

входят такие известные сооружения, как Эйфелева башня, Биг-Бен, Сиднейский мост и др. Срок службы покрытий достигает 20—25 лет. Высокая эффективность защитных свойств красок на основе спекулярита определяет их высокую стоимость (120 руб./кг) по сравнению с обычными оксидными красителями (8—16 руб./кг).

Из других видов неметаллических полезных ископаемых, имеющих важное геолого-экономическое значение для Южного федерального округа, необходимо отметить кремнистые породы. В результате специализированных минералого-технологических исследований, проведенных в лаборатории технологии природных адсорбентов (Т.П.Конюхова), обоснована возможность использования опал-кристобалитовых пород ряда объектов для получения таких ликвидных продуктов, как зернистые и порошковые адсорбенты, жидкое стекло. Наилучшие результаты в этом отношении показали породы Каменнорского, Баканского, Ширяевского и Щербаковского месторождений. Данные объекты рекомендованы в качестве первоочередных федерального и регионального уровня для проведения геологоразведочных работ и организации производства промышленной продукции.

В заключение необходимо отметить, что имеющийся потенциал ЦНИИгеолнеруд позволяет на достаточно вы-

соком уровне проводить научно-методическое и аналитико-технологическое обеспечение геологоразведочных работ. Результаты проводимых исследований помогут раскрыть истинный потенциал нерудных полезных ископаемых, дадут возможность создать качественно новую методологическую основу для недропользования в современных условиях, обосновать главные направления изучения и использования минерально-сырьевой базы неметаллов с целью социально-экономического возрождения и развития данного геополитически значимого региона России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аксенов Е.М., Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф.* и др. Основы минералогического анализа платформенных и складчатых областей (на примере нерудных полезных ископаемых) // *Обзор ВИЭМС.* — М., 1979.
2. *Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф., Аверьянов В.И.* и др. Основные принципы минералогического анализа платформенных областей (к составлению карт прогноза неметаллических полезных ископаемых Русской платформы). Вып. 1. Сер. Геология, методы поисков и разведки неметалл. пол. ископ. — М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1984.
3. *Чайкин В.Г., Антонов В.А., Гарнян Р.Г.* Минералогия мезокайнозой Кавказа (неметаллы) / Геол., методы поисков и разведки неметалл. полезн. ископ. Обзор ВИЭМС. — М., 1984.

УДК 553.91:551.71/72.(924.16)

Коллектив авторов, 2006

Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Лапландского пояса (Кольский полуостров)

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

Значительные по объему и богатые по содержанию проявления кристаллического графита эпигенетического типа наблюдаются во многих метаморфических комплексах различных регионов мира. Возраст их формирования охватывает интервал от раннего докембрия до неогена [16 и др.]. Для этих объектов характерны высокое качество минерального сырья (крупнокристаллический графит) и значительные масштабы оруденения. Происхождение углеродистого вещества и условия его локализации нередко остаются недостаточно изученными или дискуссионными. С целью решения этой проблемы авторами были предприняты геологические, петрографические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования на примере докембрийских графитовых проявлений в западной и центральной частях Кольского полуострова.

Геологическая характеристика графитовых пород Кольского региона. В раннедокембрийских метаморфических комплексах Кольского полуострова известно более 100 проявлений высокоуглеродистых пород с содержанием явнокристаллического графита от 5 до 90 %. Проявления графита, которые входят в состав месторождений, рудопроявлений и точек минерализации данного региона показаны на рис. 1 [1, 2]. Отчетливо выделяются два главных района локализации графитовой минерализации: 1) Лапландский пояс и его обрамление; 2) южный фланг Имандра-Варзугской рифтогенной структуры (Терский зеленокаменный пояс). Авторы статьи изучили состав, возраст и условия формирования графитовой минерализации на

участке *Лосиное* в северном контакте Лапландского подвижного пояса и на участке *Варзугский* в Терском поясе, а также проявление *Петснакша* на южном фланге Лапландского пояса (см. рис. 1).

Лапландский подвижный пояс представляет собой крупную тектоническую пластину, надвинутую на позднеархейские магматические и вулканогенно-осадочные породы [1, 6, 11, 16]. Породы, вмещающие графитовую минерализацию на исследованном участке, представлены мигматизированными пироксенсодержащими плагиоамфиболовыми гнейсами, эндербитами и гранитогнейсами, реже амфиболитами и слюдястыми сланцами. Их возраст ранее был определен как 2,80—2,85 млрд. лет [1 и др.].

Для этих пород на участке *Лосиное* характерна контрастно выраженная зональность (от центра к краям метасоматических тел): 1) гранат-кварцевые, гранат-полевошпат-кварцевые метасоматиты; 2) графитистые плагиоклаз-амфиболовые и полевошпатовые метасоматиты; 3) гранат-биотитовые метасоматиты. Мощность пород, обогащенных графитом, по данным бурения 1—10 м и более. Графит образует мономинеральные скопления чешуйчатых пластин, нередко изогнутых вдоль сланцеватости или гнейсовидности пород. Реже проявлены почти мономинеральные гнездовидные обособления графита. Размеры мономинеральных графитовых пластин от 1 до 25—40 мм при толщине 0,1—4 мм. Графитистые породы относительно слабо рассланцованы, имеют резкие тектонические контакты с вмещающими образованиями и обрамляются сравнительно мощными зонами (3—10

