

## ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ПОРОД КОМПЛЕКСА ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И КАРБОНАТИТОВ МАССИВА ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

© 2012 г. Н. В. Сорохтина\*, Л. Н. Когарко\*, А. К. Шпаченко \*\*, М. В. Грознова\*, Ю. А. Костицын\*, И. А. Рощина\*, И. В. Гредина\*

\*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
119991 Москва, ул. Косыгина, 19;  
e-mail nat\_sor@rambler.ru

Геологический институт КНЦ РАН,  
\*\*184209 Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14;  
e-mail ark@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 10.01.2012 г.  
Принята к печати 26.04.2012 г.

В статье приведены новые данные по геохимическому составу пород комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов вмещающего редкометальное оруденение массива Гремяха-Вырмес. Определены содержания макро- и микроэлементов, в том числе редких земель для альбититов, эгиринитов и карбонатитов. Выделено два типа редкометальных руд – ниобиевые альбититовые и циркониевые эгиринитовые. Показано, что альбититы и эгириниты имеют сходные спектры распределения микроэлементов, а наиболее геохимически близкими породами к метасоматитам являются фойдолиты. Согласно изотопным исследованиям (Rb/Sr, Sm/Nd системы), возраст образования карбонатитов, альбититов и эгиринитов составляет –  $1887 \pm 58$  млн. лет и соответствует возрасту образования массива Гремяха Вырмес. Формирование гипербазитов, фойдолитов, щелочных метасоматитов и карбонатитов происходило последовательно в относительно узком временном интервале. На основании геологических наблюдений и геохимических данных сделан вывод о том, что внедрение на заключительных стадиях формирования массива флюидонасыщенных карбонатитовых растворов-расплавов на фоне активной разломной тектоники, вызвало обширный метасоматоз в пределах развития ультраосновного и щелочного комплексов пород, в результате чего сформировались щелочные альбититы и эгириниты. Карбонатиты могли быть источниками редких металлов, фойдолиты выступать в роли геохимического барьера, а их метасоматическое изменение привело к образованию в альбититах и эгиринитах Zr-Nb оруденения.

**Ключевые слова:** щелочной магматизм, геохимия альбититов, эгиринитов и карбонатитов, возраст и генезис редкометальных руд массива Гремяха-Вырмес.

### ВВЕДЕНИЕ

Массив Гремяха-Вырмес известен как крупное месторождение апатит-титаномагнетит-ильменитовых (северо-западная часть) и титаномагнетит-ильменитовых (юго-восточная часть) руд, связанных с комплексом гипербазит-базитовых пород [1].

Этот массив является так же перспективным и на Zr-Nb оруденение [2–4]. Высокая вероятность наличия редкометального оруденения отмечалась еще Северо-Западным ТГУ в 80-х годах прошлого века. При проведении общих геологических поисков и согласно полученным предварительным определениям были зафиксированы высокие содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и ZrO<sub>2</sub> по скважинам, пробуренным на участке Эгириновыи наволок массива Гремяха Вырмес [2]. В конце 50-х годов прошлого

века Кирнарским Ю.М. [3] был описан пироклор, ассоциирующий с цирконом в образцах эгиринита и эгирин-нефелинового пегматита из участка Эгириновыи наволок. Нами впервые выделен и детально охарактеризован комплекс щелочных метасоматитов и карбонатитов, в котором расположено редкометальное оруденение [4]. В публикации приведены краткие данные по геологии, вещественному составу этих пород, температуре кристаллизации редкометальных ассоциаций, показана эволюция главного минерала-концентратора Nb пироклора и предложена гипотеза формирования этих руд.

Наиболее геологически изученными в массиве Гремяха-Вырмес на сегодняшний день являются породы гипербазитового и щелочного комплексов [2, 5–9], в меньшей степени щелочно-гранит-

ного комплекса [8, 10, 11]. Детальные петрологические исследования на современном уровне проводились в основном для пород гипербазит-базитового комплекса, что обусловлено наличием в них Ti-Fe руд [1, 7, 12]. Арзамасцевым А.А. с соавторами [12] выполнено первое, обобщающее геохимическое и изотопное изучение пород трех комплексов — гипербазитового, щелочного и щелочно-гранитного, получены возрастные характеристики и предложена расчетная модель их образования.

В настоящей работе впервые проведены детальные геохимические и изотопные (Sm—Nd, Rb—Sr системы) исследования пород комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов и связанных с ними редкометалльных руд. Предложена гипотеза образования редкометалльного оруденения и сделан вывод о том, что породами, по которым сформировались метасоматиты, были фойдолиты. В одной из более ранних публикаций представлены краткое описание и единственный полный состав эгиринита [12], в другой — изотопные данные и состав редких элементов для нескольких образцов карбонатитов, без детального изучения их геохимии [13].

Массив Гремяха-Вырмес является наиболее древним щелочным комплексом, выявленным на территории Кольского полуострова. Он характеризуется сложной геологической и тектонической историей, расшифровка таких объектов сложна, мы до сих пор не можем учесть всех факторов, которые на этот объект влияли. Данная работа является одной из немногих попыток связать воедино геологические наблюдения и геохимические данные, выполненные на современном уровне.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Протерозойский полифазный плутон Гремяха-Вырмес, расположенный на северо-западе Кольского п-ва включает в себя четыре контрастных комплекса пород: гипербазит-базитов, щелочных пород, щелочных гранитов и граносиенитов, щелочных метасоматитов и карбонатитов [2, 4–12]. Массив представляет собой вытянутое в север-северо-западном направлении эллиптическое тело протяженностью 19 км и шириной 4–6 км. Вертикальная мощность пород массива в южной его части составляет 1–1.5 км, в северной — 4.5–5 км. Структура массива — блочная, в особенности в области развития пород ультраосновной и щелочной серий. Крупные разрывные нарушения, маркирующие отдельные блоки, прослеживаются до контакта с вмещающими архейскими гранито-гнейсами. Амплитуда перемещения блоков составляет от первых сотен метров до полутора километров [2, 5–7]. В тектонических зонах породы

гипербазит-базитового комплекса интенсивно расланцованы, милонитизированы, амфиболитизированы. Щелочные породы, также как гипербазиты, разделены на отдельные блоки зонами сдвиговых деформаций С-СВ простирания, породы в этих блоках в различной степени тектонизированы и изменены [2, 6]. Разломная тектоника массива и пород рамы детально не изучалась, и, по мнению авторов, является второй, после петрологической (в целом, решенной) задачей, которую еще предстоит решить.

Массив был открыт и начал изучаться А.А. Полкановым с 1924 г. [5], однако многие геологические и генетические проблемы до конца не решены. В настоящее время не существует однозначной геологической трактовки последовательности образования пород и в пределах отдельного комплекса — гипербазитового, щелочного и гранитоидного, и между этими комплексами. В литературе представлены единичные описания контактовых взаимоотношений между породами, разрезы которых в пределах комплекса изучены фрагментарно [2, 6–9]. Широко проявленные на территории массива тектонические и более поздние метаморфические процессы существенно осложняют интерпретацию геологических данных. Поэтому многие генетические вопросы для этого массива остаются однозначно не решенными.

Существует две основные модели формирования массива. Согласно первой, предложенной А.А. Полкановым и Н.А. Елисеевым [5], три серии интрузивных пород образовались путем дифференциации первичной (габброидной) магмы, последовательно эволюционирующей от гипербазитов к щелочным породам, причем комплекс щелочных гранитов формировался последним. А.А. Кухаренко с соавторами [8] была предложена гипотеза об автономности интрузии щелочных гранитов и более молодом ее возрасте по сравнению с габброидами. А.Г. Булахом [10] по минералого-геохимическим и геохронологическим данным показано, что комплекс щелочных гранитоидов является наиболее молодым по сравнению и с гипербазитами и фойдолитами. По геологическим наблюдениям взаимоотношений пород гипербазитового и фойдолитового комплексов В.А. Кононовой [9] так же указывается на более раннее образование гипербазитов.

Существует и другая модель, по которой гипербазиты и граниты формировались из одного источника, а щелочные породы из другого — автономного [11, 12]. В работе А.А. Арзамасцева с соавторами [12], на основании геолого-петрологических, изотопно-геохимических данных и расчетной модели доказывается образование трех интрузивных серии пород из двух независимых источников. Первоначально из общего ферропикритового расплава в ходе дифференциации

сформировалось несколько серий пород гипербазитового комплекса (габбро-нориты, габбро-верлиты, анортозиты и монцодиориты), в дальнейшем путем фракционирования габбро-перидотитового расплава при частичной ассимиляции корового материала и щелочно-ультраосновного расплава происходило образование пород комплекса щелочных гранитов. При этом для формирования фойдолитов предполагается автономный мантийный источник.

