагиоклазовые графитсодержащие гнейсы		
2104/18	$-31,3$	—
2104/1	$-31,1$	—
Массивные графитовые породы		
2103/12	$-23,6$	—
2100	$-21,6$	—
Карбонаты из поздних жил		
2104/8	$-11,0$	$11,1$
2104/81	$-11,2$	$11,4$

Исследованный состав минералов и их парагенезисов позволяет предполагать регрессивное падение РТ условий в ходе формирования графитоносных метасоматитов. Это выражается в образовании сравнительно низкоглиноземистой роговой обманки, куммингтонита и даже хлорита и серпентина по минералам ранних высокотемпературных ассоциаций.

При микронзондовых измерениях был проанализирован состав породообразующих минералов метаморфических и метасоматических пород. По этим данным были оценены РТ условия формирования пород с использованием программ TWEEQ и TPF [9]. В целом отмечается (рис. 8) почти изобарический спад температуры формирования пород (от  $850-800$  до  $750-700$  °С и менее). В частности, на первоначальные гранулитовые условия регионального метаморфизма указывает устойчивая ассоциация гиперстена, клинопироксена, основного плагиоклаза и магнезиального граната. В дальнейшем происходило общее падение РТ условий минералообразования (примерно до  $600-550$  °С) в наиболее поздних диопсидовых и слюдяных метасоматитах.

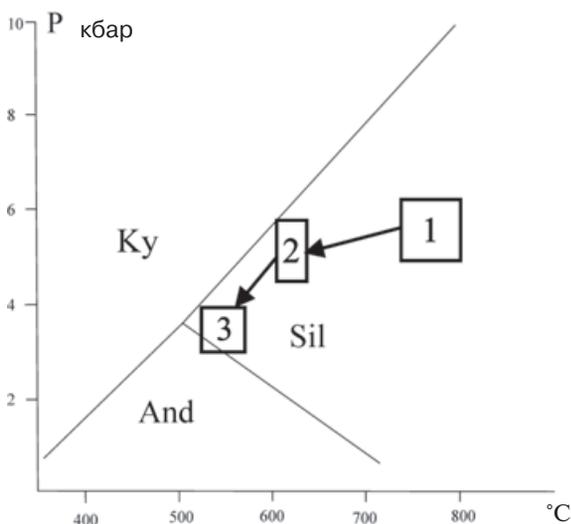


Рис. 8. Эволюция термодинамических параметров в породах комплекса

*Ky* — поля стабильности кианита, *Sil* — силлиманита, *And* — андалузита. 1 — условия регионального метаморфизма (около 1972 млн лет); 2 — условия метасоматизма (около 1912 млн лет); 3 — заключительный этап метасоматизма (1790 млн лет)

## Обсуждение результатов

Полученные количественные оценки эволюции пород комплекса в координатах время —  $PT$  позволяют сделать ряд геодинамических реконструкций. Первый этап (1972–1910 млн лет) характеризуется близким к изобарическому охлаждению пород комплекса: с падением температуры  $dT = 1,5–2$  °C/млн лет и спадом давления  $dP = 0,01–0,015$  кбар/млн лет, что соответствует скорости подъема пород при условии литостатического давления порядка  $dH = 10–15$  м/млн лет. Второй этап (1910–1796 млн лет) характеризуется соответствующими параметрами:  $dT = 2–3$  °C/млн лет,  $dP = 0,03–0,04$  кбар/млн лет,  $dH = 30–40$  м/млн лет. Такие скорости изменения параметров характерны для платформенных условий.

По современным данным [19 и др.], изобарический спад температуры является одним из механизмов осаждения графита из высокоуглеродистых глубинных флюидов. Согласно геологическим наблюдениям и данным термобарометрии, этот механизм для графитовых пород Лапландского гранулитового пояса нами предполагается наиболее вероятным. С учетом данных по региональной распространенности проявлений кристаллического графита Кольского региона (рис. 1), вполне вероятно, что графит может рассматриваться эффективным индикатором как локально, так и регионального изобарического охлаждения, фиксируемым в региональных масштабах. Второстепенными и локальными факторами, возможно, являлись окислительно-восстановительный породный барьер (магнетит и сульфиды, из-

вестные в данных породах) или контрастное смешение обогащенных углеродом флюидов различного состава (углекислотных и водно-метановых) [19]. В данном случае наблюдается графитовая минерализация двух генераций: мелкочешуйчатый графит в метасоматитах с величиной  $\delta^{13}C$  около  $-31\text{‰}$  и явно более поздние жильно-гнездовые мономинеральные тела с более изотопно-тяжелым углеродом, около  $-23\text{‰}$ . Первая генерация относительно равномерно рассеяна в породах и наиболее вероятно отвечает этапу изобарического остывания. Вторая генерация связана с зонами интенсивных тектонических нарушений, фиксируемых по телам слюдястых метасоматитов, и обязана своим происхождением локальным условиям, в данном случае тектонически ослабленным зонам с интенсивной циркуляцией флюидов. Таким образом, механизм смешения флюидов контрастных составов (в системе  $H-C-O$ ) является наиболее вероятным механизмом осаждения графита второй генерации из флюидной фазы.

