

УДК: 550.42: 551.222.027 (470. 22)

© Коллектив авторов, 2009

Антонов А.В., Лохов К.И., Лукьянова Л.И., Прилепский Э.Б., Богомолов Е.С. (ФГУП ВСЕГЕИ), Устинов В.Н. (АК «АЛРОСА»)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЙКОВЫХ ПОРОД КОСТОМУКШСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: СИСТЕМАТИКА СТАБИЛЬНЫХ И РАДИОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ

*В пределах Костомукшского железорудного месторождения установлены дайки щелочно-ультраосновных пород различной формационной принадлежности, состава и возраста. Для ряда даек оценен более древний возраст по сравнению с породами ранее описанной лампроитовой формации (1230 млн. лет). Изотопные систематики Sr, Nd, C, O в двух группах изученных пород контрастно различны. Для разбраковки потенциально алмазоносных лампроитов и схожих с ними других щелочно-ультраосновных пород достаточно изучить изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах. **Ключевые слова:** Костомукша, лампроиты, изотопы стронция, неодима, углерода и кислорода.*

*In the area of Kostomuksha Fe-ore deposit it the were found dykes of alkaline-ultramafic rocks of different comosition, formation type and age. For some of dykes was estimated more ancient age than for known lamproite formation (1230 Ma). Isotopic systematics of Sr, Nd, C, O in the two groups of studied rocks are clearly different. To distinguish between these groups lamproites and other alkaline ultramafic rocks it is sufficient determination of isotopic composition of carbon and oxygen in carbonates. **Key words:** Kostomuksha, lamproites, isotopes of strontium, neodymium, carbon and oxygen.*

В пределах Балтийского щита в протерозое выделено два этапа высококалийного щелочно-ультраосновного магматизма: палеопротерозойский (свекофеннский, 1720±8 млн. лет) и среднерифейский (1230±5 млн. лет), представленные, соответственно, порьегубским дайковым комплексом лампроитов переходного типа и костомукшским дайковым комплексом лампроитов. Кроме того, известны палеопротерозойские карбонатитовые интрузии, например Тикшозерская, с изотопным возрастом 2060 млн. лет [13], и недавно установленные в пределах беломорского комплекса (о. Мраморный) эндогенные карбонатиты с возрастом 2432±20 млн. лет [11]. В Костомукшском районе выявлены десятки даек мощностью от 0,2 до 4 м, которые образуют кусты (рис. 1). Они залегают среди графитисто-кварцево-биотитовых, кварцево-серицитовых, тальково-хлоритовых сланцев и магнетитовых кварцитов костомукшской и гимольской серий неoarхея [1]. Дайки приурочены к зоне глубинного субмеридионального разлома, и падают на северо-восток под углом 70–80°. В этой зоне вы-

деляются ультраосновные (алмазоносные), основные и салические лампроиты, содержащие лейцит в различных количествах [4].

Кроме того, в карьере обнаружены и описаны дайки «железистых лампроитов», представленных титаномagnetит-биотит-амфиболовыми и силикатно-карбонатными породами [5, 6], а также дайки калиевых и натриевых лампрофиров и трахириодацитов, близких по составу керсантитам Южно-Печенгской зоны [8]. Эти магматические образования так же, как известные ранее агпайтовые лампроиты Костомукшского карьера, имеют северо-восточное, субмеридиональное простирание. На основании данных по возрасту керсантитов Южно-Печенгской зоны (1711±12 млн. лет), а также возраста лампроитов порьегубского комплекса, в ассоциации с которыми известны керсантиты (1710±10 млн. лет), возраст железистых лампрои-