Как и большинство исследователей [2, 5–13], мы придерживаемся гипотезы последовательного, близко-одновременного формирования пород массива в течение трех этапов – гипербазитового, щелочного и щелочно-гранитоидного, при этом породы гипербазит-базитового комплекса кристаллизовались первыми.

Согласно литературным данным [6, 7, 9] и нашим геологическим наблюдениям между контрастными петрографическими сериями – щелочной и базит-ультрабазитовой существуют четкие интрузивные контакты, причем щелочные породы секут базит-гипербазиты. Непосредственных и четких контактов фойдолитов и базит-гипербазитов с комплексом щелочных гранитов не наблюдается.

В северо-западной части массива комплекс щелочных гранитов в форме клина примыкает (внедряется?) к комплексу щелочных пород с одной стороны и гипербазитам с другой. В ходе полевых работ установлено, что ультрабазиты в контактовой зоне с гранитами интенсивно расслаиваются и амфиболитизированы, в щелочных гранитах в свою очередь фиксируется пликвативная складчатость. Эмпирические данные по условиям деформации горных пород свидетельствуют о том, что породы блока, который подвергается деформации, при прочих равных условиях, оказываются более тектонизированными по сравнению с породами блока, оказывающего давление. В нашем случае, пассивным блоком выступают ультраосновные породы, активным – щелочные граниты.

В качестве гипотезы мы допускаем, что, гранитоиды в виде протрузии внедрились в уже сформированные базит-гипербазитовый и щелочной комплексы. Внедрение гранитоидов могло происходить на поздних стадиях становления массива.

А.А. Полкановым с соавторами [5] в массиве описана также серия дайковых пород, состав которых отвечает ийолитам, фойяитам, щелочным сиенитам, меланитсодержащим щелочным сиенитам, ийолит-пегматитам, уртит-пегматитам, фойяит-пегматитам, причем щелочные пегматиты были ошибочно отнесены к метасоматитам.

Наши геологические наблюдения показали, что в массиве присутствуют дайки щелочных пород и лампрофиров, секущие породы щелочного

и ультраосновного комплексов. Однако детально эти породы еще не изучены.

Выделенный комплекс метасоматических пород – альбититов и эгиринов [2, 4], а так же карбонатиты [4, 13], которые пространственно связаны с альбититами, являются наиболее поздними. Следует отметить, что ранее метасоматические породы не рассматривались в качестве отдельного комплекса [3, 5, 8–12]. Считалось, что их распространение локально и связано с контактными зонами щелочных пород, гипербазитов и вмещающих гнейсов. Среди метасоматитов упоминались эгириновые пегматиты, полевошпатовые жилы, контактовые альбитизированные, амфиболитизированные и биотитизированные зоны [3, 8]. Эгириновый пегматит участка Эгириновый Наволок может иметь свою историю, так как очевидной геологической его связи с магматическими фойдолитами не наблюдается.

С учетом вышеизложенного и данных последних геологоразведочных работ [2], мы предполагаем следующую последовательность формирования пород массива (от древних к молодым): 1) гипербазит-базитовый комплекс; 2) комплекс щелочных пород – ийолит-мельтейгитов и фойяитов; 3) комплекс щелочных гранитов и граносиенитов; 4) дайки щелочных пород; 5) комплекс щелочных метасоматитов и карбонатитов.

#### АССОЦИАЦИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Комплекс щелочных метасоматитов и карбонатитов, с породами которого связано редкометальное оруденение, развит на территории около 10 км<sup>2</sup>, главным образом в центральной части массива – акватории озера Гремяха и на участке Эгириновый Наволок. Щелочные метасоматиты и карбонатиты приурочены к области сдвиговых деформаций в зоне сочленения пород гипербазит-базитового и щелочного комплексов, которые геоморфологически отделены от щелочных гранитоидов озерными депрессиями [2, 4]. В зоне контакта щелочных метасоматитов с ксенолитами гнейсов образуются неминерализованные тонкозернистые фениты. Здесь же сохранились ксенолиты кварц-микроклиновых пегматитов, мощность этих зон незначительна.

Породы комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов, в том числе редкометальные руды, наблюдались нами, в основном, в коренных обнажениях в районе участка Эгириновый Наволок по фойяитам, ийолитам и гипербазитам, где они вскрыты канавами и серией неглубоких скважин, пробуренных в акватории озера Гремяха.

Изученные метасоматиты представлены альбититами, карбонатизированными альбититами, эгиринитами, нефелин-эгириновыми жилами и

карбонатитовыми жилами. Метасоматиты образуют протяженные до сотен метров линзовидные и пластообразные тела мощностью порядка десятка метров, перемежающиеся с метасоматитически измененными фойдолитами, гипербазитами, горнблендитами.

Метасоматиты характеризуются пятнистой, полосчатой, флюидально-полосчатой, реже массивной текстурами, структура пород преимущественно среднезернистая. В составе метасоматитов постоянно присутствуют породообразующие альбит, микроклин, эгирин и флогопит-аннит, в зависимости от типа пород (лейкократовые альбититы, эгириниты и др.) их соотношение варьирует. Наибольшее разнообразие акцессорных минералов выявлено в альбититах: циркон, минералы группы пирохлора, комаровитоподобная фаза, кальцит, титанит, ильменит, пренит, канкринит, натролит, анальцит, томсонит, хлорит, пирит, халькопирит, галенит, гематит, графит, алланит-(Ce), ферриалланит-(Ce), -(La), карбонаты REE. В эгиринитах среди акцессорных обычно встречаются минералы группы пирохлора и циркон [4, 14–17]. В метасоматитах первыми кристаллизуются эгирин и альбит, далее более низкотемпературные флогопит-аннит, ортоклаз, редкометальные минералы.

Секущие и субсогласные с метасоматитами кальцитовые карбонатиты представлены жилами мощностью до первых десятков сантиметров, имеют мелко-среднезернистую, редко крупнозернистую структуру. Основным минералом является кальцит, второстепенными – флогопит-аннит, эгирин, фторапатит. Среди акцессорных установлены титанит, ильменит, пренит, графит, пирит, ферриалланит-(Ce). Иногда встречаются реликтовые альбит и микроклин [4, 13–17].

Zr-Nb оруденение локализовано в альбититах и эгиринитах комплекса метасоматических пород и карбонатитов [2–4]. Минералы группы пирохлора и циркон являются основными рудными редкометальными минералами метасоматитов, которые могут образовывать значимые количества. Рудные концентрации минералов группы пирохлора наблюдаются в альбититах, где их содержание может достигать 15–20%. Наиболее распространенным из минералов группы пирохлора является Са-Na пирохлор, в зоне контакта альбититов с гипербазитами выявлен бетафит. Также в метасоматитах встречаются уран-, барий- и стронций-обогащенный пирохлор, катион-дефицитный и кремнийсодержащий пирохлоры, силикат ниобия, близкий по составу к комаровиту [3, 4, 15].

Циркон в альбититах обычно является акцессорным, локально, как правило, в контактовых зонах эгиринитов с альбититами или метасомати-

тов с фойяитами, его концентрации могут достигать 3–5% от объема породы.

Карбонатиты практически не содержат редкометальных минералов, акцессорный циркон отмечается непосредственно в контактовой зоне с метасоматитами. Циркон, описанный в карбонатитах и использовавшийся для геохронологических исследований В.М. Саватенковым и др. [13] не принадлежит карбонатиту, т.к. матрицей для кристаллов циркона является полевошпатовый агрегат альбитита, заместившего фойяит. Кальцит присутствует в таком альбитите в виде тонких прожилков, и, по-видимому, является вторичным. Цирконовые лаурдалиты, описанные А.Н. Виноградовым с соавторами [11] в районе Эгиринового Наволока, в реальности являются цирконсодержащими перекристаллизованными альбитизированными фойяитами. Это подтверждается гнейсовидно-такситовой текстурой этих пород, реликтами в них нормальных фойяитов.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучение состава макро- и микроэлементов в породах комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов, а так же изотопные исследования этих пород (Rb-Sr, Sm-Nd системы) проводились в лабораториях ГЕОХИ РАН, г. Москва.

Рентгенофлуоресцентный анализ петрогенных и 13 (Y, V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Zr, Nb, Ta, Ba, S) микроэлементов в щелочных метасоматитах и карбонатитах выполнялся на спектрометре AXIOS Advanced (PANalytical B.V., Голландия). Порошковые пробы пород предварительно спрессовывались в соотношении пробы и полистирола – 5 : 1. Концентрации элементов определялись в диапазоне от десятитысячных до десятых % мас. долей по диагностике аналитических линий характеристического излучения с дисперсией по длинам волн. Для возбуждения характеристического излучения атомов использовалась рентгеновская трубка с родиевым анодом, мощностью 3 kW. Регистрация проводилась на спектрометре со сканирующим каналом с гониометром, волновыми кристаллами (PE-002-C, PX-1, GEIII-C, LIF- 200, LIF-220) и детектирующим устройством. Точность рентгенофлуоресцентных определений большинства элементов контролировалась по анализам стандартных образцов ООКО 301 и ООКО 201, СВТ-9 – для Nb, и Сц-1 – для Zr и удовлетворяет требованиям, предъявляемым геологической службой МПР РФ к анализам рядовых проб согласно ОСТ-41-08-205-99 [18].