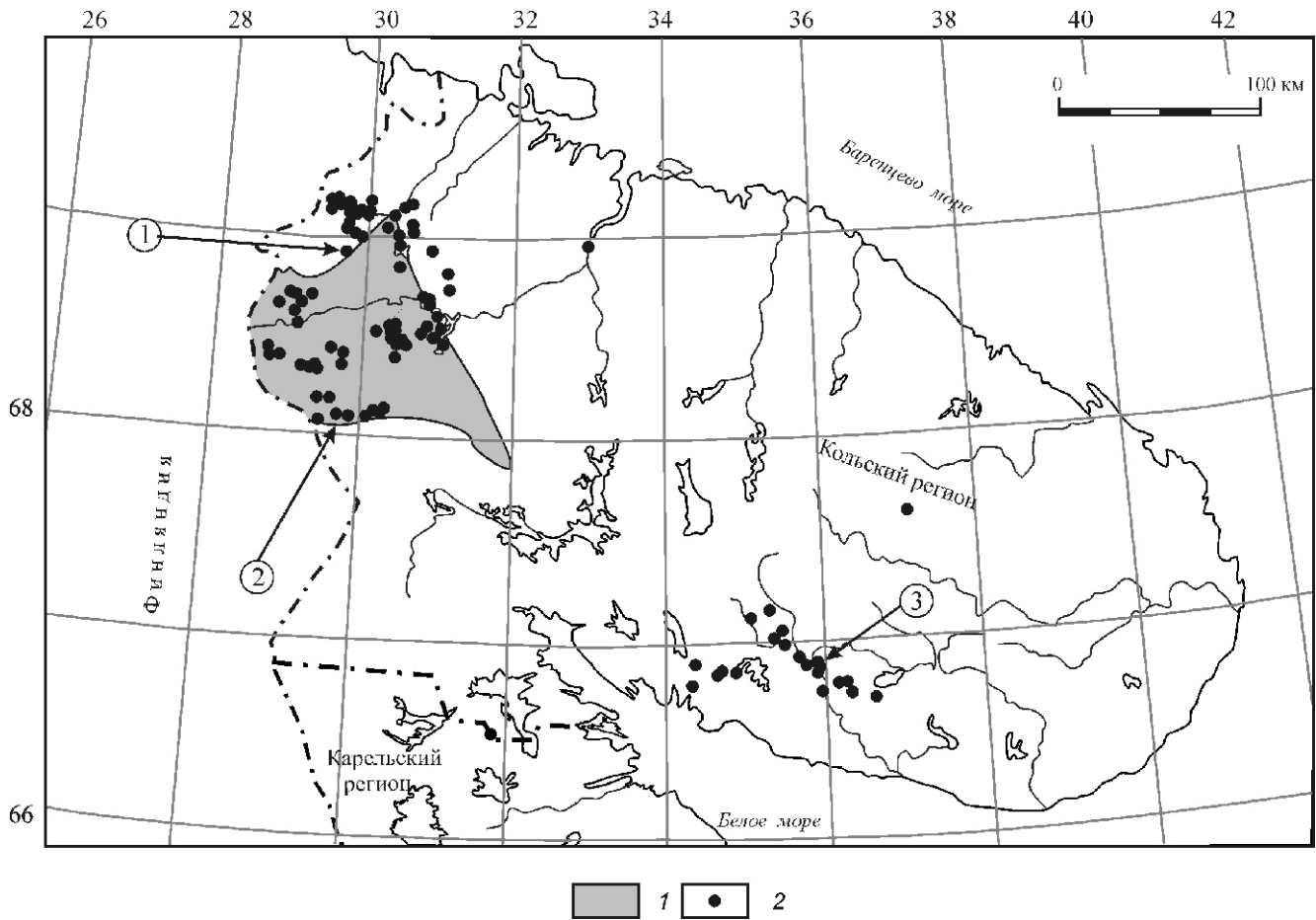


Рис. 1. Схема распространения проявлений графитовых пород на территории Кольского полуострова:

1 — Лапландский метаморфический пояс; 2 — точки проявлений графитовых пород; стрелки и цифры в кружках — исследованные участки детальных работ: 1 — Лосиное, 2 — Петспакаша, 3 — Варзуга

м и более) перекристаллизованных крупнозернистых порфиробластических гранат-биотитовых пород. Содержание кристаллического графита в обогащенных им зонах составляет 10—35%.

Имандра-Варзугская структура в настоящее время большинством исследователей рассматривается как раннепротерозойский рифтогенный прогиб, простирающийся в северо-западном направлении на 350 км. Он сложен метаморфизованными вулканитами и осадочными породами различного состава [6]. Графитовые породы преимущественно тяготеют к южному экзоконтакту структуры, развиваясь по породам имандровской серии позднего архея (сергозерская толща). Породы имандровской серии с перерывом и структурно несогласно перекрывают плутонические, метаморфические комплексы среднего лопия. Опорный разрез серии включает метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях основные, средние и кислые вулканиты и осадочные породы. В пределах Терского зеленокаменного пояса с ним сопоставляются паялочная и сергозерская толщи.

Сергозерская толща распространена в среднем течении р. Варзуга — оз. Сергозеро. Среди пород толщи по составу выделяются две основных группы: 1) биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, отвечающие по первичному составу терригенным породам и туфам; 2) амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболо-

вые сланцы, которые являются метаморфизованными вулканитами основного—среднего состава.