Осаждение углерода из флюидной фазы при изобарическом остывании предполагает избыток высокоуглеродистых флюидов в системе, для этого на пике метаморфического события в систему должен быть привнесен обогащенный углеродом флюид. Источником высокоуглекислотных глубинных флюидов могут быть глубинные (мантийные) основные и ультраосновные расплавы. При их поступлении уже на уровне нижней коры будет наблюдаться эффект декомпрессионной дегазации с отделением практически чисто углекислотного флюида. Этот глубинный флюид, способствуя кондуктивному переносу тепла из глубины, может оказаться причиной метаморфизма коровых пород [14].

Соответственно на первом этапе метаморфического события породы комплекса могли испытать высокоуглекислотный флюидно-термальный импульс на рубеже, непосредственно предшествовавшем имеющейся возрастной оценке  $1972 \pm 12$  млн лет. Этот возрастной рубеж соответствует оценке времени становления протерозойского кольского плюма по соответствующим геохронологическим данным для ферропикритов Печенги (1980 млн лет [21]). Ультраосновные и основные расплавы, генерируемые на фронте плюма, могли являться источником высокоуглекислотных флюидов, вызвавших гранулитовый метаморфизм пород за счет флюидно-термального импульса на рубеже 1980 млн лет. Данный импульс, вероятно, был относительно коротким, поскольку в дальнейшем мы фиксируем изобарическое остывание в течение 50–60 млн лет, отмеченное выделением избыточного углерода из флюида в виде дисперсного графита.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонате из поздних карбонатитовых жил может характеризовать изотопный состав углерода и кислорода в эндогенных глубинных высокоуглекислотных флюидах на этапе регионального метаморфизма, поскольку такие жилы, как прави-

ло, имеют не магматический, а метасоматический генезис [4]. Судя по полученным нами данным по изотопному составу углерода и кислорода (табл. 3), изученные карбонатиты близки к типичным абиссальным карбонатитам, в частности, к Тикшеозерским раннепротерозойским карбонатитам [20] и нижнепалеозойским карбонатитам Кольского полуострова [6]. Изотопный состав стронция в этих карбонатитах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704973$ . Эта величина значительно меньше начального соотношения изотопов стронция, полученного из изохронного построения для секущих их биотит-диопсидовых жил:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71701$  (табл. 2, рис. 6). Согласно полученному комплексу изотопных параметров данные карбонатиты имеют мантийный генезис и незначительно контаминированы коровым веществом.

Учитывая термодинамический эффект разделения изотопов углерода между углекислым газом флюида и карбонатом при температурах кристаллизации карбонатитовых жил (около  $500^\circ\text{C}$ ) [5, 7], можно оценить для углекислого газа значение  $\delta^{13}\text{C}$  около  $-9\%$ . Термодинамический эффект разделения изотопов углерода между углекислым газом и графитом в оцененном диапазоне температур в сторону облегчения графита составляет от  $-4\%$  при  $850^\circ\text{C}$  до  $-7\%$  при  $650^\circ\text{C}$  [5, 8, 13]. Обратная картина наблюдается при разделении изотопов углерода между графитом и восстановленным  $\text{CH}_4\text{--CO}$  флюидом: графит, выпадающий из флюида, должен быть более изотопно-тяжелым.

Поскольку наблюдаемый углерод графита изотопно-легкий, то можно предполагать, что на стадии изобарического остывания в породах циркулировал окисленный углекислотно-водный флюид. В таком случае равновесный с флюидом графит должен иметь изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-13$  до  $-16\%$ , что как минимум на  $15\text{--}20\%$  больше наблюдаемых значений. Это может быть объяснено двумя факторами: 1) кинетическим изотопным эффектом при выпадении графита из флюида; 2) присутствием в исходном флюиде не только глубинной, но и биогенной органической компоненты углерода из пород метаморфизируемого вулканогенно-осадочного комплекса. Учитывая, что массивные графитовые тела поздней генерации более изотопно-тяжелые, скорее всего имел место первый фактор, однако имеющиеся экспериментальные данные не позволяют исключить и второй.

Для реализации второй генерации графита — массивных жильных тел, приуроченных к тектонически ослабленным зонам, как было упомянуто выше, наиболее подходит механизм смешения двух флюидов контрастного состава. Согласно  $\text{C--H--O}$  диаграмме состояния системы, для пересечения области стабильности высокоупорядоченного графита необходимо иметь  $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O--CH}_4$  или  $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O--H}_2$  флюид [19]. Учитывая то, что флюид на стадии изобарического остывания был оценен как высокоокисленная  $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$  смесь,

для реализации упомянутого механизма необходим внешний источник водорода или метана. Источником восстановленных газов могли быть тектонически активные зоны, где за счет интенсивных дизъюнктивных деформаций могли генерироваться восстановленные газы, главным образом водород за счет механохимических реакций, приводящих как к термодиссоциации воды, так и к генерации водорода за счет окисления свежих поверхностей скола (разрыв ковалентных связей  $\text{Si--O}$  в алюмосиликатах с последующим связыванием кислорода из флюидной фазы). Этот механизм вполне реален и был исследован в экспериментальных установках [16]. Такая интерпретация согласуется с данными, полученными при бурении Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), где были зафиксированы многочисленные притоки эндогенного водорода и восстановленных углеродистых флюидов на различных интервалах бурения [3].