Измерения содержаний 24 микроэлементов проводилось методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме Finnegan Element XR. Истертые образцы пород (100 мг) разлагались в

**Таблица 1.** Представительные составы пород комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов по данным рентгено-флуоресцентного анализа

Компоненты	Альбитит				Карбонатизированный альбитит				Эгиририт	Карбонатит	
	99-11.2*	21**	101-54	22-20-14	99-380	101-81.31	103-75.5	102-7-67.8	EGN	102-3	103-75.5
SiO <sub>2</sub>	61.21	63.67	54.61	63.47	58.91	53.85	52.79	19.48	56.62	9.80	11.50
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.07	0.05	0.02	0.37	0.36	0.37	1.24	0.78	1.54	1.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.15	19.91	16.72	20.98	12.54	12.31	11.37	5.79	4.22	3.58	4.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	1.17	0.31	4.51	19.16	9.95	12.53	20.29	28.70	8.59	15.63
MnO	0.01	0.04	не обн.	0.02	0.19	0.13	0.17	0.53	0.38	0.67	0.59
MgO	0.01	0.02	не обн.	0.10	0.46	0.23	0.67	4.85	1.17	1.45	1.38
CaO	1.42	1.65	0.23	3.27	4.64	8.17	9.83	23.28	5.21	40.84	34.06
Na <sub>2</sub> O	2.83	8.39	23.94	3.52	0.13	3.23	3.33	0.94	1.73	1.90	0.46
K <sub>2</sub> O	9.74	1.43	0.76	0.66	0.33	4.86	3.34	3.58	0.20	1.54	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.15	0.18	0.14	0.03	5.02	0.12	0.48	0.04	0.52	0.31
П.п.п.	0.97	2.21	не опр.	1.04	2.18	0.84	4.55	15.42	0.28	29.77	27.10
сумма	97.34	98.71	96.79	97.74	98.94	98.95	99.07	95.89	99.33	100.20	99.78
V	14	не обн.	не опр.	28	73	60	63	не обн.	164	не опр.	не опр.
Cr	12	17	не опр.	6751	10	10	10	не обн.	10	не опр.	не опр.
Co	30	10	не опр.	31	44	28	31	не обн.	82	не опр.	не опр.
Ni	12	33	не опр.	1363	21	19	24	320	29	не опр.	не опр.
Cu	<10	не обн.	не опр.	191	50	52	34	1100	<10	не опр.	не опр.
S	100	413	740	5900	1100	1200	200	6881	200	455	2184

Примечание. \* – редкометалльный альбитит, \*\* – среднее из 3 анализов (включая 42.7 Zn, 42 As, 57.7 Pb). Оксиды элементов – мас. %, элементы – ppm; не опр. – не определялось, не обн. – ниже предела обнаружения.

смеси концентрированных плавиковой и азотной кислот. Фториды металлов разрушались выпариванием проб в концентрированной HCl до сухих солей. Полученные пробы разбавлялись азотной кислотой, в качестве внутреннего стандарта в пробу добавлялся раствор индия до концентрации 10 ppb. Для контроля качества измерений анализы проб чередовались с анализом аттестованного стандарта карбонатита COQ-1. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.01 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 0.1 нг/г для легких элементов. Типичная погрешность анализа составляла 1–3 отн. %: 1% для Sr, Y, Zr, Th, La, Ce, Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Yb; 2% для Ba, Eu, Tb; 2.4 для Nb; 12% для U. При расчете концентраций элементов использовалась серия калибровочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, NPS (A и B) с диапазоном концентраций 0.07–10 ppb.

Измерение изотопного состава (Rb–Sr и Sm–Nd системы) и определение возраста проводились в образцах кальцитовых карбонатитов, альбититах и эгириритах. Навески порошков силикатных пород (0.02–0.03 г) разлагались в тefлоновых бюксах в 1 мл смеси плавиковой и азотной кислот (в отношении 5 : 1). После разложения и

выпаривания проб производилось их трехкратное выпаривание в 1 мл концентрированной HCl для полного удаления фторидов. Далее образцы растворялись в 2.2 N HCl, центрифугировались и разделялись на хроматографических колонках с выделением Rb, Sr, Sm и Nd. Изотопный анализ производился на термоионизационном масс-спектрометре Triton. Контроль правильности осуществлялся по стандартам SRM 987 для Sr и La-Jolla для Nd, построение изохрон проводилось по программе Isoplot [19]. Точность определения Rb/Sr составляет 1%, Sm/Nd – 0.1%.

#### ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И КАРБОНАТИТОВ

Составы петрогенных и редких элементов пород комплекса щелочных метасоматитов (рудные редкометалльные эгиририты и альбититы, карбонатизированные альбититы) и карбонатитов приведены в табл. 1, 2. В дальнейших рассуждениях были учтены аналитические данные более ранних публикаций [12, 13], где приводятся полный анализ одного образца эгиририта и содержания микроэлементов для карбонатитов.

Альбититы и эгиририты массива Гремяха-Вырмес характеризуются широкими вариациями

**Таблица 2.** Содержания микроэлементов (ppm) в породах комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов по данным ICP MS

элемент	альбитит				карбонатизированный альбитит				эгириинит	карбонатит		
	99-11.2	21	101-54	22-20-14	99-380	101-81.3	103-75.5	102-7-67.8	EGN	102-3	103-75.5	*
Li	не обн.	не обн.	1.8	не обн.	не обн.	2.5	не обн.	24.0	не обн.	19.0	7.5	Не опр.
Rb	223	23.3	15.9	5.3	2.6	67	75	175	3.9	75	219	Не опр.
Sr	1282	773	282	361	450	3144	2924	8670	163	11466	11989	7060
Ba	966	506	183	131	120	1549	749	1310	97	728	809	346
Y	4.13	12.6	29	11.6	16.3	115	28	63	8.9	76	71	не опр.
Nb	21712	3340	2586	99	260	1033	411	138	1789	90	80	не опр.
Ta	330	155	183	11.3	11.0	32	11.1	4.7	51	3.1	3.8	не опр.
Zr	641	367	1384	298	1254	442	626	201	3480	729	24.0	330
Hf	2.8	7.1	17.1	4.0	37	14.1	26.2	5.7	46	2.1	0.12	не опр.
U	655	112	115	16.6	15.1	72	3.3	0.46	128	0.18	0.34	1.09
Th	58	30	34	2.3	8.7	47	4.3	2.9	19.7	1.2	0.08	не опр.
La	47	25	9.8	13.1	8.18	302	26	142	20.03	181	177	258
Ce	150	65	28	32	19	757	63	274	60	338	398	408
Pr	18.96	8.03	3.95	4.16	2.4	97	8.23	31	7.32	36	48	66
Nd	68	32	15.74	17.57	10.77	407	36	127	29	143	195	212
Sm	9.08	5.49	3	3.36	2.29	69	7.57	22	4.94	23	33	76
Eu	2.68	1.95	1.24	1.14	0.90	33	3.14	8.51	1.79	7.88	12.0	13.5
Gd	6.43	4.70	3.55	3.06	2.33	61	7.79	22	3.88	24	31	41
Tb	0.51	0.54	0.65	0.40	0.39	6.53	1.04	2.56	0.44	2.66	3.42	9.7
Dy	1.84	3.25	6.01	2.71	3.27	32.89	6.78	14.08	2.69	14.92	17.71	20
Ho	0.21	0.55	1.39	0.49	0.70	5.21	1.25	2.48	0.42	2.77	2.94	7.9
Er	0.62	1.43	4.10	1.28	1.97	11.55	2.99	6.07	1.19	6.93	6.79	не опр.
Tm	0.06	0.20	0.80	0.17	0.36	1.34	0.49	0.88	0.23	1.09	0.92	не опр.
Yb	0.40	1.31	4.93	1.31	2.96	6.43	3.32	5.55	2.48	7.23	5.84	5.2
Lu	0.06	0.18	0.68	0.16	0.60	0.80	0.58	0.84	0.63	1.21	0.93	0.9

Примечание. Относительная погрешность измерения: 1% – Sr, Y, Zr, Th, La, Ce, Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Yb; 2% – Ba, Eu, Tb; 2.4 – Nb; 12% – U; \* Среднее из 5 определений, литературные данные [13]; Не опр. – не определялось, не обн. – ниже предела обнаружения.