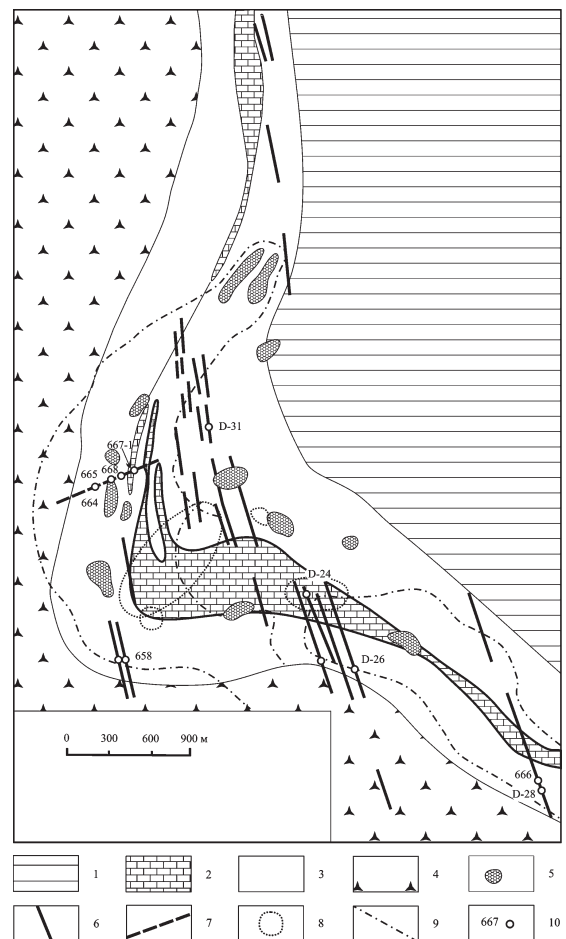


Рис. 1. Упрощенная схема Костомукшского железорудного месторождения: 1 — глиноземистые кристаллосланцы сурлам-пинской свиты; 2 — геллефлинты; 3 — продуктивная на железо костомукшская свита Контоккской серии; 4 — метаморфизированные основные вулканиты и коматииты рувинварской свиты; 5 — дезинтегрированные породы; 6 — дайки лампроитов; 7 — дайка слюдитов; 8 — локальные минимумы гравитационного поля; 9 — границы карьеров Костомукшского ГОКа; 10 — точки опробований [4]

тов и лампрофиров Костомукшского карьера — постлопийский — сфекофенский [4]. В последнее время в Костомукшском карьере обнаружены две диатремы, сложенные брекчиями, имеющими по минеральному и химическому составу сходство с кимберлитами II группы (оранжитами) [8]. Диатремы контролируются зонами пересечения субмеридиональных и субширотных региональных разломов и пересекаются дайками лампроитов, т.е. могут иметь возраст древнее 1200 млн. лет.



Рис. 2. Микрофотография диопсид-оливин-флогопитового лампроита

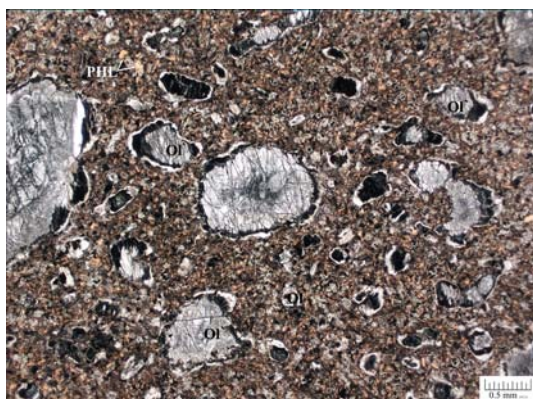


Рис. 3. Микрофотография диопсид-оливин-флогопит-лейцитового лампроита

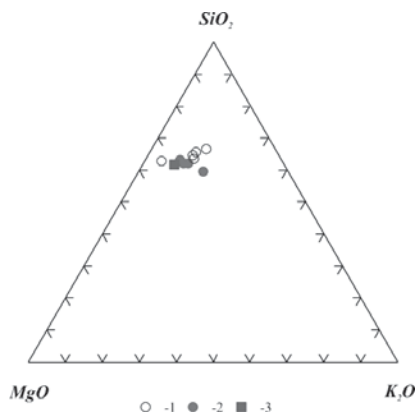


Рис. 4. Диаграмма в координатах $MgO-SiO_2-K_2O$ для слюдитов и лампроитов Костомукши: 1 — лампроиты, 2 — слюдиты, 3 — биотитовые слюдиты

Кроме того, нами обнаружены и изучены дайки, отличающиеся по составу от всех известных в Костомукшском карьере пород. Результаты их изучения и сопоставления с известными и описанными ранее породами Костомукшского карьера приведены в данной работе. В отличие от всех известных ранее даек карьера, породы, изученные нами, слагают дайки, имеющие субширотное северо-восточное простирание. Дайки сложены породами переменного состава, что связано, главным образом, с широким развитием вторичных преобразований, выражающихся в значительной карбонатизации, иногда окварцевании. Они имеют определенные черты сходства с лампроитами Костомукши, но по ряду признаков ближе по составу к лампроитам миаскитового ряда. Основной породообразующий минерал слагающих пород даек, — магнезиальная слюда, поэтому в данной работе они названы слюдитами.

Среди дайковых пород лампроитовой серии ранее [4] выделены диопсид-оливин-флогопитовые (рис. 2), диопсид-лейцит-флогопитовые, диопсид-оливин-

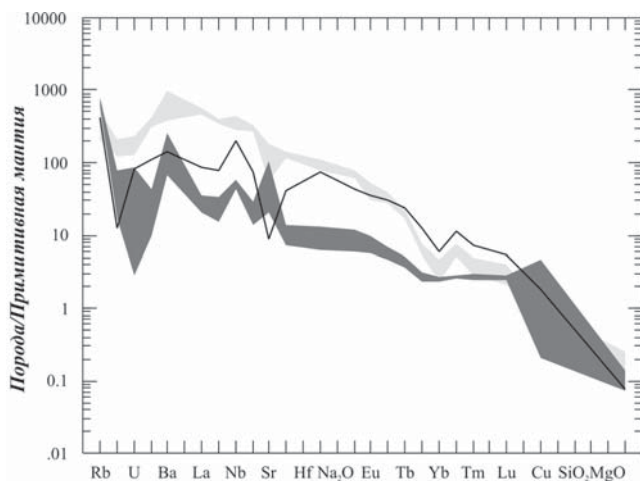


Рис. 5. Спектры распределения редких и рассеянных элементов в слюдитах и лампроитах Костомукши: светло-серое — лампроиты, темно-серое — слюдиты, отдельная линия — слюдиты с наложенной поздней минерализацией (титаномагнетит, сульфиды)