В районе участка *Варзугский* отмечается широкое проявление процессов графитистого метасоматоза по позднеархейским породам. Здесь выделены три крупные зоны распространения метасоматитов: Панареченская, Сосновецкая, Кривецко-Япомская, а также площади с интенсивно проявленным гранатовым и глиноземистым порфиробластезом. Ширина этих зон изменяется от 0,5 м до 3 км. Прослеженная протяженность Панареченской зоны составляет не менее 12 км, Сосновецкой — 25 км, Кривецко-Япомской — 16 км [3]. Все зоны имеют выдержанное северо-западное (СЗ 290—300°) простираение. Содержание кристаллического графита в исследованных породах составляет от 5 до 25% при мощности кулисообразно расположенных зон до 6-10 м и более.

Примером зоны наложенной графитизации может являться интенсивно тектонизированное чередование перекристаллизованных пород в среднем течении р. Варзуга. В региональном отношении графитоносные породы стратиграфически по простираению не прослеживаются. Восточнее, в районе рек Стрельна и Пулонга, вмещающие породы и метасоматиты сходного состава и возраста практически не содержат графитовой минерализации, что позволяет предполагать ведущую роль не стратиграфического, а петрологического фактора их локализации.

По литературным данным и материалам авторов *P-T*-условия образования графитовых пород изученных районов резко отличаются [6]. Например, в северной части Лапландского пояса температура формирования пород составляет около 600—640 С при давлении 450—550 МПа, тогда как в районе р. Варзуга они были значительно ниже (520—570 С при 350—440 МПа). Эти данные соответствуют регрессивной стадии регионального метаморфизма, поскольку определенные *P-T*-условия формирования графитовых пород ниже примерно на 70—150 С и 100—170 МПа.

На метасоматический генезис изученных графитоносных пород также указывают отчетливо выраженная метасоматическая зональность, интенсивная перекристаллизация вмещающих пород, укрупнение зернистости, значительное изменение состава исходного субстрата, формирование графитистых пород по породам различного состава и генезиса, регрессивный характер минералообразования, а также геохронологические данные. Собственно графитовые метасоматиты с содержанием от 5 до 40% графитосодержащих зон составляют 20—35% от общего объема метасоматически преобразованных пород. Их структурные соотношения со сланцеватостью, гнейсовидностью, напластованием субстрата, а также формирование по породам различного состава позволяют уверенно предполагать, что графитовые руды были сформированы значительно позже вмещающих метаморфических образований.

Для решения поставленных задач на детальных участках авторами настоящей публикации были проведены изотопно-геохимические, петрологические и геохронологические исследования, а также были изучены состав, возраст и условия формирования метаморфических и метасоматических графитосодержащих пород.

Методика исследований. Микронзондовые исследования проводились в ИГГДРАН на электронном микроскопе LinkAn-2000 с полупроводниковым детектором для определения количественного состава петрогенных элементов. Из двух проб участка *Лосиное* и четырех углеродистых проб участка *Варзугский* были выделены монофракции цирконов в ИГГДРАН по стандартной методике с разделением минералов в тяжелых жидкостях, электромагнитной сепарацией и ручным отбором генераций цирконов под бинокляром. Дальнейшая пробоподготовка, катодолуминесцентные наблюдения и изотопно-геохронологические работы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Цирконы, предварительно разделенные на генерации, были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов «Темога» и «91 500», а затем сошлифованы примерно на половину толщины кристаллов. Участки для анализов выбирали после проведения оптических и катодолуминесцентных наблюдений. Для измерения Th-U-Pb изотопного состава цирконов применялась классическая методика [18] на вторично-ионном микронзонде SHRIMP-II. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов молекулярного кислорода при измерениях составляла 4 нА, диаметр кратера около 15—17 мкм. Обработка полученных первичных данных проведена с использованием программы SQUID [17].

При проведенных анализах U/Pb были нормализованы на значение 0,0668, соответствующему стандарту «Темога» [10], отвечающего возрасту 416,75 млн лет. Погрешность измерений единичных анализов определялась для расчетных конкордантных возрастов в пределах 1

для пересечений с конкордией — 2. Результирующие графики были построены с использованием программы ISOPLOT/EX [14].

Из исследуемых пород был выделен графит при обработке проб смесью кислот HF+HCl с последующим центрифугированием нерастворимого остатка. Анализ состава графита выполнен на масс-спектрометре Thermo-Finnigan Delta plus XL с элементным анализатором CE/EA-1112.

Результаты исследований. Изученные цирконы участка *Лосиное* по результатам катодолуминесцентных наблюдений имеют отчетливо выраженное зональное строение. Проведенные исследования показали наличие не менее двух генераций — относительно светлых (низкоурановых) ядер и более темных обрастаний вокруг них. Для внутренних зон кристаллов цирконов (рис. 2, А) получена оценка с конкордантным значением возраста 1972 ± 12 млн. лет при Th/U около 0,16—0,28, что отвечает пику регионального метаморфизма Лапландского комплекса [6, 9, 11, 14], а Th/U для проб по циркону из метаморфических пород составляет 0,2—1,2 (см. табл. 1, рис. 2, Б). Архейские цирконы в изученных пробах не со-