содержаний петрогенных элементов (табл. 1). Корреляции этих элементов с  $\text{SiO}_2$  в метасоматических породах близки к наблюдаемым в породах щелочного комплекса [12], однако метасоматиты по сравнению с фойдолитами существенно обогащены  $\text{SiO}_2$  (до 64 мас. %). По сумме щелочей состав метасоматитов так же близок к фойдолитам.

В альбититах и эгириинитах наблюдаются отрицательная корреляция  $\text{SiO}_2$  с  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , и положительная с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 1), что в целом сходно с поведением этих элементов в фойдолитах. Такие корреляции по всей вероятности отражают процессы кристаллизационной дифференциации фойдолитов. На корреляционных графиках для метасоматитов (рис. 1) наблюдаются два тренда, которые принципиально отличаются по содержанию  $\text{SiO}_2$ . Можно предположить, что метасоматиты с

более низким содержанием кремнезема развивались по ийолитам, а с высоким по сиенитам.

Состав изученных в массиве Гремяха-Вырмес карбонатитов отвечает севидам (табл. 1) и по содержанию основных компонентов сходен с составами, определенными для кальцитовых карбонатитов интрузивных комплексов мира [20]. Содержания Si, Ti, Fe, Al, Na и K в карбонатитах Гремяхи-Вырмес соответствуют верхним, а Mg и P – нижним предельным значениям, установленным в интрузивных карбонатитах [20]. Высокие содержания железа, кремния и натрия в исходном карбонатитовом расплаве являются причиной широких полей кристаллизации эгирина, флогопит-аннита, титанита, альбита, ортоклаза, пренинта и ферриалланита-(Ce) [17], которые не являются типичными минералами севидов.

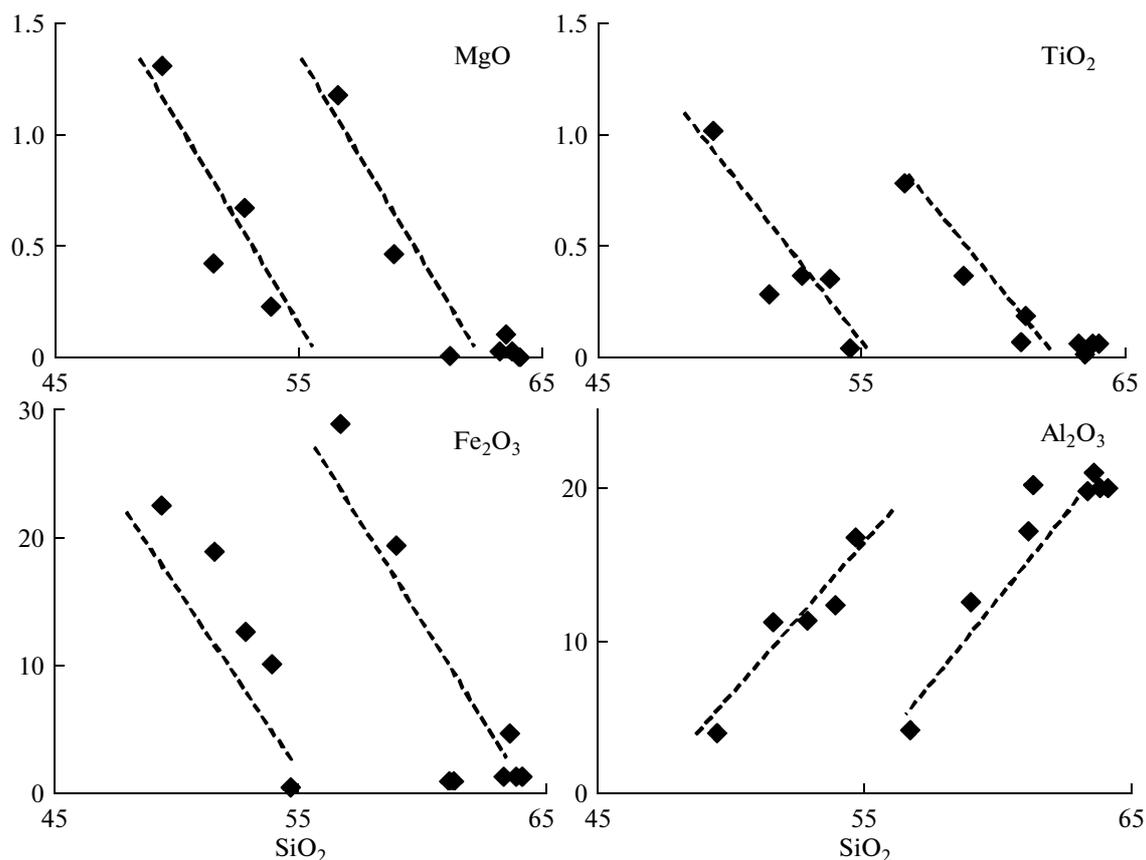


Рис. 1. Соотношение петрогенных элементов (мас. %) в щелочных метасоматитах массива Гремяха-Вырмес.

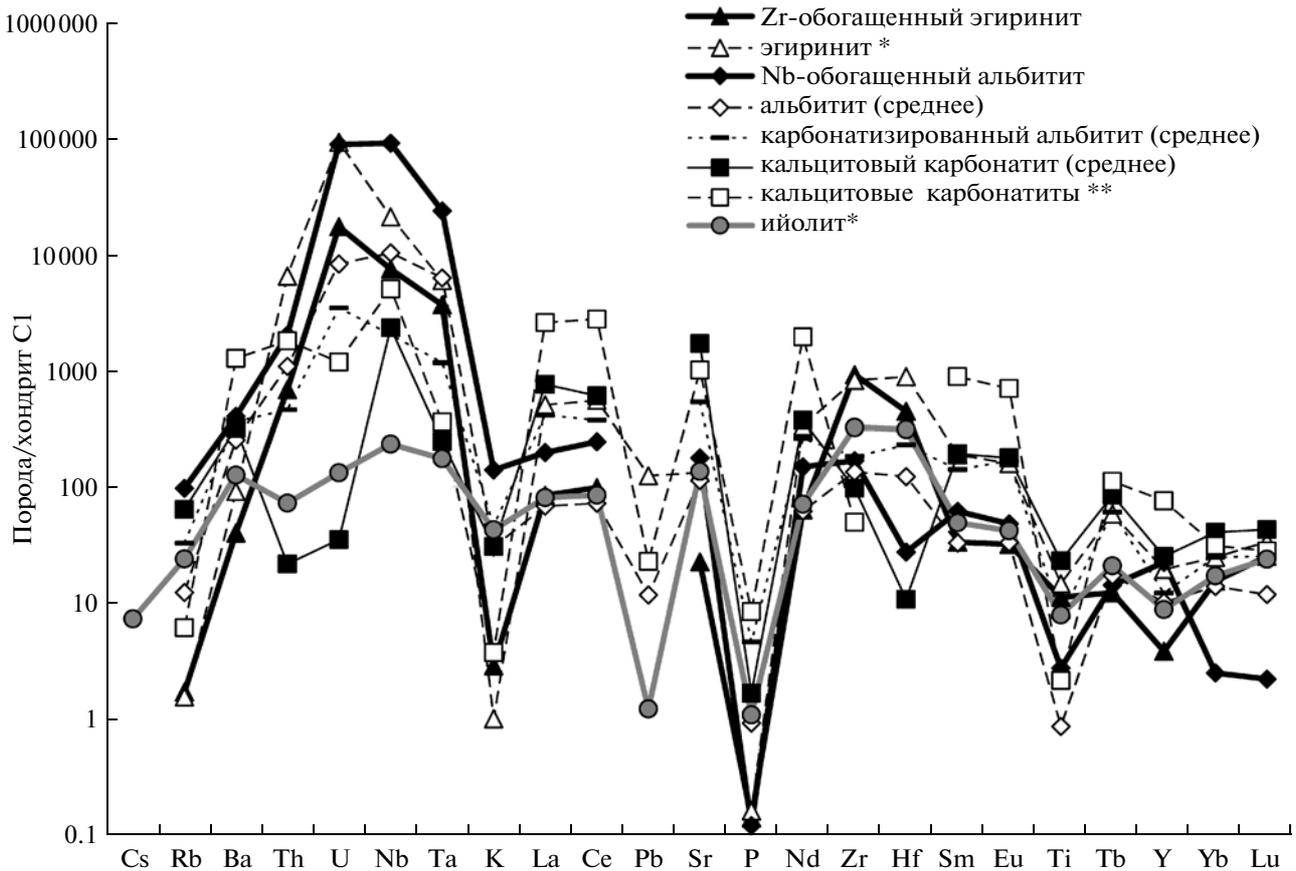
На основе данных по содержанию главных и редких элементов метасоматитов и карбонатитов (табл. 1, 2) были построены кривые распределения микрокомпонентов (рис. 2, 3), нормированные к хондриту C1 [21]. Для оценки состава исходных пород, по которым могли образоваться метасоматиты, проведено сопоставление с составом интрузивных пород массива Гремяхи-Вырмес [12]. Для характеристики карбонатитов Гремяхи-Вырмес на графиках приведен средний состав интрузивных кальцитовых карбонатитов мира [20].

