

УДК 552.32.6 (470.21)

МАНТИЙНЫЙ ФЛЮИД В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ: ИЗОТОПЫ He И Ar В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ЛИЦКО-АРАГУБСКОГО ДИОРИТ-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

© 2002 г. В. Р. Ветрин, И. Л. Каменский, С. В. Икорский

Геологический институт Кольского научного центра РАН
184200 Апатиты, Мурманская обл., Россия; e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 02.10.2001 г.

Изучен изотопный состав He и Ar в породах и минералах раннепротерозойского лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса, расположенного в северо-западной части Кольского полуострова. Первичное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в захваченном гранитоидами флюиде составляет $(3-5) \times 10^5$, что существенно ниже значения этого отношения в породах континентальной коры ($\sim 1 \times 10^8$), но превышает таковое в наиболее постоянном резервуаре Земли – верхней мантии (8.9×10^4). Генетическая интерпретация изотопного состава He во флюиде проведена в рамках модели смешивания гелия континентальной коры и мантийного гелия, за источник которого на основании результатов изучения глубинных ксенолитов принята обогащенная мантия региона. Различие концентраций и изотопного состава гелия в минералах и породах “диоритовой” и “гранитовой” ассоциаций объясняется исходя из различной степени дегазации материнских расплавов и последующей генерации радиогенного изотопа ^4He in situ. Показано присутствие атмосферной компоненты в составе аргона, выделенного из пород и минералов гранитоидов.

Изотопные составы благородных газов в породах земной коры и мантии Земли существенно различаются, что представляет уникальную возможность изучения процессов плюм-литосферного и мантийно-корового взаимодействия. Величина отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в породах континентальной коры составляет $\sim 1 \times 10^8$, в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB), образованных при плавлении верхней мантии, равна 8.9×10^4 и в породах горячих точек (Гавайи, Йеллоустон, Исландия и др.) понижается до $\leq 2 \times 10^4$ (Tolstikhin, Marty, 1998), что поддерживает гипотезу происхождения мантийных плюмов из глубинных магматических источников, отличных от

резервуара MORB. Гелий-аргоновые характеристики основных резервуаров Земли приведены в табл. 1.

В докембрийских породах оценка исходных концентраций и изотопных соотношений затруднена, что вызвано их метаморфическими изменениями, низким содержанием гелия в результате его диффузии из пород и минералов, существенной добавкой радиогенного изотопа ^4He , а также плохой сохранностью главных минералов концентраторов и носителей гелия. Тем не менее имеются результаты успешного изучения докембрийских пород ультраосновного (Richard et al., 1996), основного (Tolstikhin et al., 1992) среднего и

Таблица 1. He-Ar характеристики основных резервуаров Земли

Резервуар	$^4\text{He}/^3\text{He} \times 10^4$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Литературный источник
Нижняя мантия (LM)	0.55	5300	(Tolstikhin, Marty, 1998)
Верхняя мантия (UM, MORB)	8.9	39000	То же
Обогащенная мантия (EM)	6.7	<1400	(Hart et al., 1985; Hanyu et al., 1999)
Деплетированная мантия (DM)	15	21.000	(Chauvel et al., 1992)
NIMU (“high μ mantle”)	10–100	<1400	(Zindler, Hart, 1986; Hanyu et al., 1999)
Континентальная кора (C)	10.000	>10.000	(Mamyrin, Tolstikhin, 1984)
Атмосфера (A)	71	295.5	(Шуколюков, Левский, 1972)

кислого составов (Kamensky et al., 1990), показывающие эффективность исследования изотопии благородных газов в древних породах с целью реконструкции эволюции состава летучих при формировании коры и мантии Земли в докембрии.

Нами выполнено изучение концентраций и изотопного состава He и Ar в породах и минералах раннепротерозойского лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса, расположенного в северо-западной части Кольского полуострова и образованного в результате плавления континентальной коры при внедрении в нее расплавов мантийного генезиса. Главные задачи исследования заключались в изучении возможности применения изотопного состава благородных газов для решения вопросов происхождения флюидной фазы в докембрийских гранитоидах. Проанализированы также причины, вызвавшие изменение первичных отношений изотопов благородных газов в "диоритовой" и "гранитовой" ассоциациях комплекса. Проведено сопоставление изотопного состава He и Ar в мелкозернистых гранитах 4-й фазы лицко-арагубского комплекса, образующих дайковые тела как на уровне современного эрозионного среза, так и в разрезе Кольской сверхглубокой скважины.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Кольский полуостров расположен на северо-восточной окраине Балтийского щита, представляющего собой крупнейший выступ фундамента Восточно-Европейской платформы и состоящего из Кольско-Карельской, Свекофеннской и Свеконорвежской провинций (Земная кора..., 1978; Windley, 1992). Кольско-Карельская провинция сложена главным образом архейскими породами и состоит из Кольской, Карельской и Беломорской субпровинций, образующих мегаблоки, ограниченные глубинными разломами. Кольская субпровинция, занимающая северную часть щита, включает Кольский полуостров, часть Северной Карелии, Финскую Лапландию, область Финмарк Северной Норвегии и состоит из крупных блоков – Мурманского, Кольско-Норвежского, Инари, Кейвского, Беломорского и Терского. Эти блоки разделены архейскими и раннепротерозойскими мобильными поясами – Северо-Кольским, Терско-Аллареченским, Лапландско-Колвицким и Печенгско-Варзугским (рис. 1а).

Печенгская рифтогенная структура, сформировавшаяся в интервале 2.3–1.8 млрд. лет (Кольская сверхглубокая..., 1998), располагается на северо-западном фланге протерозойского вулканического пояса, который протягивается через весь Кольский полуостров и состоит из двух частей: собственно Печенгской и Имандра-Варзугской. В северной части Печенгской структуры пробурена Кольская сверхглубокая скважина (КСГС),

вскрывшая в интервале 0–6842 м осадочно-вулканические породы палеопротерозойского печенгского комплекса и на глубинах 6842–12261 м – архейские супракрустальные породы с возрастом 2.83–2.93 млрд. лет (Chen et al., 1994; Кольская сверхглубокая..., 1998; Бибикина и др., 1993).

Гранитоиды лицко-арагубского комплекса образуют цепь интрузивных тел площадью около 900 км² в восточном обрамлении Печенгской структуры и по отношению к ней представляют собой постскладчатые и постметаморфические массивы. Крупнейшим из них является Лицкий массив площадью 580 км², кристаллизация которого происходила на глубине 5–8 км. Расположенные к северо-востоку массивы Лебяжка и Нял-явр имеют площадь соответственно 65 и 40 км² (рис. 1б). Локализация массивов контролировалась тектонической зоной северо-восточного простирания длиной около 200 км при ширине до 50 км. По геолого-геохимическим особенностям гранитоиды лицко-арагубского комплекса подразделяются на две дискретные ассоциации – "диоритовую" и "гранитовую", между которыми нет взаимопереходов. Первая ассоциация представлена породами 1-й и 5-й интрузивных фаз, и вторая ассоциация – гранитоидами 2–4-й фаз. К первой фазе относятся монодиориты, субщелочные габбро, кварцевые диориты с жильной серией диоритовых порфиритов и лампрофиров, к заключительной (пятой) фазе – сиениты, граносиениты, кварцевые монцитониты. Они были образованы, как представляется, при дифференциации всплывшего к основанию гранитного слоя мантийного астенолита. Порфировидные гранодиориты и граниты второй (главной) фазы, лейкократовые слабо порфировидные граниты (3-я фаза) и мелкозернистые граниты (4-я фаза) формировались при дифференциации очага вторичной гранодиоритовой магмы, возникшей при палингенезе пород коры в термическом куполе над мантийным астенолитом (Ветрин и др., 1975). Перед внедрением пород комплекса коровый субстрат был переработан глубинными флюидами, обогащенными K, Zr, Nb, REE и обусловившими образование метасоматических порфиروбластических пород, близких по составу к гранодиоритам и гранитам.