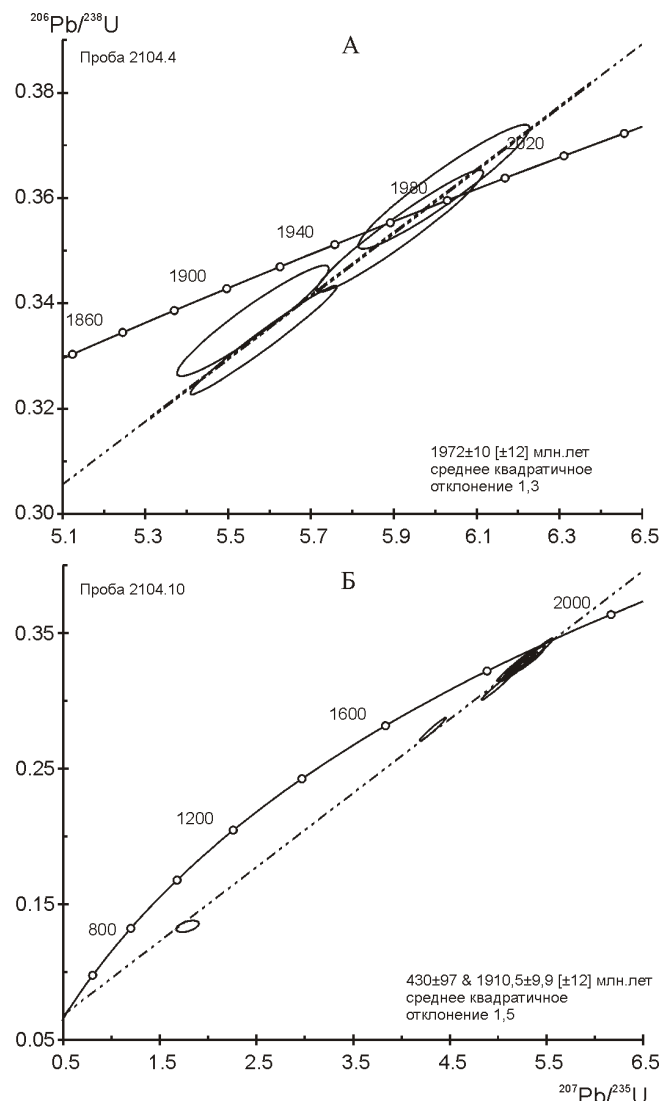


Рис. 2. Возраст раннепротерозойского метаморфизма (А) и графитового метасоматоза (Б). Локальный U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II. Участок *Лосиное*

хранились даже в реликтах, поскольку раннепротерозойская флюидонасыщенная перекристаллизация была чрезвычайно интенсивной.

Внешние зоны обрастания в исследованных цирконах участка *Лосиное* имеют конкордантное значение возраста 1911 ± 12 млн. лет при Th/U не более 0,11 (см. табл. 2, рис. 2, Б), что отвечает метасоматическому этапу преобразования графитовых пород. Описанные ранее в литературе промежуточные значения возраста в интервале 1960—1930 млн. лет [9, 11, 14 и др.], по-видимому, обусловлены датированием по цирконам классическим мето-

дом по генерациям, цирконам в целом, что давало усредненную оценку возраста.

Для участка *Варзуга* были получены сходные изотопные и геохронологические результаты. Наиболее широко распространенные биотит-амфиболовые, полевошпат-графит-слюдистые, биотит-мусковитовые, хлорит-гранат-слюдистые породы обладают отчетливыми признаками постметаморфического происхождения. На контакте слюдяных сланцев и гнейсов проявлена геохимически контрастная зональность (рис. 3), выражающаяся в чередовании крупно- или гигантозернистых графит-муско-

1. Результаты анализов U-Pb датирования

Проба. Точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb , ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Age
2104.1.1	0,08	536	100	0,19	154	1,853	33	1,980	7
2104.2.1	0,03	684	61	0,09	191	1,816	32	1,897	6
2104.3.1	0,22	427	44	0,11	120	1,813	32	1,896	9
2104.4.1	—	940	74	0,08	267	1,843	33	1,905	9
2104.4.2	0,05	683	65	0,10	191	1,812	32	1,881	6
2104.5.1	0,10	221	59	0,28	67	1,953	36	1,975	11
2104.5.2	0,07	283	68	0,25	88	1,993	37	1,965	13
2104.6.1	4,96	1876	287	0,16	228	812	16	1,563	72
2104.7.1	1,39	356	7	0,02	103	1,847	33	1,900	18
2104.8.1	0,25	444	8	0,02	128	1,867	33	1,904	9
2104.8.2	0,79	498	111	0,23	145	1,874	33	1,953	13
2104.9.1	0,02	1245	8	0,01	332	1,743	31	1,903	7
2104.10.1	0,02	1000	67	0,07	240	1,587	29	1,838	8
2104.7.2	0,51	881	42	0,05	248	1,820	32	1,897	12

2. Результаты анализов U-Pb датирования

Проба. Точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb , ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
2865-3.3.1	0,54	865	90	0,11	199	1521,4	1485,9	1521,1	1886
2865-3.5.1	1,91	211	57	0,28	54,1	1653	1625	1648	1910
2865-3.7.2	0,06	927	10	0,01	265	1850,4	1844,3	1850,7	1896,4
2865-3.4.1	0,42	341	423	1,28	98,1	1853,6	1839,3	1858,8	1959
2865-3.1.2	0,27	995	40	0,04	286	1857,4	1852,1	1863,6	1897
2865-3.1.1	0,07	209	125	0,62	60,8	1879	1866	1878	1971
2865-3.6.1	0,15	276	173	0,65	81,6	1904	1898	1912	1946
2865-3.2.1	0,17	661	200	0,31	196	1905,9	1897,6	1906,1	1964,1
2865-3.8.1	0,03	716	16	0,02	213	1914,6	1916,3	1914,1	1902,6
2865-3.7.1	0,08	264	156	0,61	79,4	1931,8	1930	1934	1945