Спектры распределения редких элементов в альбититах и эгиринитах сходны, наиболее геохимически близкими интрузивными породами к метасоматитам являются фойдолиты, в частности, ийолиты (рис. 2) [12]. Метасоматиты и фойдолиты характеризуются наличием отрицательных аномалий для Rb, K, Pb, P и Ti на фоне повышенных значений остальных микроэлементов. Особенностью метасоматитов, в том числе их рудных редкометалльных разновидностей является их существенное обогащение Nb, Ta, Th, U, Zr по сравнению с фойдолитами и другими породами массива (рис. 2).

Согласно вариациям содержаний редких металлов в метасоматитах (табл. 1, 2, рис. 2) были

выделены рудные и безрудные разновидности. Nb-обогащенные альбититы (первый тип редкометалльных руд) характеризуются повышенным содержанием Nb, Ta, U, Th, Rb, K, и рядовым Zr по сравнению с остальными метасоматитами. Концентрация Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в альбититовой руде может достигать 3 мас. %, такое содержание является рудным для эндогенных месторождений, в том числе щелочно-ультраосновных и карбонатитовых формаций [1, 22]. Максимальное содержание ниобия установлено в альбититах с практически полным отсутствием темноцветных минералов. Zr-обогащенные эгириниты с повышенным содержанием Zr, Hf, Nb, U можно отнести ко второму типу редкометалльных руд, содержание циркония около 0.4 мас. % характерно для рядовых эгиринитов (табл. 2, рис. 2) и является рудным для месторождений эндогенного типа [22].

Обогащение метасоматической системы редкими металлами привело к образованию в альбититах минералов группы пироклора, в том числе Sr-Ba, U, U-Ti разновидностей, декатионированного пироклора, фаз близких по составу к комаровиту, коффинита, торогуммита, циркона и еще ряда не диагностированных оксидов Nb-Fe состава [4]. В Nb-обогащенных альбититах с высокими



**Рис. 2.** Корреляционные диаграммы распределения элементов в щелочных метасоматитах и карбонатах массива Гремяха-Вырмес, нормализованных к углистоу хондриту [21]; (\*) – литературные данные [12]; (\*\*) – средний состав континентальных кальцитовых карбонатов интрузивных массивов мира [20]. Средние содержания альбититов приведены без учета редкометалльных разновидностей.

содержаниями Sr кристаллизуется Sr-обогащенный пироксид, концентрации SrO в котором достигают 6 мас. %. В Zr-обогащенных эгиринитах основными концентраторами редких металлов являются эгирин, содержания оксида циркония в центральных зонах которого могут достигать 0.6 мас. %  $ZrO_2$ , а так же пироксид, содержащий до 1 мас. %  $ZrO_2$ . В некоторых случаях повышенные концентрации циркония в эгирините можно объяснить захваченным при дроблении цирконом, который, как это было выше указано, образуется в больших количествах в зонах контакта породы с альбититами или фойдолитами.

Спектры распределения редких элементов в карбонатах Гремяхи-Вырмес сходны со спектрами распределения этих элементов в кальцитовых карбонатах интрузивных комплексов мира [20]. В тоже время по сравнению с кальцитовыми карбонатами интрузивных комплексов, карбонаты Гремяхи-Вырмес обеднены Nb, Th, U, REE, Ba и обогащены Rb, K, Sr, Ti (рис. 2). Повышенное содержание K в карбонатитовой системе наряду с Si привело к образованию в карбонатитах

ортоклаза, Ti – ильменита, а Sr – кальцита и фторапатита, среднее содержание SrO в которых составляет – 3 мас. % и 2 мас. % соответственно. Концентрации редких элементов, в особенности Nb и Zr уменьшаются в ряду альбитит–эгиринит–карбонатизированный альбитит–карбонатит (табл. 2). Низкие концентрации редких металлов в карбонатитах Гремяхи-Вырмес определили отсутствие в их составе рудной минерализации.

Распределение REE в метасоматитах и карбонатитах Гремяхи-Вырмес подчиняется общему тренду (рис. 3) – заметному обогащению легкими редкими землями по сравнению с тяжелыми. По сравнению с кальцитовыми карбонатами интрузивных комплексов мира [20], карбонатиты и щелочные метасоматиты Гремяхи-Вырмес имеют более низкие содержания легких REE, а редкометалльные альбититы – тяжелых REE (рис. 3). Отношение Ce/Yb в карбонатитах в среднем равняется 57, в альбититах – 35, в эгиринитах 24. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес по сравнению с метасоматическими породами обогащены REE, что в сочетании с повышенным содержанием Si

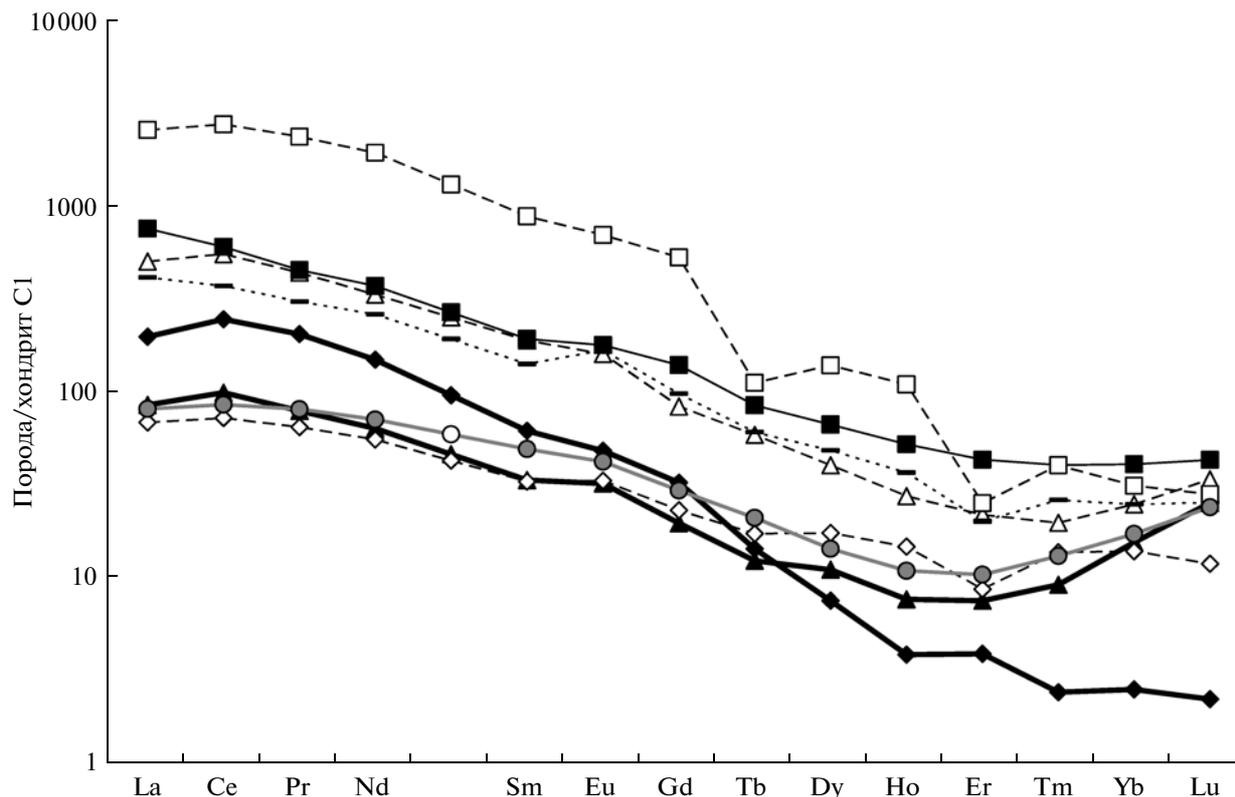


Рис. 3. Диаграмма распределения содержаний редких земель в щелочных метасоматитах и карбонатах массива Гремяха-Вырмес, нормализованных к углистому хондриту [21] в сравнении со средним составом континентальных кальцитовых карбонатов интрузивных массивов мира (\*\*\*) [20]. Условные обозначения приведены на рисунке 2.

