

ИЗОТОПНО-ГАЗОВЫЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Нивин В.А.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, nivin@geoksc.apatity.ru

Уникальные по масштабам месторождения фосфора и редких металлов, связанные, соответственно с Хибинским и Ловозерским нефелин-сиенитовыми массивами, циркония, фосфора и железа в Ковдорском щелочно-ультраосновном с карбонатитами комплексе изучены довольно детально и всесторонне. Тем не менее, многие вопросы, касающиеся условий, в частности, флюидного режима формирования месторождений, особенностей их постмагматических изменений, последовательности образования разных генераций рудных минералов, пока остаются дискуссионными. Одним из подходов к пониманию этих вопросов является изучение распределения изотопов гелия и аргона - признанных геохимических трассеров различных геологических процессов, в частности, успешно использовавшихся для идентификации источников плюма, инициировавшего палеозойский щелочной магматизм Кольской провинции [9].

Извлечение газов из пород и минералов для последующих масс-спектрометрических измерений осуществлялось плавлением образцов в высоковакуумной электропечи или же их механическим измельчением в вакуумированных стеклянных ампулах [2, 9]. В первом случае экстрагировался газ из всего объема образца, во втором - преимущественно из вакуолей флюидных микровключений. При интерпретации газо-геохимических данных использовались известные оценки концентраций и изотопных отношений благородных газов в метеорных водах с растворенным в них атмосферным воздухом, земной коре и субконтинентальной литосферной мантии. В частности, для перечисленных резервуаров принимались следующие оценки отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$, соответственно: 1.4×10^{-6} , 295.6 и $(5-30) \times 10^{-8}$ (метеорные воды), $(1-7) \times 10^{-8}$, > 40000 и $(1.7 - 20) \times 10^{-4}$ (кора), $(0.8 - 1.0) \times 10^{-5}$, < 40000 и $0.1 - 1$ (литосферная мантия).

Породы (апатито-нефелиновые, ийолит-уртиты и рисчорриты) рудоносного комплекса Хибин, слагающего срединную дугообразную (почти кольцевую) структуру массива, характеризуются большей, по сравнению с окружающими нефелиновыми сиенитами, изменчивостью изотопно-газовых показателей (таблица). Установленная закономерность последовательного увеличения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ от массивных хибинитов внешней зоны, к трахитоидным хибинитам и, далее, к фойяитам центральной части массива, в этой структуре нарушается [5]. Апатито-нефелиновые руды по уровню общих концентраций и соотношений изотопов гелия и аргона оказываются ближе к карбонатитам, чем к нефелиновым сиенитам. Газо-геохимические особенности руд и собственно апатита, включая разные его генерации [4] позволяют предполагать (1) интенсивную дегазацию мантийного щелочного расплава при подъеме его на гипабиссальный уровень с потерей большей части первичных гелия и аргона, (2) относительную закрытость системы во время магматической кристаллизации и (3) усиление, по мере снижения температуры, взаимодействия остаточного магматического флюида с циркулирующими метеорными водами, способствовавшего частичной перекристаллизации ранее сформировавшихся минералов. Последним обстоятельством, по-видимому, обусловлены лучшая сохранность первичных глубинных и обеднение атмогенными летучими компонентами одного из двух основных морфологических типов апатита – крупно-среднезернистого, по сравнению с «сахаровидным», хотя, по мнению большинства исследователей, первый считается продуктом преобразования второго. В изначально более крупных кристаллах выше вероятность сохранения центральных их зон, захвативших магматический флюид с повышенным $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношением, от низкотемпературных постмагматических преобразований, сопровождавшихся захватом газов с воздушным отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

Примечательно, что апатиты из пегматитов и поздней гидротермальной натролитовой жилы по изотопным характеристикам оказались ближе к тонкозернистому апатиту рудных тел [4].

Таблица. Вариации и средние значения индикаторных отношений изотопов гелия и аргона в породах и минералах щелочных массивов Кольской провинции