Возрастные определения, выполненные K-Ar методом по биотитам из пород 1-й и 2-й фаз комплекса и из порфиروбластических гранодиоритов, свидетельствуют о формировании этих пород в узком возрастном интервале 1750 ± 50 млн. лет и согласуются с результатами определения возраста гранитоидов Rb-Sr методом – 1720 ± 80 млн. лет (Пушкарев, 1990).

На глубине 9100–11200 м в архейском комплексе КСГС мелкозернистые, иногда слабо порфировидные граниты, аналогичные грани-

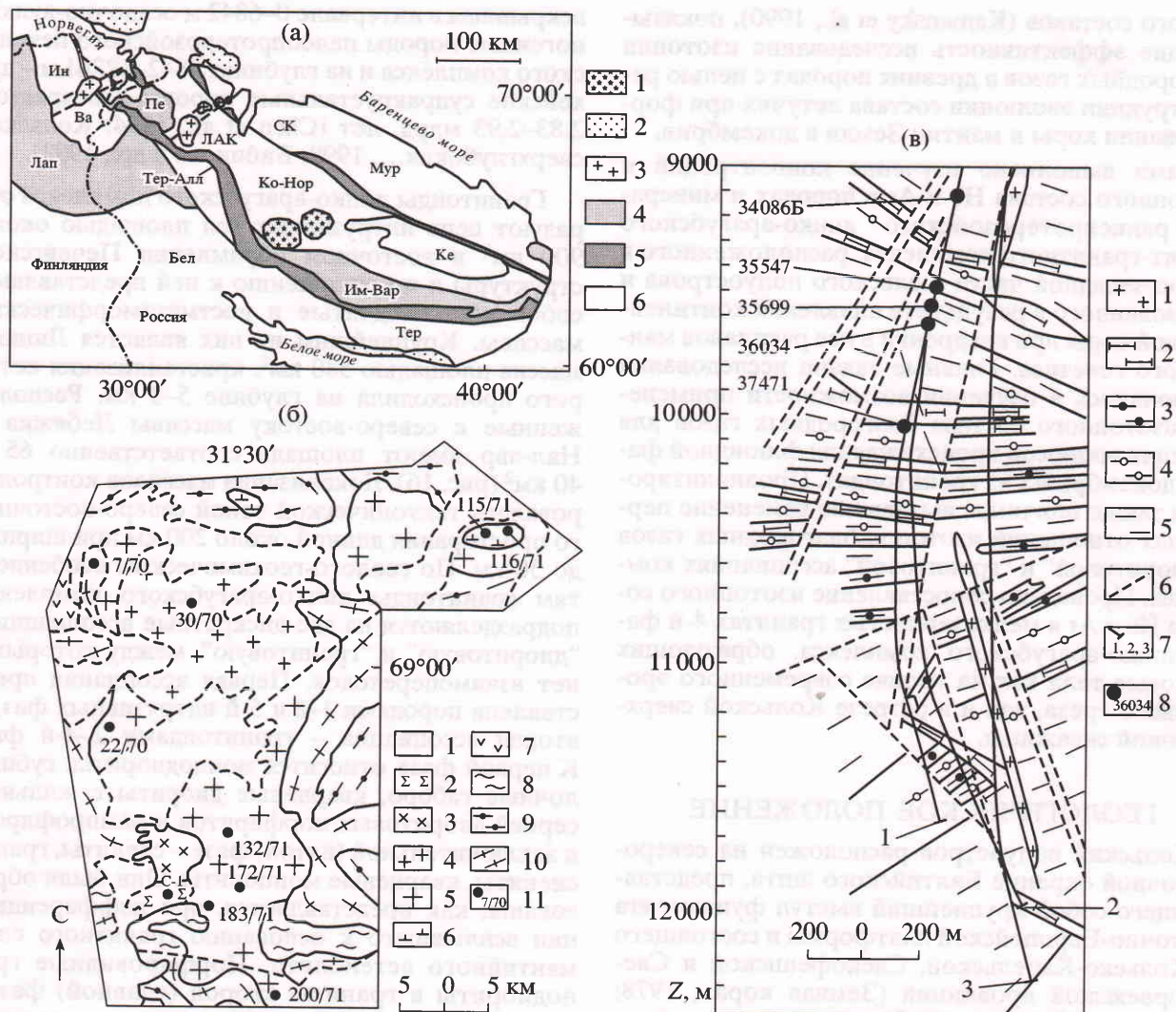


Рис. 1. Схема тектонического районирования Кольской субпровинции (а), опробования массивов лицко-арагубского комплекса (б), опробования мелкозернистых гранитов в разрезе архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (в). (а): 1 – интрузии нефелиновых сиенитов, 2 – позднепротерозойские осадочные образования, 3 – раннепротерозойские интрузии лицко-арагубского комплекса (ЛАК) и массива Вайноспаа (Ва), 4 – раннепротерозойские складчатые пояса (Пе – Печенга, Им-Вар – Имандра-Варзуга, Лап – Лапландско-Кольвицкий), 5 – позднеархейские складчатые пояса (СК – Северо-Кольский, Тер-Алл – Терско-Аллареченский), 6 – блоки пород архейского фундамента (Мур – Мурманский, Ке – Кейвский, Ко-Нор – Кольско-Норвежский, Тер – Терский, Бел – Беломорский, Ин – Инари).

(б): 1 – четвертичные образования, 2–6 – породы 5 – 1-й фаз комплекса: 2 – сиениты, граносиениты, кварцевые монцитоны 5-й фазы, 3 – мелкозернистые граниты 4-й фазы, 4 – мелкопорфировидные граниты 3-й фазы, 5 – порфировидные гранодиориты 2-й (главной) фазы, 6 – монодиориты, субщелочные габбро, кварцевые диориты 1-й фазы; 7, 8 – раннепротерозойские породы Печенгской (7) и Толпъвыд-Кеулик (8) структур; 9 – высокоглиноземистые гнейсы; 10 – биотитовые гнейсы и гранитогнейсы; 11 – места отбора образцов и их номер.

(в): 1 – мелкозернистые граниты, 2 – пара- и ортоамфиболиты, 3 – железистые кварциты и амфибол-магнетит-кварцевые сланцы, 4 – гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, 5 – гнейсы тоналит-трондьемитового состава, 6 – тектонические разломы и швы, 7 – номера стволов скважины в хронологической последовательности, 8 – места отбора образцов и их номер.

там 4-й фазы лицко-арагубского комплекса, образуют многочисленные дайковые тела мощностью от первых сантиметров до 10–15 м. Конкордантный U-Pb возраст цирконов из этих пород с глубин 9100–9700 м составляет 1765 ± 2 млн. лет (Кольская сверхглубокая..., 1998). Близкое время

кристаллизации – 1762 ± 9 млн. лет установлено по циркону из мелкозернистых жильных гранитов лицко-арагубского комплекса на поверхности (Ветрин и др., 2000). Аналогичный возраст имеют порфировидные граниты массива Вайноспаа (1790 ± 22 млн. лет, Нунта, 1986), расположенные

к западу от Печенгской структуры вдоль зоны Инари-Киркенесского разлома северо-восточного простирания (рис. 1а).

ОБРАЗЦЫ И ПРИМЕНЯВШИЕСЯ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы отбирались из пород, вскрытых искусственными выработками, или из естественных обнажений Лицкого массива, и только субщелочные габбро первой фазы отобраны из ксенолита этих пород в порфировидных гранодиоритах массива Нял-явр (рис. 1б). Образцы мелкозернистых гранитов из керна КСГС подняты с глубин 9128–10068.5 м (рис. 1в), где они образуют жильные тела мощностью от нескольких сантиметров (обр. 35699, 36034) до 10 м (обр. 35547).