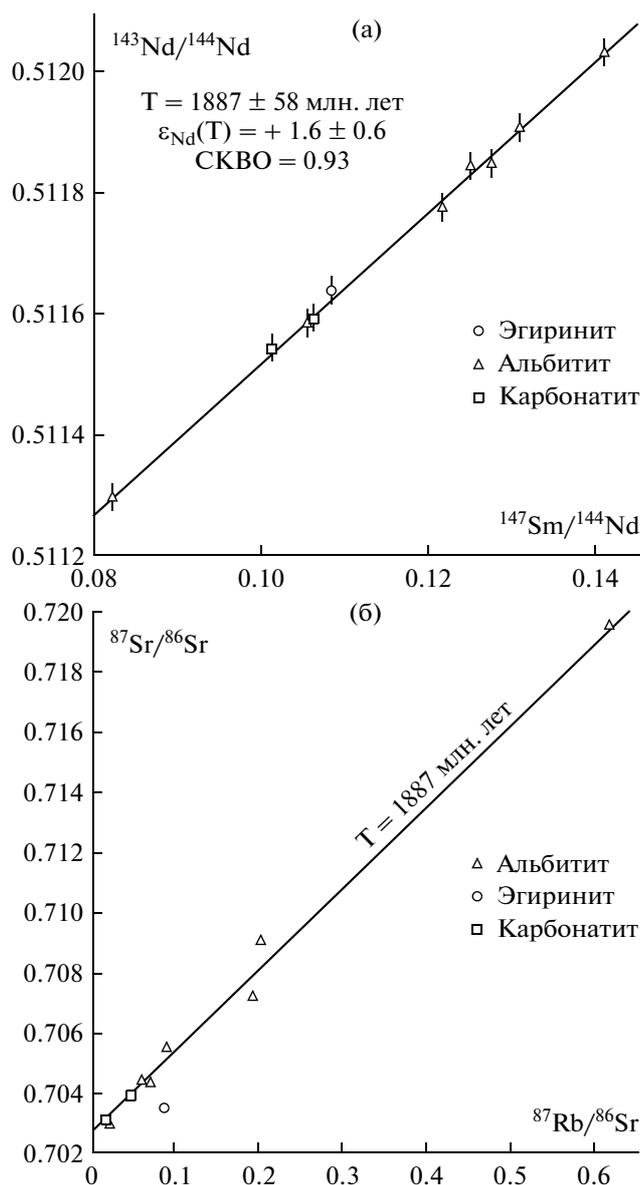
привело к кристаллизации такого редкого и не характерного для карбонатитов минерала как алланита-(Ce) и ферриалланита-(Ce), (La) [17]. Форма кривых распределения редкоземельных элементов и их количество в щелочных метасоматитах близки к установленным в фойдолитах [12].

Согласно выявленному геохимическому сходству щелочных метасоматитов и фойдолитов можно предположить, что породы серии фойдолитов являются исходными породами, по которым в результате метасоматоза сформировались альбититы и эгириниты. Если рассматривать метасоматиты как единую породу и использовать для ее характеристики усредненный альбитит-эгиринитовый состав, то практически по всем компонентам состав метасоматитов будет близок среднему составу фойдолитов (ийолитов) [12]. Исключение составляют повышенные содержания в метасоматитах Si, Nb, Ta, U, Th и Fe. Предварительный расчет баланса содержаний элементов между средним составом ийолитов [12] и метасоматитов показывает, что в процессе формирования некарбонатизированных альбититов почти полностью выносились Fe, Ca, Ti, Mg, Mn и частично Zr (до 500 ppm), существенно привносились Si (до 10 мас. % SiO<sub>2</sub>) и полностью – Nb, Ta, U и Th. При

формировании эгиринитов выносились – Na (частично), полностью – K, Al, частично привносились – Si (до 10 мас. % SiO<sub>2</sub>), Fe (до 5 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и Zr, полностью – Nb, Ta, U, Th.

Как было указано выше, изученные нами щелочные метасоматиты с редкометальной минерализацией располагаются в краевой контактовой зоне комплекса щелочных пород. На основе полученных геохимических данных можно предположить, что альбититы и эгириниты являются метасоматическими образованиями, сформированными в процессе внедрения флюидонасыщенного карбонатитового расплава-раствора в фойдолиты.

Карбонатитовые флюидонасыщенные расплавы могли быть источником редких металлов для формирования рудных метасоматитов. Известно, что карбонатиты щелочно-ультраосновных комплексов являются поздними дериватами щелочных расплавов, именно с ними связаны месторождения редких металлов [1]. Вероятно, в массиве Гремяха-Вырмес карбонатиты в качестве поздних производных щелочной магмы также могли быть источниками U, Th, Nb, Zr, REE, однако мощных карбонатитовых тел в массиве не выявлено. Возможно, их внедрение вызвало об-



**Рис. 4.** Sm–Nd (а) и Rb–Sr (б) изохронные диаграммы для щелочных метасоматитов и кальцитовых карбонатитов массива Гремяха-Вырмес. Sm–Nd изотопная система удовлетворяет изохронной модели и позволяет определить возраст пород массива, тогда как Rb–Sr система нарушена и линия с наклоном 1887 млн. лет показана на графике б для сравнения.

ширный метасоматоз вмещающих фойдолитов (главным образом ийолитового типа). Фойдолиты выступили в роли геохимического барьера и сформировали редкометальное оруденение в альбититах и эгиринитах.

### ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Полученные в настоящей работе новые изотопные данные приведены в табл. 3. Альбититы, в том числе редкометальные, эгириниты и карбо-

натиты являются наиболее поздними фазами формирования массива, Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные для альбититов и эгиринита получены впервые. По Sm–Nd данным для метасоматитов и карбонатитов построена единая изохрона (рис. 4а), наклон которой отвечает возрасту  $1887 \pm 58$  млн. лет (рис. 4),  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.6 \pm 0.6$ . При этом оказалось, что Rb–Sr система пород нарушена и не удовлетворяет изохронной модели, хотя аналитические точки, отвечающие альбититам, отчетливо тяготеют к линии с наклоном 1887 млн. лет (рис. 4б). Скорее всего, в процессе метасоматоза в систему был вовлечен стронций из вмещающих докембрийских пород с гетерогенным изотопным составом. Нарушение так же, могло происходить и в процессе наложенного более позднего метаморфизма, осложненного интенсивной разломной тектоникой, проявления которого наблюдаются в краевых частях различных комплексов массива.

Полученное значение возраста для метасоматитов не отличается от опубликованного ранее значения  $1885 \pm 20$  млн. лет для гипербазитов, фойдолитов и гранитоидов [12]. Таким образом, формирование всех четырех комплексов пород массива происходило синхронно в относительно узком временном интервале.

Также нельзя не отметить очень компактное распределение оценок одностадийного модельного возраста ( $T_{\text{DM}} = 2.2 \pm 0.1$ ) для всех изученных образцов, несмотря на весьма различные величины Sm/Nd отношения в них (табл. 3). Можно с уверенностью предположить, что источник расплава этих щелочных пород был обогащенным по крайней мере в течение 300 млн. лет до формирования пород массива Гремяха-Вырмес.

Для корректного сравнения начальных изотопных отношений щелочных метасоматитов и карбонатитов с ранее опубликованными [12] для ультраосновного, щелочного и щелочно-гранитного комплексов в табл. 3 начальные изотопные отношения рассчитаны на возраст 1885 млн. лет. Для метасоматитов величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0.74–1.85$ , для эгиринита –  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.84$ , величина начального изотопного соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.701125–0.703583$ , ( $\epsilon_{\text{Sr}}$  варьирует от  $-16.5$  до  $+18.4$ ).

Геохронологическое изучение пород массива Гремяха Вырмес началось с 70-х годов прошлого века [5, 8, 10, 11] и продолжается до настоящего времени [12, 13, 23–27]. На рис. 5 показаны ранее опубликованные геохронологические данные для гипербазитов, фойдолитов, гранитоидов и карбонатитов, полученные с применением разных изотопных систем, в сравнении с нашими Rb–Sr и Sm–Nd изохронными данными для щелочных метасоматитов и карбонатитов. Вариации значений возраста для комплекса гипербазит-базитов составляют от 1810 млн. лет (K–Ar система) [10]