Комплекс (серия, группа) пород	Пределы колебаний (над чертой) и средние (медианы) значения (под чертой) изотопно-газовых параметров (в скобках - количество образцов)					
	В породах/минералах (в целом)			Во флюидных включениях		
	$^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-8}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^3\text{He}/^{36}\text{Ar} \times 10^{-4}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-8}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^3\text{He}/^{36}\text{Ar} \times 10^{-4}$
Х и б и н с к и й м а с с и в						
Хибиниты, фойяиты	<u>0.7 – 40</u> 5.7 (25)	<u>920 – 16200</u> 4320 (25)	<u>0.06 – 52</u> 0.9 (25)	<u>1.2 – 94</u> 22 (54)	<u>605 – 2090</u> 953 (9)	<u>0.04 – 294</u> 6.2 (9)
Карбонатиты	<u>1.0 – 11.3</u> 2.1 (8)	<u>430 – 1850</u> 676 (7)	<u>0.4 – 15</u> 3.4 (7)	<u>0.8 – 15</u> 2.7 (5)	<u>866</u> 866 (1)	<u>5.8</u> 5.8 (1)
Рудный комплекс ¹⁾	<u>0.8 – 58</u> 5 (15)	<u>344 – 4155</u> 1290 (15)	<u>1.2 – 38</u> 6.4 (15)	4 – 640 66 (40)	<u>447 – 3710</u> 1160 (15)	<u>0.1 – 270</u> 74 (15)
АНР ²⁾	<u>0.15 – 122</u> 1.7 (29)	<u>290 – 15520</u> 1044 (29)	<u>0.7 – 182</u> 6.2 (29)	<u>0.4 – 336</u> 30 (27)	<u>296 – 3490</u> 800 (22)	<u>0.05 – 538</u> 59 (22)
Л о в о з е р с к и й м а с с и в						
Безрудные породы ³⁾	<u>1-15</u> 7.0 (14)	<u>601 – 18100</u> 7150 (14)	<u>0.9 – 435</u> 21 (14)	<u>1.6 – 34</u> 8.3 (27)	<u>362 – 3600</u> 603 (15)	<u>0.2 – 296</u> 3.6 (15)
Лопаритовые руды	<u>0.2 – 4.7</u> 1.0 (13)	<u>316 – 1290</u> 953 (13)	<u>3.1 – 673</u> 24 (13)	<u>0.4 – 18</u> 1.0 (14)	<u>311 – 1730</u> 357 (9)	<u>0.2 – 118</u> 14 (9)
К о в д о р с к и й м а с с и в						
УиЩ ⁴⁾	<u>20 – 1080</u> 513 (8)	<u>632 – 20700</u> 2900 (8)	<u>104 – 1640</u> 312 (8)	<u>658 – 1960</u> 1350 (21)	<u>1108 – 2985</u> 2040 (6)	<u>140 – 1330</u> 606 (6)
Карбонатиты	<u>20 – 552</u> 127 (13)	<u>1540 – 50000</u> 3300 (13)	<u>6 – 4523</u> 97 (13)	<u>62 – 559</u> 174 (12)	<u>2080 – 3740</u> 2910 (2)	<u>154 – 531</u> 343 (2)
Фоскориты	<u>28 – 670</u> 390 (11)	<u>330 – 2240</u> 1260 (11)	<u>28 – 1520</u> 169 (11)	<u>68 – 1700</u> 420 (20)	<u>419 – 6077</u> 1374 (16)	<u>1 – 868</u> 142 (16)

Примечания: 1) Без апатито-нефелиновых руд; 2) Апатито-нефелиновые руды; 3) Уртиты, луавриты, ювиты, эвдиалитовые луавриты; 4) Ульграсосновные и щелочные.

Лопаритовые малиньиты, ювиты, уртиты и луавриты Ловозерского массива отличаются от аналогичных пород, не несущих промышленной рудной минерализации, меньшими вариациями основных изотопных показателей, высокими концентрациями гелия, низкими $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениями (таблица). При этом, в рудном малиньите выявлено пятикратное, а в лопаритах – более чем на два порядка величины, превышение измеренного количества ^3He над рассчитанным исходя из содержаний U, Th, Li и K - родительских элементов для радиогенных изотопов благородных газов, и возраста массива. В то же время, как плавлением, так и измельчением, из лопарита выделяются газы с очень низкими, близкими к воздушному, отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, характерными для минералов явно гидротермального происхождения. Взаимная несогласованность изотопных параметров ловозерского лопарита отражает, по-видимому, двойственную природу этого минерала. С одной стороны, имеются убедительные доказательства его раннемагматической кристаллизации в рудных залежах [3, 11], а с другой – формирование лопаритового оруденения связывается с гидротермально-метасоматической переработкой зон контакта разных типов пород [7]. Ряд геологических данных указывает на возможность существования двух генераций лопарита, одна из которых может иметь метасоматическое происхождение [6]. Учитывая часто наблюдаемую зональность лопарита, можно предположить захват аргона с воздушным изотопным отношением лишь внешними зонами кристаллов минерала, нарастающими вплоть до сравнительно поздней постмагматической

стадии. А избыточный по отношению к расчетному, захваченный мантийный ^3He , напротив, сосредоточен в центральной раннемагматической части кристаллов лопарита. Совокупные данные по распределению изотопов He и Ar в породах и рудах Ловозерских лопаритовых месторождений подтверждают или предполагают: (а) общую направленность эволюции флюида как в магматической камере в целом, по мере кристаллизации расплава снизу вверх так и в каждом отдельном слое по мере его консолидации на фоне снижения температуры; (б) относительную закрытость системы флюид-порода во время магматической кристаллизации расплава и на самых ранних стадиях постмагматических преобразований, а также преимущественно аутометасоматический характер последних; (в) максимальные потери первичных флюидных компонентов на докристаллизационном магматическом этапе и на сравнительно низкотемпературных завершающих стадиях эпимагматических изменений, сопровождавшихся также наиболее интенсивным разбавлением магматического флюида атмосферной составляющей; (г) наиболее раннюю магматическую кристаллизацию большей части лопарита относительно других ассоциирующих минералов; (д) возможность частичного образования (преобразования) рудной минерализации или внешних зон некоторых кристаллов лопарита на сравнительно низкотемпературном постмагматическом этапе при участии метеорных вод.