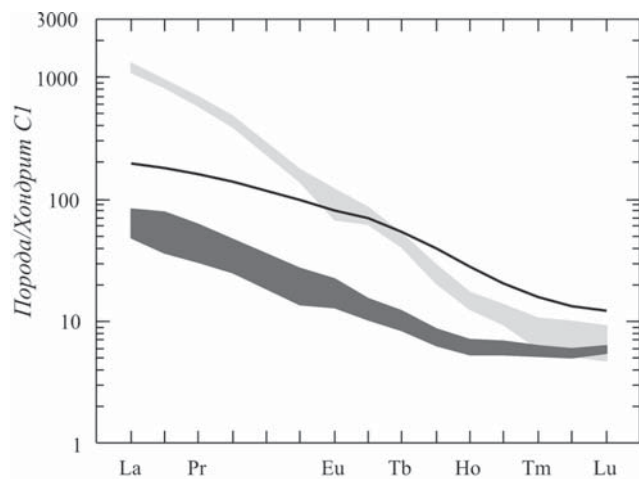


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ в слюдитах и лампроитах Костомукши (легенда как на рис. 5)

флогопит-лейцитовые разновидности (рис. 3). Породы мелкозернистые, от темно-серого до коричневого цвета. Структура пород порфировая с вкрапленниками оливина и флогопита и неполнокристаллической основной массой, которую образуют пойкилитовый флогопит, оливин, клинопироксен, щелочной амфибол, псевдоморфозы, сложенные вторичными минералами, возможно, по лейциту, и измененное стекло. Акцессорные минералы представлены магнезиохромитом, рутилом, ильменитом, перовскитом, содержащим SrO (до 7,4 масс. %) и Ce_2O_3 (до 10,9 масс. %), монацитом, титанитом (до 2,5 масс. % Nb_2O_5), гафнийсодержащим цирконом, алланитом, альмандином, La-Се апатитом (CeO_2 до 2 масс. %, La_2O_3 до 0,3 масс. %), пентландитом, пиритом, халькопиритом.

Алмазы и их обломки преимущественно имеют размер не более 1 мм, установлены в пробах массой 60 кг. Лампроиты характеризуются высокими содержаниями MgO (13–28 масс. %; $\text{mg}=70\text{--}85$) (табл. 1, рис. 4). Содержание SiO_2 и щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) находится в пределах 45–52 и 2–8 масс. % соответственно. Молярное K/Na отношение в породах выше 3, что позволяет отнести их к породам калиевой серии. Величины молярных отношений $(\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$, Ca/Al , K/Ti , K/Na , Ca/Si и Al/Ti хотя и варьируют в широких пределах, по средним содержаниям наиболее близки к оливинсодержащим лампроитам. В распределении содержаний рассеянных элементов наблюдаются положительные аномалии для Ba, K, La и Ce (рис. 5), характерные для лампроитов различных провинций мира. Отрицательные аномалии для Nb и Ti не проявлены. Спайдерграммы средних содержаний REE, нормированных к хондриту (рис. 6), демонстри-