Выделение газов из пород и минералов производилось методами плавления и дробления (Каменский и др., 1984; Толстикхин и др., 1999; Икорский, Каменский, 1998). Перед плавлением образцы массой 0.2–0.4 грамма, раздробленные до 0.25–0.5 мм, помещались в кассету вместимостью до 7 образцов, которая откачивалась до достижения высокого вакуума. После этого образцы последовательно сбрасывались в молибденовый тигель и нагревались до 1700°C в течение 30 мин. При выделении газов методом дробления измельченные до 0.25–0.5 мм образцы массой 1–2 грамма совместно с мелющими стальными роликами помещались в стеклянную ампулу, которую затем вакуумировали и отпайвали. Измельчение осуществлялось за счет вибрации ампулы. Изотопный состав и концентрации Ne и Ar измерялись на масс-спектрометре МИ-1201. Чувствительность по Ne и Ar составляет соответственно 5×10^{-5} и 3×10^{-4} А/торр. Концентрации измерены методом высоты пика с погрешностью 5% ($\pm 1\sigma$). Ошибки измерения изотопных отношений составляли $\pm 20\%$ при значении ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = n \times 10^8$ и $\pm 2\%$ при ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = n \times 10^6$, погрешности отношений ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ для значений 3000 и 50.000 были равны 0.3 и 25% соответственно. Холостые опыты производились после перезарядки кассеты в тех же условиях, что и анализы образцов. Значения холостых опытов составляли 1×10^{-9} и 1×10^{-10} см³ соответственно для ${}^4\text{He}$ и ${}^{36}\text{Ar}$. Концентрации U и Th измерялись методом X-радиографии при минимальном содержании в 0.5 ppm, а концентрации K и Li определялись методом спектрофотометрии с ошибкой определения $\pm 10\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гелий. Концентрации ${}^3\text{He}$ в породах “диоритовой” ассоциации лицко-арагубского комплекса, установленные при выделении газа методом плавления, увеличиваются от $(2-3) \times 10^{-12}$ см³/г в субщелочных габбро и габбро-диабаз 1-й фазы

до 8×10^{-12} см³/г в сиенитах 5-й фазы. Соизмеримые с этими или более низкие содержания ${}^3\text{He}$ (в $n \times 10^{-12}$ см³/г) установлены в гранитах 3-й и 4-й фаз комплекса (0.7–1.3), в гранодиоритах главной фазы они увеличиваются (4.4–10.5, табл. 2, рис. 2). Величина отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ близка к типично коровым значениям ($\sim 1 \times 10^8$, Mamurin, Tolstikhin, 1984) в породах “диоритовой” ассоциации и уменьшается от $(5-11) \times 10^7$ в мелкопорфировидных и мелкозернистых гранитах до 6.7×10^6 в гранодиоритах главной фазы. Низкое содержание ${}^3\text{He}$ и высокое значение отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ (3.33×10^8) установлены в метасоматических порфиробластических гранодиоритах из экзоконтактовых частей Лицкого массива. Концентрация ${}^3\text{He}$ (в $n \times 10^{-12}$ см³/г) в магнетите минимальна для субщелочных габбро 1-й фазы (3.2) и сиенитов 5-й фазы (4.4) и увеличивается до 6.9–18.6 для порфировидных гранодиоритов главной фазы, достигая 35.3 для мелкозернистых гранитов 4-й фазы. Несмотря на повышенные концентрации ${}^3\text{He}$ в магнетитах из мелкозернистых гранитов, величина отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ составляет в этом минерале лишь $(2-3.3) \times 10^8$, что обусловлено высоким содержанием в нем ${}^4\text{He}$ (до 7.4×10^{-3} см³/г). Максимальные концентрации ${}^3\text{He}$ ($3.3-5.6$) $\times 10^{-10}$ см³/г и минимальные значения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ ($6.2-15.9$) $\times 10^5$ установлены в амфиболе из гранодиоритов 2-й фазы лицко-арагубского комплекса. Как следует из рис. 2, величины ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в амфиболе из гранодиоритов существенно ниже этого отношения в породах континентальной коры,

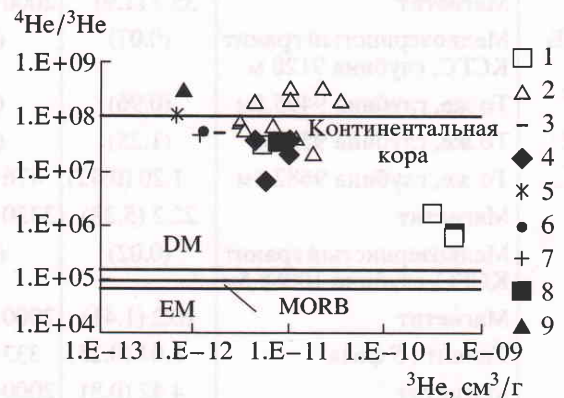


Рис. 2. Диаграмма в координатах ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} - {}^3\text{He}$ (гелий выделен при плавлении образцов).

1 – амфибол, 2 – магнетит, 3 – породы 1-й фазы, 4 – порфировидные гранодиориты 2-й (главной) фазы, 5 – мелкопорфировидные граниты 3-й фазы, 6 – мелкозернистые граниты 4-й фазы, 7 – мелкозернистые граниты из разреза КСГС, 8 – сиениты 5-й фазы, 9 – порфиробластические гранодиориты из экзоконтактовой части Лицкого массива. DM- деплетированная мантия, EM- обогащенная мантия, MORB- базальты срединно-океанических хребтов. Принятые значения отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ для главных мантийных резервуаров Земли см. в табл. 1.

Таблица 2. Концентрации K,U,Th,Li, изотопов He,Ag и величины отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в породах и минералах лицко-арагубского комплекса

Номер образцов	Порода, минерал	$^3\text{He} \times n \times 10^{-12}, \text{см}^3/\text{г}$	$^4\text{He}/^3\text{He} \times 10^5$	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-6}, \text{см}^3/\text{г}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	K, %	Li, ppm	U, ppm	Th, ppm
115/71	Субщелочное габбро, 1 фаза	2	500	331	31200	2.17	47	3.2	18.5
»	Амфибол	5.35 (0.32)	303 (172)	114 (2)	13150	0.65	4	0.94	4
»	Магнетит	3.19 (1.2)	769 (102)	1.8 (0.31)	775		2	5	5
116/71	Субщелочной габбродиабаз, 1 фаза	3.3	667	143	31400	1.2	38	1.8	9.2
132/71	Порфириовидный гранодиорит, 2 фаза	4.45 (0.3)	357 (139)	267	17890	3.76	28	2.2	9
»	Амфибол	556 (26.1)	6.8 (2.65)	300 (3.9)	15810	1.59	80	2.1	7
172/71	Порфириовидный гранодиорит, 2 фаза	10.5 (0.8)	345 (104)	284	16450	3.74	47	4.4	14.8
»	Магнетит	11.1 (1.11)	370 (167)	6.2 (0.81)	1674 (3708)		7	5	5
183/71	Порфириовидный гранит, 2 фаза	10.2 (0.5)	208 (130)	295	18740		40	2.9	13.1
»	Амфибол	536 (11.5)	6.25 (4.18)	135 (2.3)	8750 (611)	1.15	16	0.81	7
»	Магнетит	6.89 (0.7)	714 (333)	1.6 (0.33)	537 (780)		1.4	5	15
200/71	Порфириовидный гранодиорит, 2 фаза	6.0 (0.4)	66.7 (17.7)	329	26870		27	1.8	9.3
»	Амфибол	329 (11.6)	15.9 (19.8)	223 (169)	6080 (6952)	1.83	23	0.9	6.2
»	Магнетит	18.6 (2.9)	227 (44.8)	7.0 (2.4)	1700 (3444)		3	5	5
30/70	Мелкопорфириовидный гранит, 3 фаза	0.68 (0.06)	1110 (294)	300	12700	4.41	20	3	17.2
»	Магнетит	10.3 (1.13)	3330 (8000)	5.1 (2.1)	790 (430)		4.3	40	92
22/70	Мелкозернистый гранит, 4 фаза	1.28 (0.07)	556 (286)	262	8496	4.44	47	6.3	13.2
»	Магнетит	35.3 (1.9)	2000 (3330)	1.3 (0.24)	452 (923)		7	23	45
34086Б	Мелкозернистый гранит КСГС, глубина 9128 м	(0.07)	(417)			4.19			
35547	То же, глубина 9495.5м	(0.96)	(357)			4.2			
35699	То же, глубина 9565м	(1.25)	(357)			4.7			
36034	То же, глубина 9682.5м	1.20 (0.42)	476 (303)	230 (42.9)	41342 (49000)	3.76	23	3	72.5
»	Магнетит	22.2 (5.38)	3330 (435)	2.4 (0.91)	812 (561)		3	18	40
37471	Мелкозернистый гранит КСГС, глубина 10068.5м	(0.02)	(400)			4.99			
»	Магнетит	10.2 (1.41)	2000 (588)	3.2 (0.96)	2263 (972)		4	35	28
С-1	Сиенит, 5 фаза	8.04 (0.25)	333 (143)	357	14840	5.96	16	2	13
»	Магнетит	4.42 (0.8)	2000 (313)	1.6 (0.65)	504 (407)		1.4	15	15
7/70	Порфиробластический гранодиорит	0.8 (0.06)	3330 (1250)	314	43900	3.77	61	4.8	12.2
»	Магнетит	3.5 (0.5)	625 (256)	5.0 (1.3)	2592 (4351)		2.7	5	15