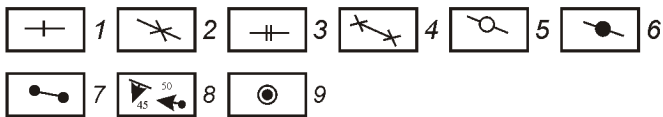
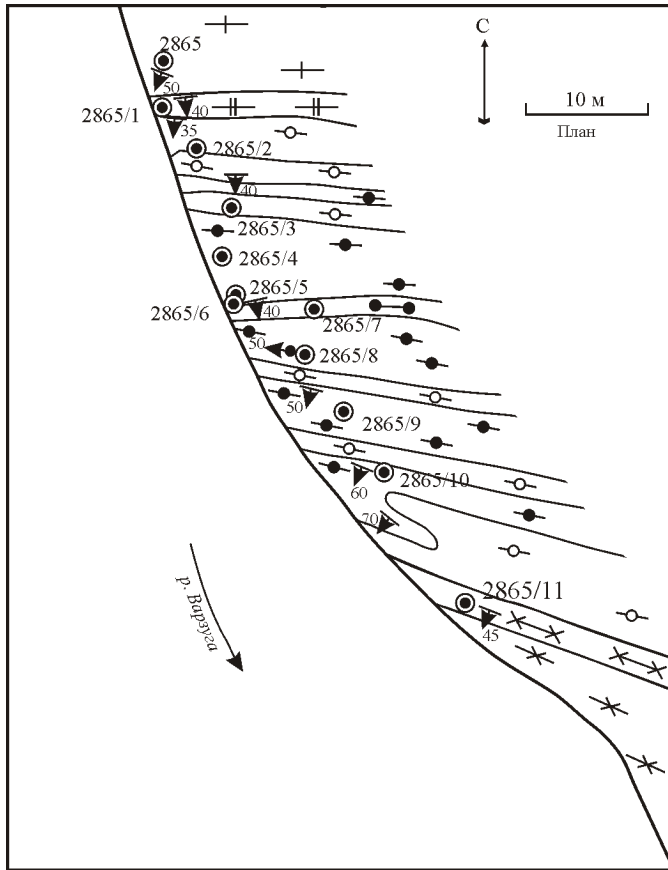


Рис. 3. Схема геологического строения разреза метасоматической зональности в районе устья руч. Кривец. Участок Варзугский.

1 — гранат-биотитовые гнейсы; 2 — биотитовые сланцы; 3 — окварцованные гранат-биотитовые гнейсы; 4 — окварцованные слюдястые сланцы; 5 — графит-мусковит-кварцевые метасоматиты; 6 — гранат-роговообманковые метасоматиты; 7 — гранат-ждритовые метасоматиты; 8 — элементы залегания сланцеватости и шарниры складок, 9 — места отбора проб и их номера

вит-кварцевых, гранат-роговообманковых и гранат-ждритовых метасоматитов с отчетливыми признаками перекристаллизации исходного субстрата.

Для датирования метаморфических и метасоматических процессов в ЦИИ ВСЕГЕИ авторами были проведены детальные исследования цирконов из графит-слюдистого метасоматита по позднеархейским биотит-полевошпатовым сланцам. Католюминесцентные исследования показали наличие трех генераций цирконов: 1) реликты светлых ритмично-зональных цирконов магматического облика; 2) обрастания темно-коричневых, часто неограниченных и неоднородных по составу трещиноватых кристаллов; 3) бесформенные, темно-окрашенные бугристые обрастания мощностью 10—25 мкм. Локальное датирование различных генераций цирконов на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II U-Pb методом позволяет выделить серию кон-

кордантных и дискордантных геохронологических определений по зональным кристаллам. Представительные результаты измерений показаны на рис. 4 и в табл. 2.

Разброс полученных определений возраста интерпретируется следующим образом:

1. Группа конкордантных точек в области 2,67—2,77 млрд. лет, по-видимому, отражает состав реликтов вулканического циркона в метаандезитах пялочной толщи позднего архея.

2. Конкордантные и дискордантные значения возрастом около 1962–14 млн. лет, по всей вероятности, соответствуют раннепротерозойскому региональному метаморфизму по осадочно-вулканогенным породам позднего архея в южном контакте Имандра-Варзугской структуры.

3. Конкордантные и дискордантные точки в интервале 1,89—1,90 млрд. лет представляют наибольший интерес, поскольку именно эти наложенные процессы и являлись основным объектом исследования. Во всех исследованных пробах цирконы этого этапа имеют anomalно повышенное содержание урана (до 1000—3000 ppm) и очень низкое Th/U (менее 0,05).

Эти данные вполне согласуются с петрологическими и геологическими наблюдениями, указывающими на многократную аллохимическую перекристаллизацию исходных пород. Повышенные значения Th/U во внутренних зонах цирконов характерны для большинства магматических и нередко метаморфических пород, а низкие значения типичны для образований, сформированных во флюидонасыщенных условиях [18]. По материалам авторов, это наиболее свойственно метасоматитам. Результаты исследований авторов по различным генерациям в цирконах позволяют сопоставить формирование их внутренних зон при пике метаморфизма возрастом 1972—1965 млн. лет, а внешних, при позднем метасоматическом преобразовании пород возрастом 1911—1906 млн. лет.