Таблица 1

Образец/ Элемент, порода	658	662-2	664	665	666	667-1	667-2	668
	Лампроит	Слюдит	Слюдит	Слюдит	Лампроит	Слюдит	Лампроит	Слюдит
SiO_2	42,9	39,2	39,9	36,8	40,4	31,3	44,1	33,6
TiO_2	2,92	2,1	1,58	1,6	3,88	1,9	3,62	6,23
Al_2O_3	3,99	7,85	6,32	7,02	5,33	14,4	5,68	6,78
Fe_2O_3	7,2	13,6	13,8	12,1	9,69	27,6	9,14	20
MnO	0,15	0,21	0,18	0,24	0,14	0,14	0,13	0,25
MgO	22,2	16,1	17,3	16	14,9	12	15,7	16,1
CaO	8,15	5,44	5,82	7,99	8,47	0,33	7,59	7,52
Na_2O	0,04	0,05	0,06	0,11	0,07	0,08	0,09	0,1
K_2O	3,2	7,68	5,87	6,4	8,23	9,1	8,25	4,65
P_2O_5	1,43	1,23	1,25	1,18	1,99	0,21	1,94	1,17
ППП	7,01	6,07	7,4	10,1	5,88	2,32	2,76	3,01
Сумма	99,19	99,53	99,48	99,54	98,98	99,38	99	99,41
Cr	0,13	0,089	0,11	0,094	0,05	0,21	0,048	0,068
Ni	491	222	272	239	169	147	190	154
Co	71,4	57,9	61	57,8	44,8	32,2	45,8	77,8
Sc	0,86	26,9	25,1	24,5	4,24	32,6	3,73	34,8
V	0,0088	0,021	0,018	0,017	0,012	0,02	0,012	0,033
Cu	23,2	129	5,76	11,9	28,3	117	22,6	51,9
Pb	14,3	3,88	9,45	8,44	21,3	2,02	24,7	1,53
Zn	77,4	102	87,1	95,8	115	254	103	114
Rb	110	448	390	423	275	319	263	233
Ba	1900	890	350	490	4200	1300	4900	730
Sr	980	371	357	511	3240	1900	2540	159
Ga	13	14,2	12,4	13,5	17,8	18,1	15,8	20
Ta	4,07	1,18	1,1	1,51	6,59	1,77	6,27	5,6
Nb	157	32,2	29,5	33,2	242	23,8	169	111
Hf	18	1,56	1,44	1,63	20,9	2,85	15,6	15,1
Zr	749	53,3	54,8	61,4	902	111	664	624
Y	17,3	9,8	9,42	8,63	25,7	9,4	21,9	38,4
Th	20	0,63	0,65	0,67	27,2	2,8	19,9	6,98
U	2,31	0,05	0,12	0,12	4,09	1,52	3,59	1,46
La	261	11,3	12	13	306	19,6	269	46,9
Ce	526	22,2	22,1	24,9	584	47,8	502	111
Pr	58,1	2,91	2,96	3,2	65,9	6	55,1	15,4
Nd	196	11,9	11,9	11,8	224	21,8	182	65,7
Sm	21,4	2,41	2,3	2,08	26,7	4,18	21,4	15,2
Eu	3,94	0,83	0,93	0,75	7,02	1,28	5,63	4,66
Gd	12,8	2,38	2,21	2,1	17,6	3,18	14,7	14,2
Tb	1,5	0,35	0,34	0,31	1,95	0,45	1,67	2,04
Dy	5,19	1,97	1,76	1,59	7,28	2,17	6,16	9,88
Ho	0,7	0,38	0,36	0,3	0,97	0,4	0,88	1,6
Er	1,54	1,06	0,94	0,89	2,29	1,13	1,94	3,42
Tm	0,15	0,16	0,13	0,13	0,27	0,16	0,22	0,4
Yb	0,88	1,02	0,98	0,86	1,7	0,98	1,33	2,27
Lu	0,12	0,16	0,14	0,14	0,23	0,16	0,17	0,31

руют их повышенную концентрацию в исследуемых породах. Дифференциация лампроитовой серии пород по REE отражается в высоких значениях La/Lu отношения (1400–2200).

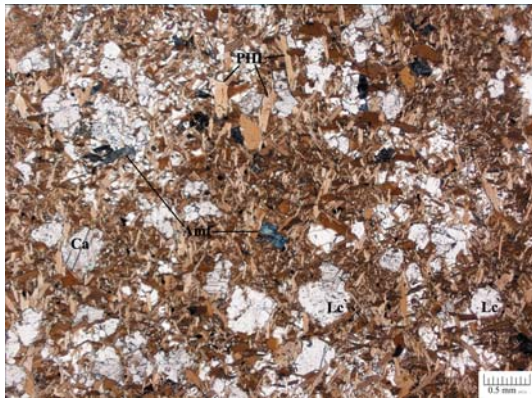


Рис. 7. Микрофотография флогопитового слюдита с псевдоморфозами по лейциту (ортоклаз, карбонаты) и щелочным амфиболом

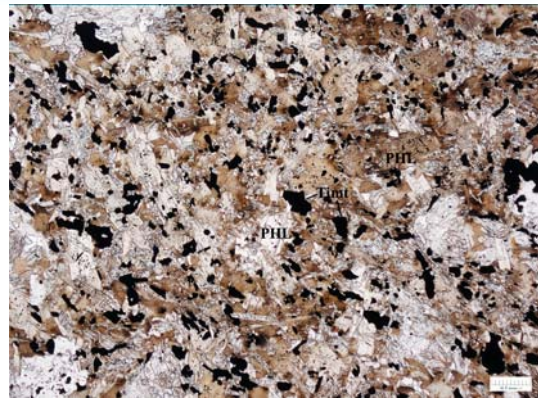


Рис. 10. Микрофотография флогопитового слюдита, обогащенного титаномангнетитом и сульфидами



Рис. 8. Микрофотография окварцованного слюдита



Рис. 11. Микрофотография флогопитового слюдита, обогащенного титаномангнетитом и сульфидами, рассланцованного

Дайки, изученные нами, вскрыты в западном борту Костомукшского карьера. Одна из них прослеживается примерно на 170 м, имеет мощность от 15 см до 1,2 м