Примечание. В скобках приведены результаты определения концентраций и изотопного состава He и Ag при выделении газа методом дробления.

приближаются к значению $^4\text{He}/^3\text{He}$ в атмосфере Земли (7.1×10^5 , Шуколюков, Левский, 1972) и на порядок выше величины $^4\text{He}/^3\text{He}$ в океанических базальтах MORB ($8.9 \pm 0.9 \times 10^4$, Tolstikhin, Marty,

1998), образованных при плавлении вещества верхней мантии Земли.

Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ часто рассматривается как показатель процессов мантийно-корового взаи-

модействия. Величина этого отношения определяется различным вкладом захваченных изотопов гелия мантийного происхождения, а также возникших в породе радиогенного изотопа гелия — $^4\text{He}^*$ и $^3\text{He}^*$ — производного ядерных реакций. Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ могло быть модифицировано также при образовании некоторого количества ^3He в результате спалляционных процессов (Kurz, 1986) и при контаминации пород и минералов атмосферным гелием.

Отсутствие заметного количества ^3He , образованного в результате космического облучения образцов, определяется близкими концентрациями ^3He и аналогичными значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в образцах гранитов с поверхности и из разреза архейского комплекса КСГС (рис. 2). Тестирование степени возможной контаминации исследованных образцов атмосферным гелием было выполнено нами с использованием методики, предложенной Б.Г. Поляком и др. (1989). Произведенные расчеты показали, что для всех образцов величина ($^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{норм}}$), вычисленная с учетом контаминации гелием из воздуха, близка к измеренной величине ($^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{изм}}$) или отклоняется от нее менее чем на 1%, т.е. $^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{норм}} \approx ^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{изм}}$ (рис. 3). Это определяет незначительную степень контаминации образцов атмосферным гелием и позволяет пренебречь ею при дальнейших расчетах.

Образование радиогенного $^3\text{He}^*$ в породах и минералах происходит главным образом в результате ядерных реакций с участием лития: $^6\text{Li}(n, \alpha)^3\text{H} \rightarrow \beta^- \rightarrow ^3\text{He}^*$, где $\tau(^3\text{H})$ — константа скорости распада, составляющая 12.2 года, n_t — тепловые нейтроны, α — альфа-частицы (Morrison, Pine, 1955; Горшков и др., 1966). Распад U, Th и их дочерних изотопов является источником α -частиц и тепловых нейтронов и определяет образование радиогенного изотопа $^4\text{He}^*$. При расчетах количества радиогенных изотопов нами учитывался возраст (1.76 млрд. лет) и общий состав пород, а также содержание в них гадолиния и бора, имеющих большое сечение поглощения нейтронов.

На рис. 4 представлены результаты сопоставления измеренных и расчетных концентраций изотопов He. Отношение $^4\text{He}_{\text{изм}}/^4\text{He}_{\text{расч}}$ увеличивается от пород к минералам — амфиболам и магнетитам из гранитоидов, но лишь в редких случаях его величина приближается к 1, что свидетельствует о радиогенной природе преобладающей части ^4He в рассматриваемых образцах и затрудняет идентификацию мантийной компоненты в составе гелия. Оценка вклада мантийной и радиогенной (образованной *in situ*) компонент в составе ^4He может быть произведена исходя из модельных значений $^4\text{He}/^3\text{He}$ в верхней мантии с возрастом ~1.7 млрд. лет. Для мантии такого возраста

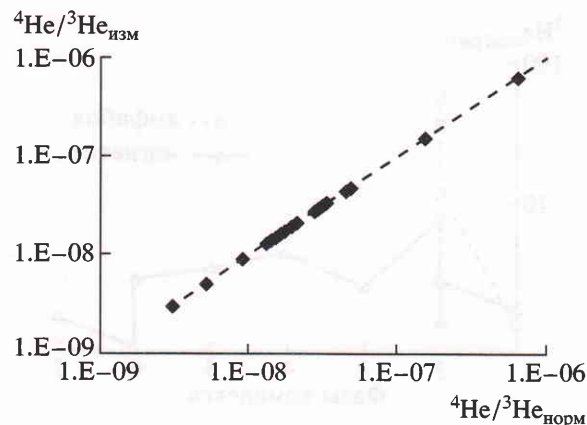


Рис. 3. Корреляция величины отношений $^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{изм}}$ — $^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{норм}}$ в породах и минералах ЛАК.

Вычисление произведено по формулам (Поляк и др., 1989): $^4\text{He}/^3\text{He}_{\text{норм}} = 1 - (\text{He}_{\text{возд}}/\text{He}) / ({}^3\text{He}/{}^4\text{He} - 140 \times 10^{-8} (\text{He}_{\text{возд}}/\text{He}))$, где $\text{He}_{\text{возд}}/\text{He} = 3.42 \times 10^{-4} / ({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{возд}})$, и ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{возд}} = ({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}) ({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}/295.5)$.

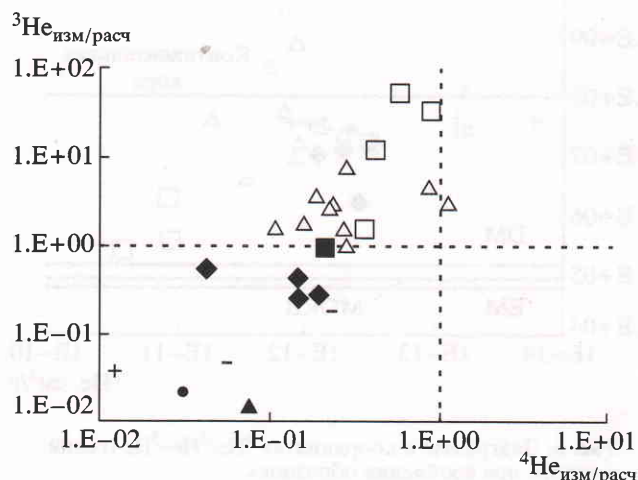


Рис. 4. Диаграмма в координатах $^3\text{He}_{\text{изм}}/\text{расч}$ — $^4\text{He}_{\text{изм}}/\text{расч}$ (гелий выделен при плавлении образцов). Остальные условные обозначения см. рис. 2.