Рудные фоскориты Ковдора занимают среднее положение между сериями ультраосновных и щелочных пород, с одной стороны, и карбонатитов – с другой, по величине $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения в породах и минералах в целом и во флюидных включениях, а также минимальными отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ (таблица). Основными концентраторами захваченных изотопов благородных газов в фоскоритах являются клинопироксен, магнетит и форстерит. Кальцит и, особенно, апатит в наименьшей степени сохраняют эти компоненты. Обычно наблюдается снижение индикаторных изотопных отношений от ранних минералов, захвативших в меньшей степени измененный мантийный флюид, к более поздним минеральным ассоциациям, в флюидной фазе которых возрастает роль атмосферной компоненты. В частности, выявлено закономерное уменьшение величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ в последовательности форстерит (клинопироксен) – магнетит – апатит – кальцит, почти совпадающей с порядком их кристаллизации. Исключением является апатит, большая часть которого образуется раньше магнетита, однако который очень подвержен влиянию поздних низкотемпературных процессов. Более низкие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ во флюидных включениях крупных идиоморфных кристаллов магнетита по сравнению с мелкозернистым магнетитом из того же образца фоскорита могут свидетельствовать, что первый является не реликтовым, как иногда считается, а новообразованным за счет собирательной перекристаллизации [12].

Таким образом, газо-геохимические особенности рудных комплексов и собственно разнотипного оруденения отражают их формирование в условиях и областях повышенной неравновесности в магматических системах по сравнению с вмещающими породами массивов, что уже отмечалось и ранее [1 и др.]. В пределах месторождений подобные условия, по-видимому, сохранялись и на постмагматических этапах их эволюции, определяя здесь большую неравномерность сравнительно низкотемпературных преобразований. Общим для рудной минерализации всех трех изученных массивов является участие в ее формировании поверхностных метеорных вод, наименее заметное в Ковдоре. Влияние таких вод на минералообразование в Хибинском и Ловозерском массивах предполагается также по изотопному составу кислорода [8, 10].

Полученные результаты подтверждают, что комплексное изучение изотопного состава гелия и аргона в кристаллической матрице и флюидных включениях пород и минералов оказывается весьма полезным не только при исследованиях магматизма в региональном масштабе, но и при решении задач, связанных с реконструкцией условий эволюции отдельных рудно-магматических систем и флюидного режима формирования месторождений полезных ископаемых.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (проект 00-05-64174) и ведущей научной школы НШ-03-4-3 «Щелочной магматизм Земли».

Литература

1. Дудкин О.Б. К проблеме рудоносности щелочных плутонов. Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 299-306.
2. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов. М., 1998. С. 115.
3. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. № 5. С. 387-403.
4. Нивин В.А., Икорский С.В., Дудкин О.Б. Изотопы гелия и аргона в апатитах Хибинского массива // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды II Ферсмановской научной сессии КО РМО, Апатиты, 18-19 апреля 2005 г. Апатиты: Изд-во «К & М», 2005. С. 129-132.
5. Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л. Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 129-142.
6. Осокин Е.Д. Редкометалльная минерализация и генетические аспекты формирования Ловозерского массива // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 168-178.
7. Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпахк, Ловозерский массив, Кольский полуостров // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии КО РМО, Апатиты, 27-28 апреля 2006 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2006. С. 128-131.
8. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
9. Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др. Идентификация вещества нижнементийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов // Препр. Апатиты-Нанси-Брюссель, 1999. 97 с.
10. Ульянов А.А., Устинов В.И., Турчкова А.Г., Пеков И.В. Изотопный состав кислорода минералов из высокощелочных пород Хибинского массива (Кольский полуостров, Россия) // Вестн. Моск. ун-та. 2001. Сер. 4. Геология. С. 54-63.
11. Kogarko L.N., Williams C.T. and Woolley A.R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, apatitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 1-24.
12. Nivin V., Liferovich R., Ikorsky S., Balaganskaya E. and Subbotin V. Noble gas isotopes in minerals from phoscorites and carbonatites in Kovdor and Seblyavr ultramafic-alkaline complexes (Kola alkaline province, NW Russia). Per. Mineral. 2003. V. 72. P. 135-145.