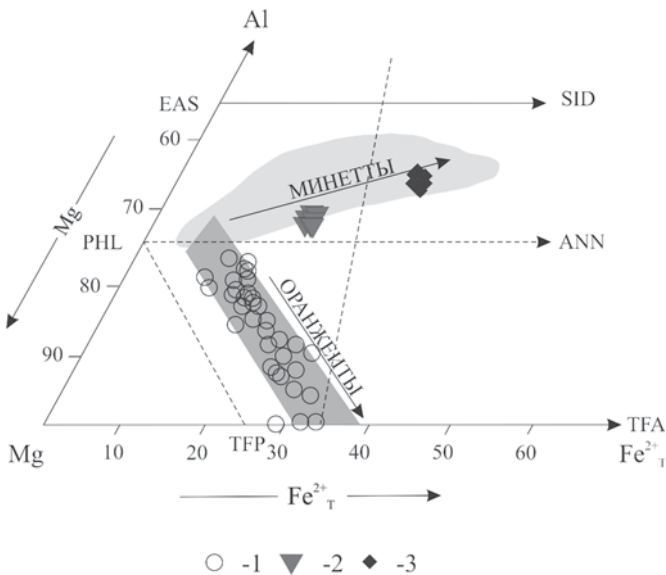


Рис. 9. Диаграмма вариаций составов слюд слюдитов и лампроитов в координатах Mg-Al-Fe²⁺_{общ}: 1 — флогопиты из лампроитов, 2 — флогопиты из слюдитов, 3 — биотиты из слюдитов; PHL — флогопит, EAS — истонит, SID — сидерофиллит, ANN — аннит, TFP — тетроферрифлогопит, TFA — тетроферрианнит

(662–665), залегают вкрест простирания относительно всех ранее известных даек Центрального карьера (см. рис. 1). Дайка по простиранию имеет раздувы и пережимы, а также сдвиги с небольшим смещением вкрест простиранию. Порода дайки визуально похожа на лампроит, окрашена в серовато-бурый цвет, имеет мелкокристаллическую структуру и массивную текстуру, насыщена коричневой слюдой. Исследованные образцы отбирались с разных уровней карьерных выработок, вскрывающих многоступенчатую дайку.

Породы имеют порфировую структуру, которая определяется вкрапленниками лейцита, замещенного псевдоморфозами калиевого полевого шпата и карбоната. Состав последнего промежуточный между кальцитом, магнезитом и сидеритом (рис. 7, 8). Спорадически во вкрапленниках встречаются кристаллы щелочного амфибола, интенсивно окрашенного в синевато-зеленоватый цвет и обладающего сильной абсорбцией (см. рис. 7). Микронзондовое изучение слюды позволило диагностировать ее как низкоглинозистый флогопит с умеренным содержанием титана, что не исключает отнесение этой породы к лампроитовой серии (рис. 9). Породы дайки в остальных ее опробованных частях аналогичны описанным выше, но претерпели гораздо более сильное преобразование, развившееся в карбонатизации, окварцевании и рассланцевании. По петрографическому составу породы,

Таблица 2
Результаты Sm-Nd анализа образцов слюдитов

Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2000)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$
664	2,202	11,36	0,1171	0,511344±5	-4,8	-25,2	2837
665	2,110	11,27	0,1132	0,511306±5	-4,6	-26,0	2784
668	15,03	67,87	0,1339	0,511768±5	-0,8	-17,0	2630

Таблица 3
Результаты Rb-Sr анализа образцов слюдитов

Образец	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
664	175,7	593,6	0,86141	0,783188±27
665	168,7	802,1	0,61155	0,768331±18
668	169,1	278,8	1,7615	0,756778±16

Таблица 4
Результаты изотопного анализа Sr из карбонатов из слюдитов

Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
664	1,828858±78
665	2,851315±74
668	0,911881±20

Таблица 5
Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из слюдитов и лампроитов

Образец	Порода	$\delta^{13}\text{C} \text{‰ PDB}$	$\delta^{18}\text{O} \text{‰ SMOW}$
658	Лампроит	-3,8	13,9
664	Слюдит	-17,2	17
665	Слюдит	-16,8	17,3
662-2	Слюдит	-11,6	16,4
667-1	Слюдит	-17,3	17,1
668	Слюдит	-10,3	11,7
D-24	Лампроит	-4,2	17,1
D-26	Лампроит	-6,7	14,9
D-28	Лампроит	-5,2	14,8
D-31	Лампроит	-8,0	14,7
D-39	Лампроит	-5,4	13,9
666	Лампроит	-5,8	13,6

слагающие дайку, соответствуют слюдитам, содержащим небольшое количество темноцветных и лейкокраповых минералов. Более точное петрографическое определение практически невозможно, главным образом, из-за достаточно сильной степени их вторичных преобразований.

Порода другой дайки из юго-западного борта карьера, простирающейся на 15 м, при мощности 10–60 см, массивная, мелкокристаллическая, насыщенная слюдой и окрашена в коричневато-бурый цвет. В шлифах установлено, что мелкозернистые мелкопорфировые породы несколько отличаются от лампроитов (рис. 10). Породы подвержены сильным вторичным преобразованиям, в отдельных частях рассланцованы (рис. 11).