Проведенное датирование Rb-Sr методом по наиболее поздним биотитам и диопсидам позволяет получить оцен-

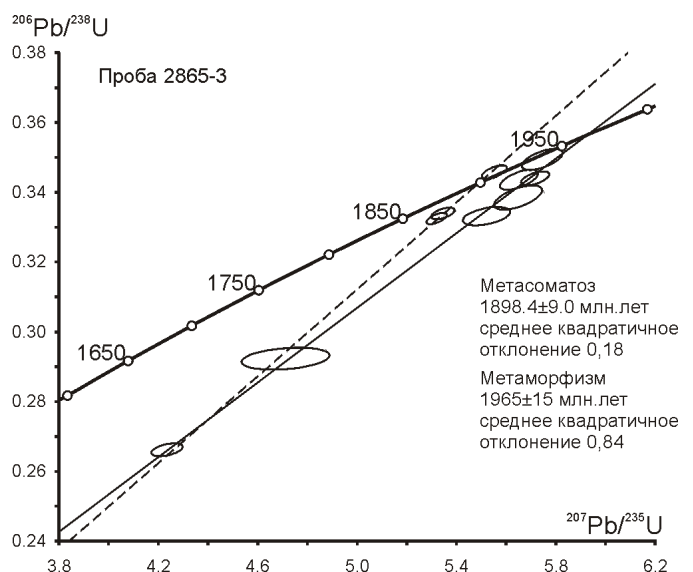


Рис. 4. Возраст раннепротерозойского метаморфизма и графитового метасоматоза. Локальный U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II. Участок Варзугский

3. Результаты Rb-Sr анализа образцов

Образец	Минерал	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 17
2104	Биотит	410,2	51,75	24,33	1,342446 8
2104	Диопсид	2,523	126,5	0,0578	0,718517 18
2104	Кальцит	—	—	—	0,704973 7

ку времени формирования зональных диопсид-биотитовых жил и сопряженных с ними слюдястых метасоматитов возрастом $1791,4 \pm 6,2$ млн. лет. Эта датировка интерпретируется авторами как заключительная стадия формирования Лапландского метаморфического комплекса. Проанализированный изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из поздних жил может характеризовать изотопные составы углерода и кислорода в глубинных высокоуглекислотных флюидах раннепротерозойского регионального метаморфизма. Изотопный состав стронция в исследованных жилах карбонатитов соответствует $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,704973$, что 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. 3). Согласно полученным данным, раннепротерозойские карбонатиты имеют мантийный генезис и, вероятно, незначительно контаминированы коровым веществом [5].

Изотопный состав ^{13}C (PDB) крипнокристаллического графита из вмещающих гранат-биотитовых гнейсов имеет значение около 31,1... 31,3 ‰. Состав более позднего перекристаллизованного крупнозернистого графита из метасоматических пород находится в пределах 21,5... 23,6 ‰ (состав для всех исследованных метасоматических высокографитистых проб практически идентичен). Определенный изотопный состав по наиболее поздним карбонатам на всех изученных участках составляет ^{13}C (PDB) 0,3... 11,0 ‰, для кислорода ^{18}O 13,7... 18,1‰

4. Изотопный состав углерода и кислорода в исследованных образцах

Образец	^{13}C (PDB)	^{18}O (SMOW)
<i>Амфибол-плагиоклазовые графитсодержащие гнейсы</i>		
2104/18	31,3	Нет данных
2104/1	31,1	«
<i>Массивные графитовые породы</i>		
2103/12	23,6	«
2100	21,6	«
<i>Карбонаты из поздних жил</i>		
2104/8	11,0	11,1
2104/81	11,2	11,4

(SMOW). Результаты измерений по 22 пробам приведены в таблицах 4 и 5.

При микрозондовых измерениях были проанализированы составы породообразующих минералов метаморфических и метасоматических пород. Термобарические (P - T) условия формирования пород были оценены с использованием программ TWEEQ и TRF [8 и др.]. Для графитовых пород участка *Лосиное* (Лапландский пояс) установлен почти изобарический спад температуры образования пород (800—600 С и менее, при P около 550 МПа). В дальнейшем происходило общее падение P - T -условий минералообразования (примерно до 450—550 С) в наиболее поздних диопсидовых, гранат-слюдястых и хлорит-серпентиновых метасоматитах (рис. 5). Условия формирования графитовых пород на участке *Варзугский* имеют значительно более низкие P - T -условия (около 530—570 С и 350—500 МПа), также сопровождаются признаками надвиговых деформаций.

Исследованный состав минералов и их парагенезисов позволяет предполагать регрессивное падение P - T -условий в ходе формирования графитоносных метасоматитов, что выражается в образовании низкоглиноземистой роговой обманки, куммингтонита, нередко хлорита и серпентина по минералам более ранних высокотемпературных ассоциаций.

По современным данным можно выделить три основных варианта осаждения графита из высокоуглеродистых глубинных флюидов. В системе Н-С-О одним из наиболее вероятных механизмов осаждения графита из флюидов считается изобарический спад температуры [16 и др.], поскольку рост температуры способствует переходу графита во флюид, а увеличение давления — осаждению углерода. В числе второстепенных вариантов упоминается смешение флюидов контрастного состава или осаждение на породном окислительно-восстановительном барьере (например, сульфиды или оксиды железа).