величина отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ по разным моделям оценивается от 2×10^5 до 6×10^4 (Толстихин и др., 1999). При среднем содержании ^3He в изученных амфиболах $4.7 \times 10^{-10} \text{ см}^3/\text{г}$ и при отсутствии существенных потерь гелия количество ювенильного ^4He в этих минералах могло составлять $(3-10) \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$. Вычисленные таким образом концентрации захваченного ^4He в 3–15 раз ниже измеренных концентраций этого изотопа в амфиболах — $(3.4-5.2) \times 10^{-4} \text{ см}^3/\text{г}$, что дает модельную оценку соотношения мантийной (м) и коровой (к) составляющих в амфиболе — ${}^4\text{He}_m/{}^4\text{He}_k \leq 0.3$. Для магнетита подобные подсчеты свидетельствуют о существенно коровом происхождении ^4He , кон-

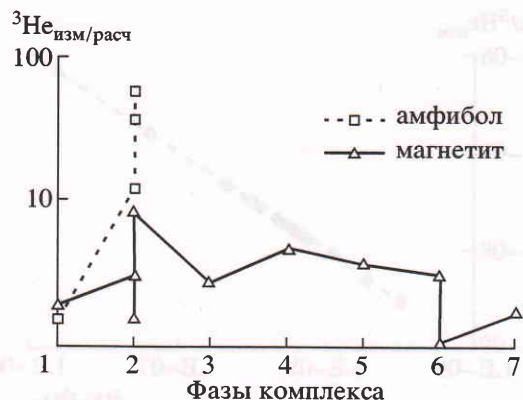


Рис. 5. Величина ${}^3\text{He}_{\text{изм./расч}}$ в амфиболе и магнетите из пород 1–5-й фаз ЛАК (1–5), из мелкозернистых гранитов в разрезе КСГС (6) и из порфиробластических гранодиоритов (7). Цифры соответствуют номерам на оси x.

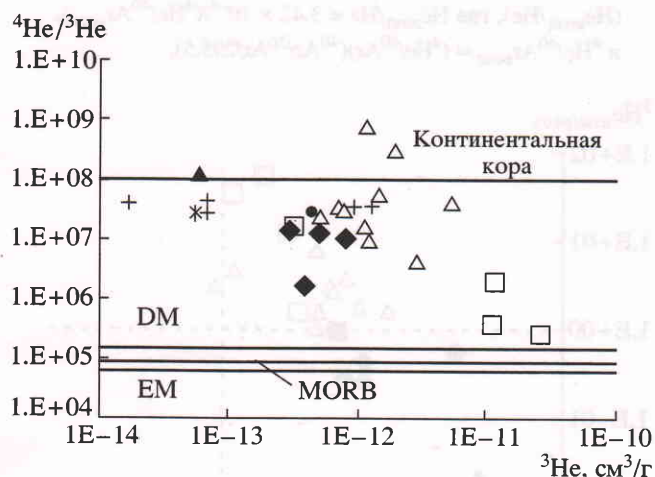


Рис. 6. Диаграмма в координатах ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ – ${}^3\text{He}$ (гелий выделен при дроблении образцов).

Остальные условные обозначения см. рис. 2.

центрация которого в реальных магнетитах в $(0.8\text{--}2.8) \times 10^3$ раз превышает модельные концентрации захваченного ${}^4\text{He}$.

В отличие от ${}^4\text{He}$, измеренные концентрации ${}^3\text{He}$ в магнетите и амфиболе заметно превышают рассчитанные концентрации этого изотопа, причем величина ${}^3\text{He}_{\text{изм./расч}}$ колеблется от 1.5 до 8.1 в магнетите, достигая 12–57 в амфиболе из гранодиоритов главной фазы (рис. 5). Поскольку измеренная концентрация ${}^3\text{He}_{\text{изм}}$ в амфиболе существенно превышает ее вычисленное значение, можно сделать заключение о ювенильной природе преобладающей части легкого изотопа гелия, т.е. ${}^3\text{He}_{\text{изм}} \approx {}^3\text{He}_{\text{захв}}$. В магнетитах, имеющих повышенные концентрации U, Th и пониженные концентрации лития, содержание ${}^3\text{He}_{\text{захв}}$ составляет

~60–90% от общего содержания этого изотопа в минерале.

Для подтверждения сделанного вывода о ювенильной природе ${}^3\text{He}$ было выполнено определение концентраций и изотопного состава гелия, выделенного из флюидных включений в породах и минералах при дроблении образцов. Рассматриваемый метод позволяет получить изотопные характеристики гелия, состав которого в меньшей степени контаминирован радиогенными газами, образованными при ядерных реакциях с участием Li, U и Th, рассеянных по границам зерен и в кристаллических решетках минералов (Kaneoka et al., 1978; HanYu et al., 1999). Анализ полученных результатов определения концентраций и изотопного состава гелия из флюидных включений методом дробления (рис. 6, табл. 2) позволяет сделать следующие выводы:

(1) концентрации ${}^3\text{He}$ в породах и минералах варьируют в широких пределах – от 2×10^{-14} $\text{cm}^3/\text{г}$ в мелкозернистых гранитах КСГС до 2.6×10^{-11} $\text{cm}^3/\text{г}$ в амфиболе из гранодиоритов главной фазы, и обычно на 1–1.5 порядка меньше концентраций ${}^3\text{He}$, установленных в тех же самых породах и минералах при выделении газа методом плавления образцов,

(2) величина отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ приближается к коровым значениям ($\sim 1 \times 10^8$) в мелкозернистых гранитах КСГС, порфиробластических гранодиоритах и магнетите из этих пород (8×10^8 – 4×10^7), уменьшаясь до 2×10^6 в порфировидных гранодиоритах и до $(3\text{--}4) \times 10^5$ в амфиболе. Эти значения в 2–5 раз ниже величины ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в тех же самых породах и минералах при выделении газа методом плавления образцов и подтверждают сделанный вывод о присутствии мантийной компоненты в составе гелия.

Для определения начальных отношений ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в захваченном флюиде целесообразно использовать минералы с минимальным содержанием U и Th, поскольку эти элементы являются генераторами радиогенного ${}^4\text{He}$, количество которого для возраста 1.76 млрд. лет пропорционально выражению $(U + 0.2 \text{ Th})$ (Zartman et al., 1961). К таким минералам в изученных гранитоидах относится амфибол, содержащий 0.8–1 ppm U и 4–8 ppm Th. На графике в координатах ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ – $(U + 0.2\text{Th})/{}^3\text{He}$ (рис. 7) большинство точек, характеризующих изученные породы и минералы, располагается ниже эволюционной линии для возраста 1.76 млрд. лет, что определяется потерями гелия из пород и минералов гранитоидов в посткристаллизационный период. В то же время точки двух амфиболов из порфировидных гранодиоритов, отвечающие наиболее высоким и близким значениям отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$, располагаются в непосредственной близости к эволюционной линии. Регрессионная прямая, проведенная через

точки составов этих амфиболов и амфибола из субщелочного габбро, пересекает ось ординат в точке с величиной отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = 4.8 \times 10^5$. Принимая во внимание наиболее низкие значения отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = (3-4) \times 10^5$, полученные при изучении изотопного состава гелия, выделенного методом дробления амфибола, величина первичного отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в гелии, захваченном при кристаллизации этого минерала, может быть оценена, вероятно, как $\sim(3-5) \times 10^5$.

Аргон. Изотопный состав аргона в породах и минералах определяется различными вкладами радиогенного ${}^{40}\text{Ar}^*$, образованного при распаде ${}^{40}\text{K}$, атмосферного аргона и захваченного аргона мантийного происхождения. В отличие от гелия, изотопный состав аргона в магматических производных и их мантийных источниках изучен менее надежно. Для источника базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) величина ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ составляет 39000 (Tolstikhin, Marty, 1998), для деплетированной мантии – 21000 (Chauvel et al., 1992) и для производных девонского плюма Кольского полуострова – 5000–6000 (Marty et al., 1998; Толстухин и др., 1999).