Для них характерно присутствие значительного количества титаномагнетита (см. рис. 10). Вкрапленники, возможно, первоначально были представлены лейцитом и флогопитом, замещенным хлоритом. Состав

слюды, слагающей основную микролитовую ткань породы, соответствует высокоглиноземистому высокотитанистому флогопиту, что отличает ее от слюды лампроитов (см. рис. 9).

Породы характеризуются умеренным и ровным содержанием MgO (17,3–16,1 %), и кремнезема (36–40 %), глинозема (5–7 %), TiO₂ (1,6–2 %), высоким содержанием фосфора (1,55 %). Значительные колебания среди петрогенных оксидов свойственны CaO и FeO (8–0,33 % и 12–20 % соответственно), а также Ba (1300–350 г/т) (см. табл. 1). Главная особенность пород заключается в высокой калиевой щелочности (6–8 % K₂O), при полном отсутствии Na, а также в высоком содержании Sr (1100–850 г/т). Порода из дайки из юго-западного борта карьера отличается от остальных чрезвычайно высоким содержанием Ti (6,23 масс. %), что связано со значительным содержанием в породе титаномагнетита (см. рис. 10). По петрографическим и петрогеохимическим признакам охарактеризованные породы также соответствуют слюдитам.

Для получения дополнительных данных по составу и генезису породообразующих флюидов нами проведено изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах, а также Sm-Nd (табл. 2), Rb-Sr (табл. 3, 4) в слюдах для лампроитов и слюдитов. Анализ полученных результатов проведен с использованием ранее полученных данных для некоторых лампроитов [4]. Полученные изотопные данные указывают на контрастные различия пород (табл. 5). В карбонатах из лампроитов содержится углерод с типично мантийной величиной $\delta^{13}\text{C}$, а большая, по сравнению с карбонатитами величина $\delta^{18}\text{O}$, своим происхождением обязана низкотемпературным процессам взаимодействия флюид-порода на постмагматической стадии [14]. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из слюдитов соответствует «метаногенным» карбонатам, возникшим в результате окисления метана [7], что определяет исключительно низкие величины $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 12).

Для трех образцов с аномально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (664, 665, 668) был осуществлен изотопный Sm-Nd и Rb-Sr анализ. Численные значения модельных Sm-Nd возрастов составили 2840, 2780 и 2630 млн. лет, а значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ -4,8, -4,6 и -0,8 соответственно (см. табл. 2). Близкие Sm-Nd модельные значения возраста (2,7–2,9 млрд. лет) были получены для архейских лампрофиров и санукитоидов Костомукши и архейских миаскитовых лампроитов и санукитоидов Центральной Карелии [2, 10], таким образом, данный временной интервал отвечает этапу образования обогащенных глубинных источников, возможно за счет метасоматических процессов в пределах верхней мантии и нижней коры под Балтийским щитом.

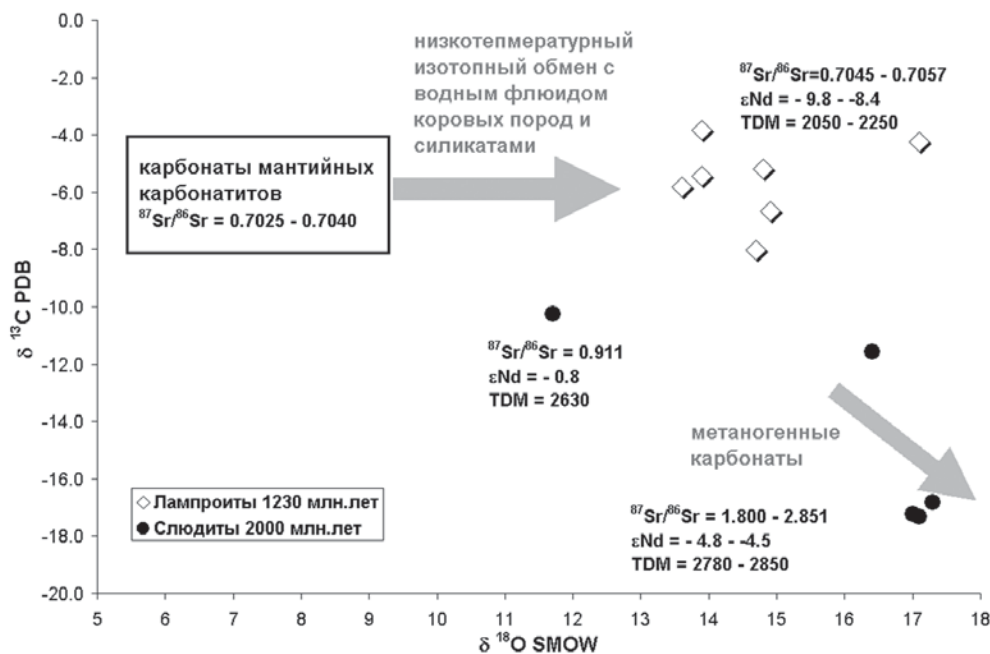


Рис. 12. Изотопная систематика C, O, Sr и Nd для слюдитов и лампроитов Костомукшского железорудного месторождения. Поле составов мантийных карбонатитов по [9].