## Выводы

1. Геохронологический рубеж и сравнительно низкие скорости изменения РТ параметров в ходе метаморфизма и метасоматизма позволяют предполагать тектонические условия активизации Лапландского гранулитового пояса в раннесвекофенское время, вероятно, за счет воздействия протерозойского Кольского плюма, продуцировавшего термально-флюидный импульс.

2. Первая генерация мелкодисперсного графита могла быть сформирована за счет выпадения графита из флюида при изобарическом остывании комплекса в интервале от  $1972 \pm 12$  до  $1910 \pm 12$  млн лет, вторая жильная генерация формировалась в тектонически активных краевых зонах, генерировавших водород, на этапе позже  $1910 \pm 12$ , но ранее заключительных этапов метасоматоза на рубеже  $1791,4 \pm 6,2$  млн лет.

3. Изотопные характеристики графита и карбонатов различных генераций позволяют предполагать, что источником углерода графитистых метасоматитов являлся высокоокисленный углекислотный флюид, в котором углерод, вероятно, представлял собой двухкомпонентную смесь: преобладающая мантийная компонента и окисленная органика пород комплекса.

4. Зоны обрастания ядер цирконов, сформированные при углеродистом метасоматозе, характеризуются резкоповышенными концентрациями легких РЗЭ и характерным практически плоским нормированным спектром распределения РЗЭ.

5. Изотопный состав углерода в эндогенном графитистом веществе практически неотличим от такового, характерного для метаморфизованной биогенной органики, вместе с тем геохимические характеристики ( $\text{V/Ti}$  и др.) резко отличаются.

Авторы глубоко признательны сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ за участие в обсуждении результатов и содействие в наших исследованиях.

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу R-(35)-37 (Мурманск) и комплект карт. СПб., 2000. 233 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу Q-(35)-37 (Кировск) и комплект карт. СПб., 2004. 268 с.
3. Кольская сверхглубокая /Гл. ред. Е. А. Козловский. М., 1984. 490 с.
4. *Покровский Б. Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
5. *Прасолов Э. М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
6. *Самойлов В. С.* Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 237 с.
7. Справочник по геохимии нефти и газа /Под ред. С. Г. Неручева. СПб.: ОАО «Издательство Недра», 1998. 576 с.
8. *Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
9. *Berman R. G., Aranovich L. Y.* Optimized standard state and solution properties of minerals. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996, 126 (1–2), p. 1–24.
10. *Bernard-Griffiths J.* et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Precambrian Res.* 1984. 23. P. 325–348.
11. *Black, L. P., Kamo, S. L.* et al., TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*, 2003, 200. P. 155–170.
12. *Daly J. S.* et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for transcrustal suture in Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research.* 2001. 105. P. 289–314.
13. *Deines P.* The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth-Science reviews*, 2002. Vol. 58. P. 247–278.
14. *Frost B. R., Frost C. D.* CO<sub>2</sub>, melts and granulite metamorphism // *Nature.* 1987. Vol. 327. P. 503–506.
15. *Glebovitsky V. A.* et al. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa–Umba zone, Kola Peninsula: constrains from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // *Precambrian Research.* 2001. 105. P. 247–269.
16. *Kazahaya K., Matsuo S.* A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals // *Geochem. J.* 1985. Vol. 19. P. 45–54.
17. *Ludwig K. R.* User's manual for Isoplot / Ex. Vers.2.10/. — A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.* 1999, № 1.
18. *Ludwig K. R.* SQUID 1.00. A user's manual // *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.* 2002. № 2.
19. *Luque F. J., Pasteris J. D., Wopenka B.* et al. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation // *Amer. J. of Sci.* 1998. Vol. 298, P. 471–498.
20. *Tikhomorova M., Sallier M. E., Safronova G. P.* Oxygen and carbon isotope variations of carbonatites and silicates from the carbonatite massif Tiksheozero (Northern Karelia) // *Isotopenpraxis.* 1993. Vol. 28. P. 237–250.
21. *Walker R. J., Morgan J. W., Hanski E. J., Smolkin V. F.* Re-Os systematics of early proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, northwestern Russia: evidence for ancient <sup>187</sup>Os-enriched plumes // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1997. Vol. 61. № 15. P. 3145–3160.
22. *Williams, I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / M. A. McKibben, II, W. C. Shanks and W. I. Ridley (eds) // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Rev. in Econ. Geology.* 1998. № 7. P. 1–35.
23. Zircon /Ed. J. M. Hanchar and W. O. Hoski // *Reviews in Mineralogy and Geochem., The Mineralogical Soc. of America.* 2003. Vol. 53. 500 p.