Величина отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (метод плавления) в породах лицко-арагубского комплекса колеблется от 0.8×10^4 в мелкозернистых гранитах 4-й фазы до 3.1×10^4 в субщелочных габбро 1-й фазы. На диаграмме в координатах ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ – $\text{K}/{}^{36}\text{Ar}$ преобладающая часть точек располагается ниже или на эволюционной прямой для возраста 1.76 млрд. лет, пересекающей ось ординат в точке с величиной отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ равной атмосферному значению (рис. 8). Выше рассматриваемой прямой располагаются точки составов двух амфиболов и субщелочного габбро, в которых концентрация аргона не поддерживается калием. Это позволяет предполагать наличие в рассматриваемых образцах захваченного аргона с более высоким по отношению к атмосферному аргону начальным отношением ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \sim 5000$. В то же время на диаграмме в координатах ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ – $1/{}^{36}\text{Ar}$, обычно употребляемой для оценки атмосферной контаминации (Fisher, 1986; Rocholl et al., 1986), точки состава всех пород образуют поле удлиненной формы, ориентированное в направлении поля атмосферных соотношений ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (рис. 9). Это указывает на существенную контаминацию пород атмосферным аргонem и затрудняет интерпретацию полученного ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \sim 5000$ в качестве первичного.

Для определения исходного отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ был выделен и проанализирован магнетит – минерал, не содержащий калия, и образованный на позднемагматической стадии кристаллизации гранитоидов лицко-арагубского комплекса. Однако анализ изотопного состава аргона, выделенного из магнетита методом плавления

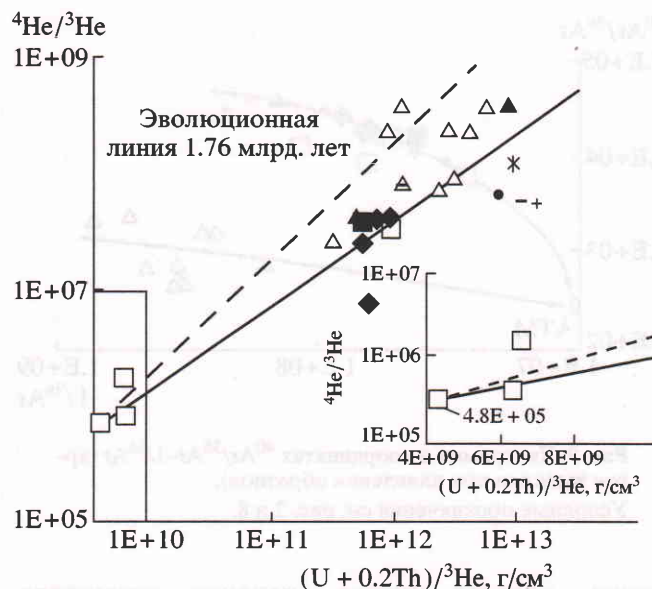


Рис. 7. Диаграмма в координатах ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ – $(U + 0.2\text{Th})/{}^3\text{He}$, показывающая соотношение родительских и дочерних изотопов в породах и минералах ЛАК.

Наклон эволюционной линии (пунктир) для возраста 1.76 млрд. лет рассчитан с учетом вклада радиогенного гелия, генерированного при заданных концентрациях $(U + 0.2\text{Th})$. Сплошная линия – регрессионная прямая, пересечение которой с осью ординат определяет начальное отношение ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = 480000$ (см. текст). На врезке справа в линейных координатах вынесены данные из прямоугольника в левой части диаграммы.

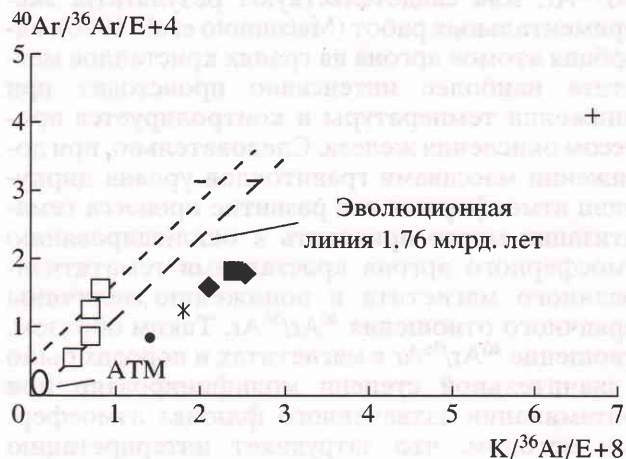


Рис. 8. Диаграмма в координатах ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}/E+4$ – $\text{K}/{}^{36}\text{Ar}/E+8$ (аргон выделен при плавлении образцов). АТМ – величина отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в атмосфере (295.5). Наклон эволюционной линии (длинный пунктир) для возраста 1.76 млрд. лет рассчитан, полагая, что весь ${}^{40}\text{Ar}$ в изученных породах образован при радиоактивном распаде калия. Коротким пунктиром обозначена линия, проведенная через точки составов с ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \sim 5000$. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

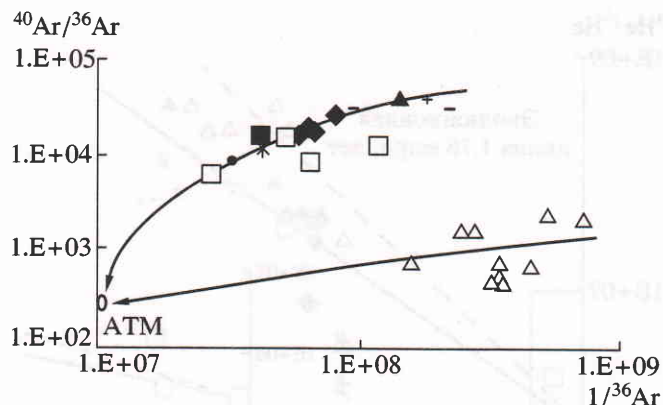


Рис. 9. Диаграмма в координатах $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-1/^{36}\text{Ar}$ (аргон выделен при плавлении образцов).
Условные обозначения см. рис. 2 и 8.

ления, показал низкие значения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (504–2592, среднее 1210). Несколько более высокие величины отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – до 4300 – получены при выделении газа методом дробления образцов. На диаграмме в координатах $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-1/^{36}\text{Ar}$ точки состава магнетитов также образуют обособленное поле вытянутой формы, ориентированное в направлении поля атмосферных соотношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (рис. 9).

Низкие значения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в магнетите могут быть объяснены, вероятно, захватом атмосферного аргона кристаллами магнетита при их окислении (гематитизации) флюидами атмосферного происхождения с низким отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Как свидетельствуют результаты экспериментальных работ (Matsumoto et al., 1996), адсорбция атомов аргона на гранях кристаллов магнетита наиболее интенсивно происходит при понижении температуры и контролируется процессом окисления железа. Следовательно, при достижении массивами гранитоидов уровня циркуляции атмосферных вод развитие процесса гематитизации могло приводить к окклюждению атмосферного аргона кристаллами гематитизированного магнетита и понижению величины первичного отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Таким образом, отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в магнетитах и породах было в значительной степени модифицировано при контаминации захваченного флюида атмосферным аргоном, что затрудняет интерпретацию этого отношения с целью реконструкции состава мантийного флюида.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При обсуждении результатов исследования особое внимание будет уделено двум вопросам:

(1) причинам различия концентраций и изотопного состава He в двух дискретных ассоциациях пород лицко-арагубского комплекса – “диори-

товой” и “гранитовой”, для одной из которых предполагается мантийное происхождение (породы 1-й и 5-й фаз), а для другой – коровый или мантийно-коровый генезис (гранитоиды 2–4-ой фаз);

(2) возможности применения изотопии He с целью характеристики источников пород лицко-арагубского комплекса и процессов мантийно-корового взаимодействия.