Перед проведением Rb-Sr изотопного анализа образцы были подвергнуты выщелачиванию для удаления карбонатной составляющей, как это обычно делается при датировании объектов со следами карбонатизации [12]. Результаты Rb-Sr анализов после выщелачивания приведены в табл. 3. Полученные данные не позволяют построить изохрону, очевидно за счет того, что начальный изотопный состав стронция, захваченного в слюды при их кристаллизации, гетерогенен (для образцов 664 и 665 формально возможно построить псевдоизохрону, указывающую не нереально древний возраст: $T = 4605 \pm 140$ млн. лет). Изотопный состав стронция в карбонатах (см. табл. 4) указывает на значительное обогащение исследуемых пород радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,9$), причем наблюдается прямая зависимость величины этого изотопного отношения от степени измененности изученных образцов. Оценку возраста слюдитов мы выполнили, исходя из установленных изотопно-геохимических параметров лампроитов и слюдитов:

1. Начальный состав стронция ($\text{IR} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$) в лампроитах близок к таковому, наблюдаемому в мантийных карбонатитах, а величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ указывают на то, что они произошли из обогащенного мантийного источника.

2. Возраст внедрения лампроитов составляет 1230 млн. лет, а модельный возраст их обогащенного мантийного источника около 2 млрд. лет [4].

3. Начальный состав стронция в слюдитах исключительно радиогенен, а величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ указывают на то, что породы произошли из корового источника.

4. Модельный возраст источника слюдитов около 2,7 млрд. лет, близок к модельному возрасту обогащенных глубинных источников в пределах Балтийского щита.

Перечисленные особенности дают основание предположить, что слюдиты древнее лампроитов, и время

их внедрения, возможно, совпадает со временем образования обогащенного мантийного источника лампроитов (2000 млн. лет), а сами слюдиты произошли из глубинного источника, имеющего существенную компоненту корового вещества. Приняв начальный изотопный состав стронция для такого вещества $\text{IR} = 0,715$, мы рассчитали, что за время 0,7 млрд. лет (интервал 2,7–2 млрд. лет) для образования anomalно высоких начальных отношений стронция, определенных по карбонатам из слюдитов, требуется, чтобы рубидий-стронциевое отношение в источнике находилось в пределах от 7 до 35. Это указывает на то, что источник слюдитов имел существен-

ную коровую компоненту вещества, и присутствие метана во флюидной фазе определяется присутствием графита (что обычно для нижнекоровых гранулитов).

Модельный расчет Rb-Sr возраста показал, что для наименее измененного образца 668: $T = 2000 \pm 15$ млн. лет при величине начального отношения изотопов стронция $\text{IR} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$, для образцов со значительными изменениями — 664: $T = 2030 \pm 30$ млн. лет, $\text{IR} = 0,758$, а 665: $T = 2024 \pm 30$ млн. лет, $\text{IR} = 0,7505$. Различия в составе флюидов находят отражение в характерах распределения P3Э в исследуемых породах (см. рис. 6). Для лампроитов характерны типы распределения, сходные с карбонатитами, в то время как для слюдитов, в составе флюидной фазы которых преобладал метан, характерны спектры с существенно меньшей величиной La/Lu. Эти данные подтверждают выводы о том, что метановый флюид, в отличие от углекислотного, не является эффективным носителем легких P3Э [3].

В результате изучения слюдитов было установлено, что существует глубинный источник, доставляющий в верхние горизонты коры изотопно легкий углерод. Примечательно, что возраст магматических производных этого источника около 2 млрд. лет, т.е. соответствует людикийскому времени вулканизма и осадконакопления в палеопротерозое Балтийского щита. Полученные данные могут свидетельствовать, что накопление огромных количеств изотопно легкого углерода в осадочных комплексах людикия связано не с активностью биоты того времени, а с активизацией упомянутого глубинного источника за счет активности раннепротерозойского суперплюма.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. В пределах Костомукшского железорудного месторождения установлены дайки различной формации

Григорьева Б.М., Шлыкова В.В., Черников С.Ф.
(ОАО МАГЭ)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

онной принадлежности, состава и возраста. Для ряда даек получен более древний возраст, по сравнению с породами ранее описанной лампроитовой формации.

2. Геохронологический рубеж 2000 млн. лет характеризуется образованием обогащенного мантийного резервуара, который, в свою очередь, на рубеже 1200 млн. лет явился источником лампроитов, и активизацией архейского нижнекорового вещества с возникновением флюидно-магматических систем, приведшим к образованию слюдитов.