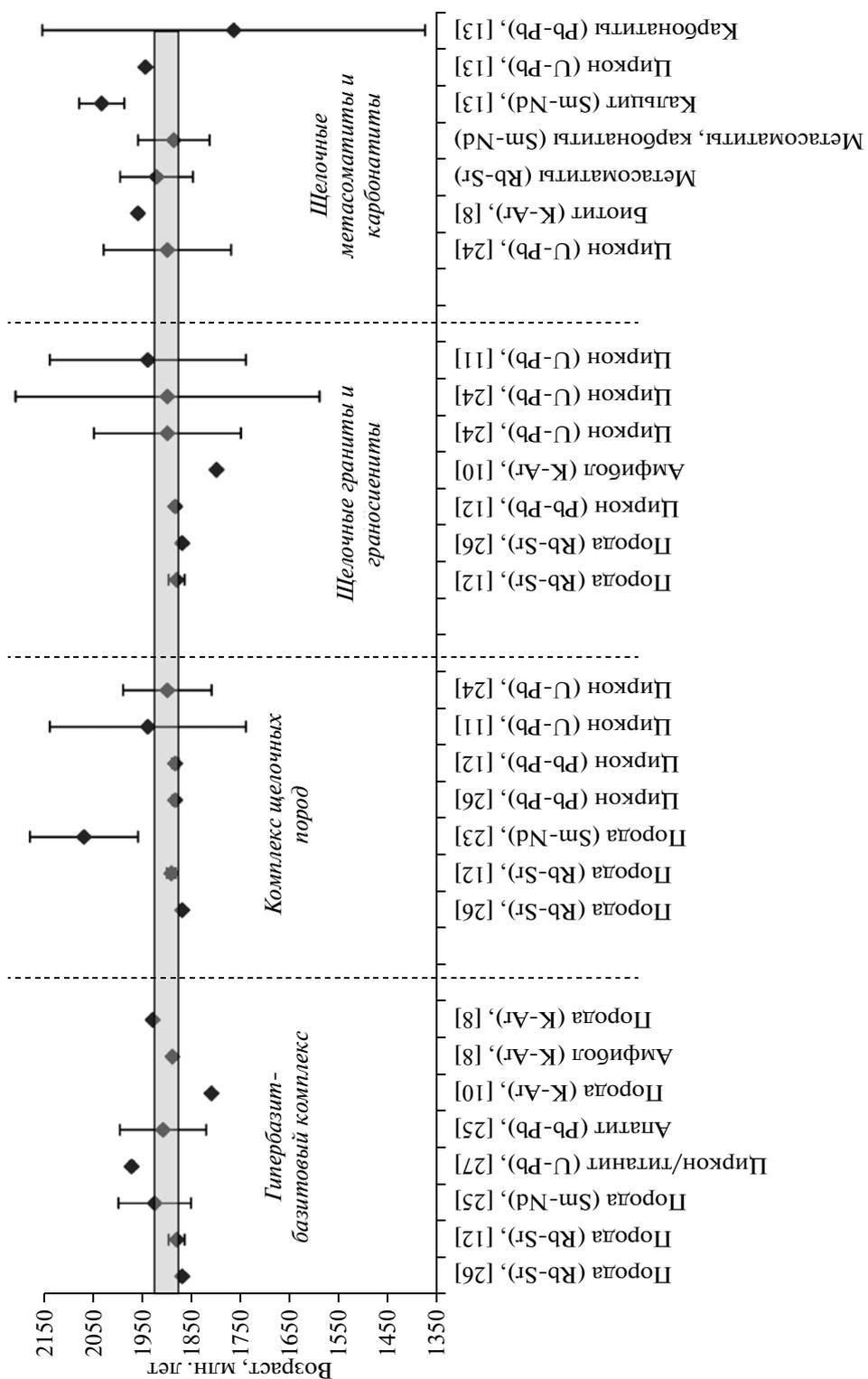


Рис. 5. Обобщающая диаграмма ранее опубликованных и полученных в настоящей работе данных изотопного датирования минералов и пород различных комплексов массива Гремяха-Вырмес.

Таблица 3. Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные для карбонатов, альбититов и эгиринита из массива Гремяха-Вырмес

№ п/п	Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	T <sub>DM</sub>
1	99-11.2	234	1101	0.6158	0.719577	0.000030	0.702871	8.7	10.20	75.0	0.08220	0.511297	0.000002	0.510278	1.56	2.11
2	21	25.1	799	0.0911	0.705513	0.000008	0.703043	11.2	6.34	36.4	0.10540	0.511583	0.000002	0.510275	1.51	2.16
3	101-54	22.0	314	0.2027	0.709083	0.000015	0.703583	18.9	3.19	15.40	0.12505	0.511844	0.000008	0.510292	1.85	2.19
4	22-20-14	7.82	380	0.0595	0.704475	0.000014	0.702861	8.6	3.80	18.89	0.12161	0.511775	0.000004	0.510267	1.34	2.22
5	99-380	4.05	507	0.0231	0.702982	0.000010	0.702355	1.4	2.75	11.81	0.14106	0.512033	0.000023	0.510283	1.67	2.28
6	103-75.5	74.7	3020	0.0716	0.704357	0.000008	0.702415	2.2	8.07	37.3	0.13098	0.511909	0.000009	0.510284	1.68	2.23
7	101-81.3	68.7	3299	0.0602	0.704423	0.000014	0.702789	7.6	78.1	447	0.10563	0.511546	0.000001	0.510236	0.74	2.21
8	103-61.5	57.6	864	0.1928	0.707213	0.000054	0.701982	-3.9	3.04	14.43	0.12751	0.511848	0.000007	0.510266	1.33	2.24
9	EGN	5.15	170.6	0.0873	0.703493	0.000012	0.701125	-16.1	5.51	30.8	0.10825	0.511635	0.000009	0.510292	1.84	2.14
10	102-3	79.2	12694	0.0180	0.703070	0.000013	0.702581	4.6	24.8	148.3	0.10112	0.511539	0.000003	0.510285	1.70	2.13
11	103-75.5	210	12748	0.0478	0.703906	0.000016	0.702611	5.0	35.3	201	0.10613	0.511591	0.000002	0.510274	1.49	2.16

Примечание. № 1–8 – альбититы, 9 – эгиринит, 10, 11 – карбонаты, номера образцов соответствуют табл. 1, 2.

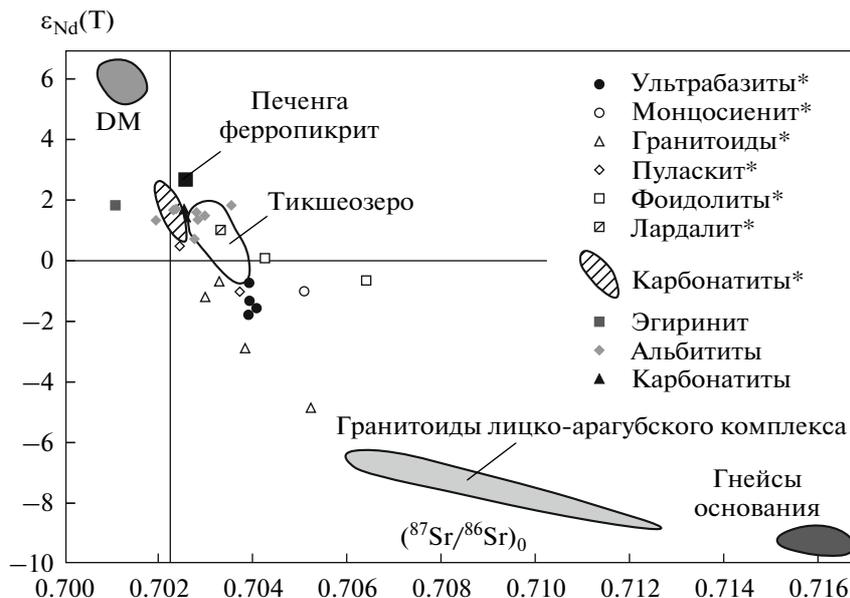


Рис. 6. Начальные изотопные отношения неодима и стронция для пород массива Гремяха-Вырмес: метасоматические породы и карбонатиты — наши данные, [13]; ультрабазиты, фойдолиты, гранитоиды Гремяхи-Вырмес и протерозойские породы Кольского п-ва — [12], литературные данные в легенде показаны звездочкой.

до  $1973 \pm 5$  млн. лет (U–Pb система) [27], (рис. 5). Для комплекса щелочных пород возрастные данные находятся в интервале от 1870 (Rb–Sr система) [26] до  $2070 \pm 110$  млн. лет (Sm–Nd система) [23], комплекса щелочных гранитов и граносиенитов — от 1800 (K–Ar система) [10] до  $1940 \pm 200$  (U–Pb система) млн. лет [11], (рис. 5). Остальные определения, в том числе в Pb–Pb системе укладываются в пределы этих значений, таким образом, интервал определений возраста пород массива, колеблется в пределах 150 млн. лет (рис. 5). В то же время, А.А. Арзамасцев с соавторами [12] на основании Rb–Sr, Sm–Nd и U–Pb геохронологических данных ограничивают временной интервал образования трех основных комплексов массива до  $1885 \pm 20$  млн. лет (на рисунке 5 показано серой полосой). На этом основании сделан вывод о практически одновременном внедрении нормальных ультраосновных и щелочных расплавов.

Наиболее молодое значение возраста было получено Саватенковым В.М. и др. [13], для карбонатитов —  $1765 \pm 390$  млн. лет (Pb–Pb система), которое они интерпретировали как отражение метаморфизма, проявленного на территории Кольского полуострова около 1750 млн. лет назад [13, 24]. Однако погрешность этой оценки такова, что она перекрывается с любой другой датой в интервале от ~1.4 до ~2.1 млрд. лет, полученной для этого массива, и, таким образом, не имеет особого смысла.