Геохимия изотопов He в “диоритовой” и “гранитовой” ассоциациях лицко-арагубского комплекса

Петрологическая модель образования пород “диоритовой” ассоциации лицко-арагубского комплекса в процессе кристаллизации расплавов мантийного генезиса подтверждается результатами определения в них изотопии стронция. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатите из пород 1-й и 5-й фаз составляет 0.702–0.704 и отвечает изотопному составу стронция в протерозойской мантии (Эндогенные режимы., 1991). Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатите из гранодиоритов главной фазы “гранитовой” ассоциации составляет 0.706–0.707, увеличивается в этом минерале из гранитов 3-й фазы до 0.709 и достигает 0.712–0.715 в апатите из мелкозернистых гранитов 4-й фазы. Эти результаты свидетельствуют об усилении влияния корового вещества в нисходящем ряду пород “гранитовой” ассоциации, формировавшихся при дифференциации расплава, образованного в результате плавления гранитного слоя континентальной коры.

Приведенные данные не согласуются с результатами определения изотопного состава гелия в породах и минералах “диоритовой” ассоциации, в которых величина отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ колеблется от $(2-3.3) \times 10^8$ до $(3-8) \times 10^7$ и сопоставима с величиной этого отношения в типично коровых гранитах 3-й и 4-й фаз “гранитовой” ассоциации комплекса (рис. 2). В гелиевой систематике сходство рассматриваемых пород подчеркивается и сопоставимыми концентрациями в них ^3He , которые на порядок ниже концентраций легкого изотопа гелия в гранодиоритах главной фазы. Содержание ^3He в амфиболе из субщелочного габбро также на 1.5–2 порядка ниже по сравнению с амфиболом из гранодиоритов. Для определения причин несоответствия He- и Sr-систематик рассмотрим ведущие тенденции вариаций отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в зависимости от состава пород.

На рис. 10 и 11 показано изменение величины $^4\text{He}/^3\text{He}$ в соответствии с тенденциями изменения главных параметров состава пород лицко-арагубского комплекса в процессах кристаллизационной дифференциации – уменьшением магнетиальности пород и увеличением содержания калия. В породах “гранитовой” ассоциации величина от-

ношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ имеет прямую корреляцию с содержанием K_2O , а в гранодиоритах главной фазы она контролировалась, вероятно, и магниальностью амфибола, содержание которого в гранитоидах обычно не превышает 1–2%. Граниты 3-й и 4-й фаз не содержат амфибола, имеют низкие содержания ^3He и, соответственно, высокие значения отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$. Для пород “диоритовой” ассоциации, содержащих до 30% магниального амфибола, отчетливо проявленных тенденций зависимости отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ от состава не установлено. Этой ассоциации характерны значения $^4\text{He}/^3\text{He}$ близкие к таковым в лейкократовых гранитах и имеющие тенденцию к незначительному уменьшению от пород 1-й фазы к сиенитам 5-й фазы при субвертикальном положении трендов изменения их составов. Отмеченные тенденции изменения концентраций изотопов гелия и отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ могут быть объяснены исходя из предположения о различной степени проявления процессов дегазации расплавов на докристаллизационной стадии формирования пород “диоритовой” и “гранитовой” ассоциаций.

При изучении геологического положения и строения массивов Лицко-арагубского комплекса показано, что породами 1-й фазы были образованы малые массивы и дайковые тела, преобладающая часть которых впоследствии подверглась деструкции при внедрении пород “гранитовой” ассоциации. Залегание в виде небольших тел и даек характерно также для сиенитов, граносиенитов, кварцевых монзонитов 5-й фазы, завершающих формирование комплекса. Представляется, что внедрение в зону глубинного разлома небольших объемов глубинных магм, исходных для пород “диоритовой” ассоциации, способствовало их интенсивной дегазации с удалением основной части флюидной фазы во вмещающие породы. Породы и минералы, кристаллизовавшиеся из обедненной летучими расплава, захватывали флюид с низким первичным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$, которое постепенно увеличивалось вследствие генерации радиогенного $^4\text{He}^*$, образованного при распаде атомов U и Th. В частности, для амфибола из субщелочного габбро (обр. 115/71), содержащего 4 ppm Li, 1 ppm U и 4 ppm Th, расчетное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ для возраста 1.76 млрд. лет составляет 6×10^8 . Полагая, что первичное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в захваченном флюиде было не более $(3-5) \times 10^5$ (см. выше), для реализации экспериментально установленного отношения $^4\text{He}/^3\text{He} = 3 \times 10^7$, при отсутствии потерь гелия из амфибола, требуется чтобы количество захваченного этим минералом флюида не должно было превышать 1–2% от его содержания в недегазированном расплаве. Менее интенсивно дегазация пород 1-й фазы происходила, по-видимому, в посткристаллизационный период при деструк-

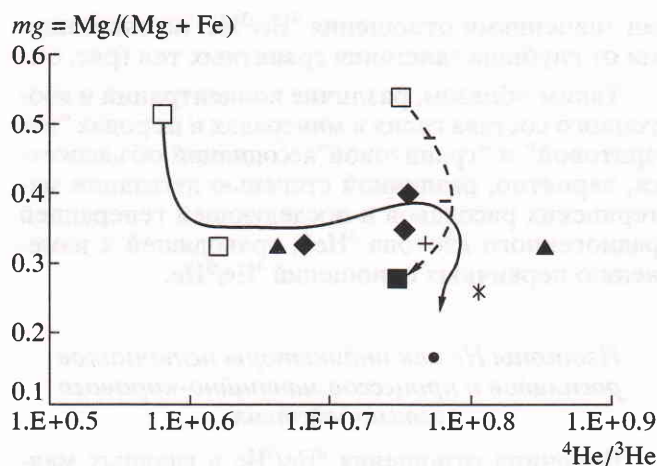


Рис. 10. Диаграмма в координатах $mg = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) - ^4\text{He}/^3\text{He}$.

Кривыми показаны эволюционные линии изменения составов ЛАК в процессе дифференциации пород “диоритовой” (пунктир) и “гранитовой” ассоциаций. Условные обозначения см. рис. 2.

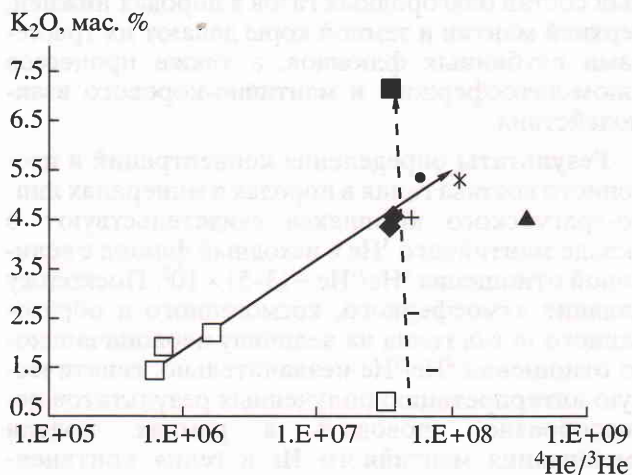


Рис. 11. Диаграмма в координатах $\text{K}_2\text{O} - ^4\text{He}/^3\text{He}$.

Показаны тренды изменения составов ЛАК в процессе кристаллизационной дифференциации пород “диоритовой” (пунктир) и “гранитовой” ассоциаций. Условные обозначения см. рис. 2.

ции массивов этих пород и их прогреве в процессе внедрения магмы гранодиоритового состава.

Среди пород “гранитовой” ассоциации минимальная степень дегазации расплава была свойственна гранодиоритам главной (2-й) фазы Лицко-го массива, кристаллизовавшимся из больших объемов магмы (~3000 км³) в гипабиссальных условиях. В максимальной степени были дегазированы мелкозернистые граниты 4-й фазы и маломощные жильные тела этих пород в разрезе архейского комплекса КСГС, которые характеризуются низкими концентрациями ^3He и высоки-

ми значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, не зависящими от глубины залегания гранитных тел (рис. 6).

Таким образом, различие концентраций и изотопного состава гелия в минералах и породах "диоритовой" и "гранитовой" ассоциаций объясняется, вероятно, различной степенью дегазации материнских расплавов и последующей генерацией радиогенного изотопа $^4\text{He}^*$, приводящей к изменению первичных отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$.