3. В практическом отношении существенно то, что изотопный состав Sr, Nd, С, О в двух группах изученных пород контрастно различен. Для разбраковки пород такого типа достаточно изучить изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах, данный вид изотопной аналитики является экспрессным и наименее дорогостоящим.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. — Петрозаводск: «Карелия» 1981.
2. Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнетизальных гранитоидов Костомукшского блока Западной Карелии, Балтийский щит // Геохимия. — 2005. — № 6. — С. 579–598.
3. Лохов К.И., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Региональная геология и металлогения. — 2006. — № 28. — С. 89–100.
4. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. — 1999. — Т. 7, № 3. — С. 252–275.
5. Попов М.Г., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Магнетизальные и железистые лампроиты Костомукшского района / Матер. конферен. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». — Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007.
6. Попов М.Г., Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Постлопийские дайки субщелочных пород Костомукшского рудного района. / Там же.
7. Прасолов Э.М., Лохов К.И., Логвина Е.А. и др. Происхождение карбонатов в районах современной подводной разгрузки флюидов по данным изотопной геохимии. // Региональная геология и металлогения. — 2006. — № 28. — С. 158–174.
8. Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Попов М.Г. Кимберлитоподобные брекчи Костомукшского рудного района // Матер. конферен. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». — Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007.
9. Keller J., Hoefs J. Stable isotopic characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai In: Bell K., Keller J. (Eds) Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and petrogenesis of carbonatites. — Springer, Berlin, 1995. — P. 113–123.
10. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Cherkulaev V.P. et al. Petrology of a Late Archaean highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insight into late Archaean mantle metasomatism // Journal Petrology. — 2008. — V. 49, N 3. — P. 393–420.
11. Lokhov K.I., Sibelev O.S., Slabunov A.I., et al. Endogenous and sedimentary carbonate rocks from the Belomorian province: new geochemical, isotopic and geochronological data / Abstr. Geochemistry of magmatic rocks-2009. School «Geochemistry of Alkaline rocks». Moscow 12–15 May, 2009, /www.alkaline09.narod.ru/.
12. Schneider J., Melcher F., Brauns M. Concordant ages for the giant Kipushi base metal deposit (DR Congo) from direct Rb-Sr and Re-Os dating of sulfides // Miner Deposita. — 2007. — V. 42. — P. 791–797.
13. Tichomirova M., Grosche G., Gotze J. et al. The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola alkaline Province — Alteration versus primary magmatic signatures // Lithos. — 2006. — V. 91. — P. 229–249.
14. Wilson M.R., Kjarsgaard B.A., Taylor B. Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Gras field, Northwest territories, Canada // Chemical Geology. — 2007. — V. 242. — P. 435–454.

*В 2006–2007 гг. ОАО МАГЭ выполнены площадные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ по региональной сети профилей (20×30 км). Практически это были первые комплексные геофизические работы по достаточно крупной, но регулярной сети. Результаты этих работ позволили получить новые данные по тектоническому строению северо-восточной части акватории Баренцева моря, в общих чертах восстановить условия седиментации, геометрию и батиметрию палеобассейна, т.е. понять геологическую историю развития региона в целом. Особенно интересны результаты геологической интерпретации нижней — палеозойской части разреза. **Ключевые слова:** осадочный чехол, рифтогенез, конус выноса, клиноформа, сейсмостратиграфия, террейн, впадина, микроконтинент, палеоконвергентная система, передовой бассейн, палеоось спрединга, трансформный разлом.*

*New seismic researches were carried out by JSC Marine Arctic Geological Expedition in 2006–2008. Actually, it was the first integrated geophysical works at a regular grid (20×30 km). The main purpose of this work was to study the geological structure of the sedimentary cover of the North Barents shelf and specify structural-tectonic plan of this water area at different stratigraphic levels. Geological results allowed to acquire new information on the tectonic structure of the north-eastern part of the Barents shelf, depositional environments, paleobasin geometry and bathymetry. Thus, it allows to understand the regional history of geological development. The geological interpretation of lower Paleozoic part of the section provided the most interesting results. **Key words:** sedimentary cover, rifting, alluvial fan, cliniform, seismic stratigraphy, terraine, syncline, microcontinent, foretrench, paleoaxe of spreading, transform fault.*

Северная часть Баренцевоморского шельфа, расположенная между архипелагами о-вов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, остается районом слабо изученным. В отличие от сопредельной островной суши, где проводились многочисленные геолого-геофизические исследования, на акватории практически до недавнего времени были выполнены только отдельные региональные профили МОВ ОГТ (рис. 1). Весь цикл геологического развития региона (включая становление фундамента и формирование осадочного чехла) с трудом поддается расшифровке, и во многом остается поводом для научной полемики, однако некоторые события в последнее время начинают проявляться. Сказанное выше напрямую и в большей степени касается палеозойской истории развития, поскольку сформированные в это время комплексы залегают на больших глубинах, которые зачастую труднодоступны для непосредственного изучения не только бурением, но и сейсмическими методами. Кроме того, до сих пор от-