Согласно региональным геологическим картам, современным картам полезных ископаемых [1—3 и др.], геологическим наблюдениям авторов публикации и данным термобарометрии, механизм изобарического охлаждения в покровно-надвиговых тектонических структурах для графитовых пород раннего докембрия Кольского полуострова предполагается наиболее вероятным. Учтя данные региональной распространенности проявлений кристаллического графита Кольского региона (см. рис. 1) можно предположить, что рассеянная графитизация в породах с площадным образованием углеродистых метасоматитов является эффективным индикатором как локального, так и регионального изобари-

5. Изотопный анализ углерода и кислорода (в графите и карбонате) из метасоматитов Южно-Варзугской структурной зоны. Участок Варзугский

Пробы	Породы	$^{13}\text{C}, \text{‰}$ (PDB)	$^{18}\text{O}, \text{‰}$ (SMOW)
2752	Мусковит-кварцевый метасоматит	21,9	—
2774/1	Полевешпатовый метасоматит	22,8	—
2789/7	Кварц-полевешпатовый метасоматит	24,8	—
2789/12	Биотит-полевешпатовый метасоматит	24,2	—
2837	Мусковит-кварцевый метасоматит	21,8	—
2837/1	Мусковит-кварцевый метасоматит	22,0	—
2837/2	Графит-кварцевый метасоматит	22,1	—
2837/3	Мусковит-кварцевый метасоматит	22,0	—
2838	Графит-кварцевый метасоматит	20,1	—
2865/1	Измененный гранат-биотитовый гнейс	25,0	—
2864/2	Графит-полевешпатовый метасоматит	20,4	—
2759/1	Карбонатизированный слюдястый сланец	11,0	16,8
2786/1	Диоксид-карбонатный метасоматит	0,3	13,1
2834/3	Карбонатизированный амфиболит	7,8	12,3
2882/2	Карбонат-диоксидовый метасоматит	3,4	14,4

ческого охлаждения. Второстепенными или локальными факторами, возможно, являлись окислительно-восстановительный породный барьер (магнетит и сульфиды, известные в данных породах) и контрастное смешение обогащенных углеродом флюидов различного состава (в частности, водно-углекислотных или водно-метановых). Однако второстепенные факторы не могли иметь столь явно выраженное региональное распространение.

На исследованных участках наблюдается графитовая минерализация двух генераций: мелкочешуйчатый или крипнокристаллический графит в метаморфизованных породах с значением ^{13}C около 31... 32‰ и более поздние гнездово-жильные анхимономинеральные обособления с более изотопно-тяжелым углеродом (^{13}C 21,6... 23,6‰). Для остальных участков характерна рассеянная графитизация, соответствующая первой генерации участ-

ка *Лосиное*. Для этих углеродистых метасоматитов наблюдается относительно узкий диапазон значений ^{13}C 20,1... 23,6‰ (см. таблицы 4 и 5). Очевидно, что при площадном углеродистом метасоматозе за счет выпадения углерода в виде графита из флюида на участке *Лосиное* изотопный состав углерода значительно легче, а графит второй генерации (поздние жилы в локальных зонах) близок по изотопному составу к углероду первой генерации. Следует обратить внимание на то, что термодинамические условия метасоматоза с образованием графитистых пород на участке *Лосиное* максимальны по сравнению с метасоматитами других участков.

Таким образом, изотопный состав углерода коррелирован с *P-T*-параметрами: чем выше температура, тем он более изотопно легкий. Такой эффект возможен за счет эффекта истощения углерода при его удалении из флюидной фазы: по мере удаления изотопно-легкого графита, изотопный состав углерода во флюидной фазе, соответственно, должен утяжеляться. В свою очередь, изотопный состав углерода во флюиде должен отражать карбонаты, встречающиеся в таких метасоматитах. Для обоих участков характерен относительно изотопно-тяжелый углерод в диапазоне ^{13}C 11,1... 0,3 ‰ (см. таблицы 4 и 5). Учитывая, что термодинамический эффект разделения изотопов между углекислым газом и сосуществующим карбонатом при температуре 300—500 С составляет около 2‰ в сторону утяжеления состава углекислого газа [7], изотопный состав углерода в остаточных углекислотных флюидах мог находиться в пределах ^{13}C 9... 2 ‰. Такой изотопный состав углерода исключает биогенную органику в качестве источника углерода и больше соответствует глубинному эндогенному источнику. Для участка *Лосиное* в карбонате был измерен изотопный состав $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,704973±7 (см. табл. 3), что позволяет предполагать мантийный источник флюида, приносящего избыточный углерод.

Осаждение углерода из глубинных флюидов при изобарическом остывании предполагает возникновение избытка

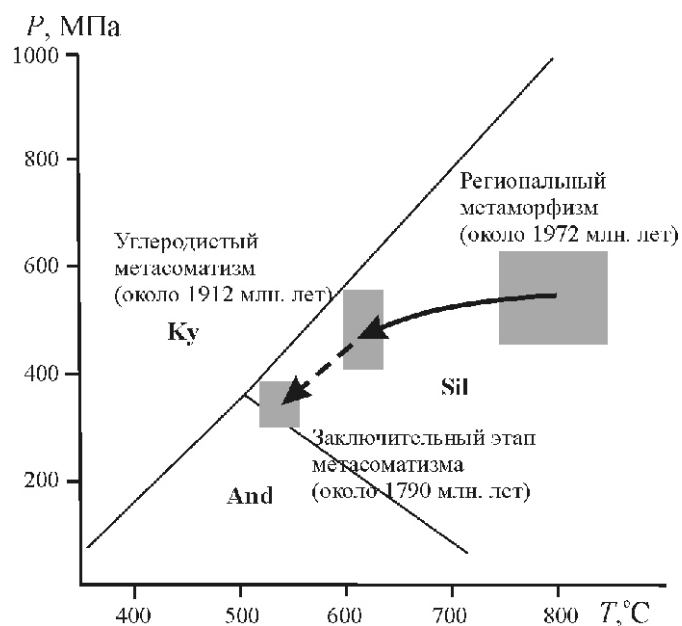


Рис. 5. Эволюция *P-T*-условий формирования пород в северном фланге Лапландского пояса

высокоуглеродистых флюидов в данной системе на прогрессивном этапе метаморфизма. Для этого во вмещающие породы должен быть привнесен флюид углекислотно-углеводородного состава, обогащенный углеродом. Возможно, источником высокоуглекислотных глубинных флюидов могут являться глубинные расплавы Кольского плума.