Полученные изотопные данные для редкометалльных руд, метасоматитов и карбонатитов, при

расчете их на возраст  $T = 1885$  млн. л, как средний для пород массива, позволили дополнить данные Арзамасцева А.А. с соавторами [12], объединяющие изотопные характеристики всех типов пород массива (в том числе вмещающих), а так же предполагаемых источников их образования (рис. 6).

Вариации изотопных отношений для пород массива Арзамасцев А.А. с соавторами [12] объясняют их формированием в результате смешения двух мантийных источников с дополнительной ассимиляцией корового материала. Изотопные данные для фойдолитов ийолитового ряда [12] очень близки к нашим данным, полученным для карбонатитов и редкометалльных руд (табл. 3). На диаграмме изотопных характеристик (рис. 6) пород массива Гремяха-Вырмес видно, что карбонатиты образовались из деплетированного источника мантии общего с фойдолитами, а альбититы и эгириниты унаследовали изотопный состав фойдолитов, по которым образовались метасоматически. Эти результаты подтверждают предложенную модель формирования редкометалльных руд по фойдолитам.

## ВЫВОДЫ

В ходе проведенных геохимических исследований крупнейшего протерозойского щелочно-ультраосновного массива Гремяха-Вырмес (Кольский п-в) охарактеризован комплекс щелочных метасоматитов и карбонатитов. В щелочных метасоматитах выявлено 2 типа редкометалльных руд: ниобиевые, альбититового типа с аксессуар-

ным цирконом и циркониевые, эгиринитового типа с аксессуарным пироксолом.

В щелочных метасоматитах и карбонатитах изучен состав петрогенных и редких элементов. Спектры распределения редких элементов в альбититах и эгиринитах сходны. Наиболее геохимически близкими породами к метасоматитам являются фойдолиты.

Впервые получены изотопные данные (Sm/Nd, Rb/Sr системы) для щелочных метасоматитов и определено время формирования редкометального оруденения массива Гремяха Вырмес —  $1887 \pm 58$  млн. лет, которое соответствует возрасту образования массива. Формирование метасоматитов, в том числе редкометальных руд, карбонатитов и главных типов пород массива — гипербазитов и фойдолитов происходило синхронно в относительно узком временном интервале.

Полученные изотопные данные для щелочных редкометальных метасоматитов и карбонатитов, при расчете их на возраст  $T = 1885$  млн. л, позволили оценить положение этих пород на диаграмме мантийных корреляций, объединяющей изотопные характеристики всех типов пород массива. Карбонатиты, рудные метасоматиты и фойдолиты попадают в деплетированную часть диаграммы, что свидетельствует о значительной роли метасоматических процессов в мантийной зоне магмообразования.

Суммируя полученные данные по геохимическому и изотопному составу карбонатитов, щелочных метасоматитов (в том числе редкометальных руд) и фойдолитов, близко-одновременному возрасту формирования этих пород, вероятно, общему мантийному деплетированному источнику можно предположить следующую модель формирования редкометальных метасоматитов массива Гремяха-Вырмес. Карбонатиты могут рассматриваться как поздние производные щелочной магмы и иметь единый с ней источник. Внедрение карбонатитов вызвало обширный метасоматоз вмещающих гипербазитов и щелочных пород (преимущественно фойдолитового состава) центральной зоны массива. Карбонатиты могли быть источником U, Th, Zr, Nb, REE, их внедрение в сочетании со сложной тектонической обстановкой могло вызвать обширный метасоматоз вмещающих фойдолитов. Образующиеся альбититы и эгириниты являются продуктом реакции карбонатитов с фойдолитами, которые выступали в роли геохимического барьера и сформировали редкометальное оруденение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Даин А.Д., Жабин С.В., Каменев Е.А. Минерально-сырьевая база Мурманской области // Горный журнал. 1998. № 4. С. 20–30.
2. Шолохнев В.В., Горбачева С.А., Романов В.Е., Осокин А.С. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит и другие полезные ископаемые в западной части массива Гремяха-Вырмес за 1982–85 гг. (РСФСР, Мурманская область, Кольский район). Мончегорск. ЦККГЭ. 1985. Гос. Регистрационный номер № 29-88-385/5.
3. Кирнарский Ю.М. Пироксолом из пород Эгиринового Наволока (Кольский полуостров) // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Кировск: КолФАН СССР. 1959. С. 85–90.
4. Сорохтина Н.В., Козарко Л.Н., Шпаченко А.К. Новые данные по минералогии и геохимии редкометального оруденения массива Гремяха-Вырмес // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 243–247.
5. Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Е.Н., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском п-ве. М.: Наука. 1967. 236 с.
6. Шпаченко А.К., Вурсий Г.Л. Геология комплекса щелочных пород массива Гремяха-Вырмес / Карбонатиты Кольского полуострова. Сб. статей. С-П.: СПбГУ. 1999. С. 125–126.
7. Вурсий Г.Л. О составе клинопироксенов и оливинов гипербазит-базитов Плутона Гремяха-Вырмес // Вестник МГТУ. Т.3. № 2. 2000. С. 285–292.
8. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев И.Ф., Орлова М.П. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита / Труды Ленингр. общ-ва естествоисп. Л.: Недра. 1971. Т. XXII. В. 2. 280 с.
9. Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука. 1976. 214 с.
10. Булах А.Г. К минералогии щелочных гранитов тундры Гремяха на Кольском полуострове // Вестник СПбГУ. Сер. 7. В. 3. 1997. С. 18–28.
11. Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Бельков И.В., Виноградова Г.В. Петрохимические типы и последовательность образования интрузивных серий в полиформационном массиве Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. / Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты. КолФАН СССР. 1985. С. 3–13.
12. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 384–414.
13. Саватенков В.М., Пушкарев Ю.Д., Сергеев А.В., Сулимов Р.Б. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // ГРМ. 1999. Т. 41. № 5. С. 449–454.
14. Шпаченко А.К., Богданова А.Н., Сорохтина Н.В. Минералогия щелочных и карбонатных пород массива Гремяха-Вырмес: новые данные / Карбонатиты Кольского полуострова. Сб. статей. С-П.: СПбГУ. 1999. С. 127–128.
15. Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Сенин В.Г. Графит в минеральных ассоциациях массива Гремяха-Вырмес / Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогиче-

- ского общества, посвященной 50-летию Кольского отделения Российского Минералогического общества. Апатиты. 27–28 апреля 2006 г. Апатиты: Изд. К&М. 2006. С. 136–139.
16. *Sorokhtina N.V., Kogarko L.N., Shpachenko A.K., Senin V.G.* REE mineralization in graphite-bearing albitites and carbonatites from the Gremiakha-Vyrmes massif of the Kola Peninsula / *Geochemistry of magmatic rocks. XXVII International Conference School "Geochemistry of alkaline rocks". Moscow-Koktebel'. Russia-Ukraine. September 9–16. 2010. P. 186–188.*
  17. *Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Кононкова Н.Н.* Ферриалланит-(Се) из карбонатитовых жил массива Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров / Всероссийская (с международным участием) научная конференция, посвященная 90-летию со дня рождения д.г.м.-н. Е.К. Козлова. "Проблемы рудогенеза докембрийских щитов". Апатиты. 14–15 апреля 2008 г. Апатиты: Изд. К&М. 2008. С. 276–280.
  18. Стандартные отрасли. Управление качеством аналитических работ. Методики количественного химического анализа. М.: Изд-во ВИМС. 1999. 96 с.
  19. *Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 1a. 1999.
  20. *Woolley, A.R., Kempe, D.R.C.* Carbonatites: Nomenclature, Average Chemical Compositions, and Element Distributions / In *Carbonatites: Genesis and Evolution.* (Ed. by Keith Bell). London: Unwin Hyman. Ltd.. 1989. 618 p.
  21. *McDonough W. F., Sun S.-S.* The composition of the Earth. // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. P. 223–254.
  22. *Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов Н.А.* Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: ЗАО "Геоинформмарк". 1998. С. 269.
  23. *Карпенко С.Ф., Когарко Л.Н.* Источник протерозойского щелочного магматизма восточной части Балтийского щита / Тез. докл. XV Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова. М. ГЕОХИ. 1998. С. 120.
  24. *Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в эволюции системы кора–мантия. Л.: Наука. 1990. 216 с.
  25. *Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Сергеев А.В., Гончаров Г.Н., Пушкарев Ю.Д.* Sm–Nd, Rb–Sr и Pb–Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании // *Зап. ВМО.* 1998. № 5. С. 15–25.
  26. *Bea F., Arzamastsev A.A., Montero P., Arzamastseva L.V.* Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. 140. P. 554–566.
  27. *Вурсий Г.Л., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.* Структура и возраст гипербазит-базитов плутона Гремяха-Вырмес / Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов Российской конференции по изотопной геохронологии. М. 2000. ГЕОС С. 99–100.