Можно уверенно предполагать, что на первом (метаморфическом) этапе породы Лапландского комплекса и Терского пояса испытали высокоуглекислотный флюидный импульс на рубеже около 1970 млн. лет. Этот возрастной рубеж коррелируется со временем становления протерозойского Кольского плума по соответствующим геохронологическим данным для ферропикритов Печенгской структуры около 1980 млн. лет [6, 17]. Ультраосновные и основные расплавы, генерируемые на фронте плума могли служить источником высокоуглекислотных флюидов, продуцировавших флюидно-термальный импульс на рубеже около 2 млрд. лет, по-видимому, явившегося одной из главных причин регионального метаморфизма пород.

Вероятно, при формировании аномально обогащенных графитовых тел существовали два механизма обогащения — в тектонически ослабленных зонах одновременно сочетались изобарическое охлаждение и тектоническое смещение двух флюидов контрастного состава на регрессивной стадии регионального метаморфизма раннепротерозойского возраста. Для осаждения кристаллического графита в системе Н-С-О необходимо иметь значительное количество флюида состава $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CH}_4$ или $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-H}_2$ [13 16]. Если изобарически остывающий флюид имеет состав $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, то для реализации такого механизма требуется дополнительный источник водорода или метана. Подобная интерпретация вполне согласуется с данными, полученными при бурении на Кольской сверхглубокой скважине [4], где были обнаружены интенсивные притоки эндогенного водорода и восстановленных углеродистых флюидов на различных интервалах бурения.

В заключение необходимо сделать следующие выводы:

1. По геологическим и изотопно-геохронологическим данным графитовая минерализация в докембрии Кольского региона сформировалась на регрессивной стадии раннепротерозойского метаморфизма и имеет метасоматический генезис.

2. Изотопные характеристики графита и карбонатов различных генераций графитовых проявлений Кольского региона позволяют предполагать, что источником углерода в метасоматитах частично могло являться первичное органическое вещество пород, но при решающем вкладе глубинного высокоуглекислотного флюида.

3. Зоны графитизации в раннем докембрии Кольского региона различны по условиям образования, но изотопный состав углерода и возраст его формирования устойчиво коррелируется полученными авторами новыми изотопно-геохронологическими данными на всем протяжении Лапландской и Печенга-Имандра-Варзугской структур.

4. Материалы исследований позволяют выделять перспективные площади и прогнозировать высокую продуктивность графитовых проявлений Кольского полуострова.

Работа выполнена в рамках объекта Министерство природных ресурсов России № К-41 «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр Российской Федерации и ее континентального шельфа (создание и ввод в эксплуатацию современного инструментального комплекса геохронологических и геохимических изотопных методов для нужд геологического изучения, оценки и локализации минеральных ресурсов и экологического мониторинга)», а также при поддержке грантами РФФИ 05-05-65308 и НШ-4732-2006.5 (полевые работы, выделение цирконов и микрозондовые исследования, проведенные в ИГГД РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Объяснительная записка к листу R-(35)-37 (Мурманск). — МПР РФ, С-Пб, 2000.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Объяснительная записка к листу Q-(35)-37 (Кировск). — МПР РФ, С-Пб, 2004.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000, лист Q-37 (Архангельск), третье поколение. Объяснительная записка и комплект карт. ВСЕГЕИ, 2005.
4. Кольская сверхглубокая. Гл. ред. Е.А.Козловский. —М., 1984.
5. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. —М.: Наука, 2000.
6. Ранний докембрий Балтийского щита. — С-Пб: Наука, 2005.
7. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. —М.: Мир, 1983.
8. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals // Contrib.Mineral.Petrol., 1996, 126 (1-2). P. 1—24.
9. Bernard-Griffiths, Peucat, Postaire, et.al. 1984. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland. // Precambrian Res., 23. P. 325—348.
10. Black L.P., Kamo S.L. // Chem.Geol., 2003, Vol. 200. P. 155—170.
11. Daly et.al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for trans-crustal suture in Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield. // Precambrian Research, 2001, 105. P. 289—314.
12. Glebovitsky 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.
13. Kazahaya K., Matsuo S. A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals // Geochem. J., 1985. Vol. 19. P. 45—54.
14. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Vol. 2.10 / A geochronological toolkit for Microsoft Exel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1.
15. Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual // Berkeley Geochronol.Center Spec. Publ. 2002. № 2.
16. Luque F.J., Pasteris J.D., Wopenka B., Rodas M., Barrenechea J.F. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation. // Amer. J. of Sci. 1998. Vol. 298. P. 471—498.
17. 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 ^{187}Os -enriched plumes. // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1997. Vol. 61. №. 15. P. 3145—3160.
18. Williams I.S. // Revs.Econ.Geol. 1998. Vol. 7. P. 1—35.