Изотопы He как индикаторы источников расплавов и процессов мантийно-корового взаимодействия

Величина отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в главных мантийных резервуарах Земли на 3 и более порядков ниже значений $^4\text{He}/^3\text{He}$ в радиогенном гелии пород континентальной коры (табл. 1), что позволяет использовать изотопный состав гелия для характеристики источников вещества при плавлении частей мантии различного состава. Помимо этого, инертное поведение и различный изотопный состав благородных газов в породах нижней, верхней мантии и земной коры делают их трассерами глубинных флюидов, а также процессов плюм-литосферного и мантийно-корового взаимодействия.

Результаты определения концентраций и изотопного состава гелия в породах и минералах лицо-арагубского комплекса свидетельствуют о вкладе мантийного ^3He в исходный флюид с величиной отношения $^4\text{He}/^3\text{He} \sim (3-5) \times 10^5$. Поскольку влияние атмосферного, космогенного и образованного *in situ* гелия на величину первоначального отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ незначительно, генетическую интерпретацию полученных результатов целесообразно проводить в рамках модели смешивания мантийного He и гелия континентальной коры. Изотопный состав гелия в породах коры хорошо известен ($^4\text{He}/^3\text{He} \sim 1 \times 10^8$), следовательно, корректность этой модели определяется выбором мантийного источника для исходных магм лицо-арагубского комплекса.

Показано, что одним из наиболее гомогенных земных резервуаров является верхняя мантия, в составе которой принимают участие по крайней мере 4 экстремальных компонента – DM (деплементированная мантия), HIMU ("high μ -mantle"), EM1 и EM2 – компоненты, характеризующие два типа обогащенной мантии (Zindler, Hart, 1986), из которых только для EM1 допускается первично плюмовая природа.

Результаты изотопных и геолого-геохимических исследований Печенгского района свидетельствуют об эволюции состава мантии от сильно деплементированной в раннепалеопротерозойский этап до геохимически-обогащенной в период 2.2–2.0 млрд. лет. Изменение состава верхней мантии

с образованием участков обогащенной мантии предполагается в результате воздействия на нее вещества суперплюма, располагавшегося в раннем протерозое под территорией северо-восточной части Балтийского щита (Смолькин, 1992; Кольская сверхглубокая..., 1998; Шарков и др., 2000).

Петрологические доказательства реальности процессов глубинного метасоматоза с обогащением раннепротерозойской мантии некогерентными и летучими компонентами получены при изучении глубинных ксенолитов (Ветрин, Калинин, 1992; Арзамасцев, Беляцкий, 1999; Beard et al., 1998). Согласно этим данным, наиболее глубинные уровни разреза литосферы региона сложены шпинелевыми перидотитами, гранатовыми гранулитами и эклогитами. Модальный мантийный метасоматоз в этих породах проявлен образованием паргасита и апатита (Beard et al., 1998; Арзамасцев, Беляцкий, 1999) или паргасита, флогопита и рутила (Ветрин, Калинин, 1992). Время проявления мантийного метасоматоза на основании изучения Sm-Nd системы ксенолита шпинелевого гарцбургита предполагается равным в 2054 ± 74 млн. лет (Арзамасцев, Беляцкий, 1999). *Метасоматическое изменение пород мантии* сопровождалось привнесением как некогерентных элементов, так и благородных газов из глубинного, вероятно, астеносферного источника. Последующее плавление такого обогащенного источника могло приводить к образованию расплавов с повышенными концентрациями ювенильного ^3He . Принимая величины отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в обогащенной мантии и континентальной коре равными, соответственно, 6.7×10^4 (Hart et al., 1985) и 1×10^8 , для реализации в гранитоидах лицо-арагубского комплекса величины $^4\text{He}/^3\text{He} = (3-5) \times 10^5$ необходимо, чтобы смешивание мантийного и корового компонентов в составе захваченного флюида происходило в пропорции $\sim 1 : (4-7)$. Эти данные определяют существенно коровую природу захваченного флюида, в составе которого мантийный компонент составляет $\sim 13-22\%$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований показано, что геохимия изотопов гелия в гранитоидах лицо-арагубского комплекса существенно различается. Преобладающая часть ^4He имеет радиогенную природу и образована в результате радиоактивного распада U, Th и их дочерних изотопов *in situ*, что затрудняет идентификацию мантийной компоненты в его составе. Модельные оценки соотношения мантийной (m) и коровой (k) составляющих в амфиболе – главном концентрате гелия – $^4\text{He}_m/^4\text{He}_k \leq 0.3$. Для магнетита подобные подсчеты свидетельствуют о сущест-

венно коровом происхождении ^4He . В отличие от тяжелого изотопа гелия, преобладающая часть ^3He в амфиболе и магнетите имеет ювенильное происхождение. Это установлено как при сопоставлении расчетных концентраций ^3He с экспериментально определенными концентрациями этого изотопа, так и при изотопном анализе гелия, выделенного в процессе дробления минералов. Величина первичного отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в составе гелия, захваченного при кристаллизации амфибола из гранодиоритов главной фазы, оценивается в $\sim(3-5) \times 10^5$, что существенно ниже величины этого отношения в породах континентальной коры ($\sim 1 \times 10^8$), но превышает таковое в мантийных резервуарах Земли – в верхней мантии в целом (8.9×10^4), обогащенной верхней мантии (6.7×10^4), деплетированной мантии (1.5×10^5).

Генетическая интерпретация первичного отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ проведена в рамках предположения о смешивании гелия континентальной коры и мантийного гелия, за источник которого на основании результатов изучения глубинных ксенолитов принята обогащенная мантия региона. Принимая величины отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в обогащенной мантии и континентальной коре равными соответственно 6.7×10^4 и 1×10^8 , величина $^4\text{He}/^3\text{He} = (3-5) \times 10^5$ при образовании гранодиоритов главной фазы лицко-арагубского комплекса могла быть получена при смешивании мантийного и корового компонентов в пропорции $\sim 1 : (4-7)$. Мантийно-коровая модель происхождения флюида в гранитоидах “гранитовой” ассоциации лицко-арагубского комплекса хорошо согласуется с петрологической моделью происхождения этих пород, основу которой составляет процесс анатектического плавления коры под воздействием расплавов мантийного генезиса (Ветрин и др., 1975). Выявлено несоответствие между результатами изучения изотопии Sr и He в породах 1-й и 5-й фаз комплекса, образованных, как предполагается, из расплавов мантийного генезиса. Для рассматриваемых пород характерны низкие концентрации ^3He , которые на порядок ниже концентраций легкого изотопа гелия в гранодиоритах главной фазы. Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в них не ниже чем 3×10^7 и сопоставимо с величиной этого отношения в типично коровых гранитах 3-й и 4-й фаз “гранитовой” ассоциации комплекса. Различие концентраций и изотопного состава гелия в минералах и породах “диоритовой” и “гранитовой” ассоциаций объясняется исходя из различной степени дегазации материнских расплавов и последующей генерации радиогенного изотопа ^4He . Среди пород “гранитовой” ассоциации минимальная степень дегазации расплава была свойственна, вероятно, гранодиоритам Лицкого массива, кристаллизовавшимся из больших объемов магмы ($\sim 3000 \text{ км}^3$) в гипабиссальных условиях. В максимальной степени были дегазированы мелкозер-

нистые граниты 4-й фазы и маломощные жильные тела в разрезе архейского комплекса КСГС, которые характеризуются низкими концентрациями ^3He и высокими значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, не зависящими от глубины залегания гранитных тел.

В результате проведенных исследований предполагается существенная контаминация аргона, захваченного породами и минералами гранитоидов, атмосферной составляющей. Это ставит под сомнение использование изотопии аргона для изучения вопросов происхождения исходных магм лицко-арагубского комплекса и кристаллизации расплавов.

Благодарности. Авторы искренне благодарны И.Н. Толстихину и М.А. Ветриной (ГИ КНЦ РАН) за плодотворные дискуссии при подготовке рукописи и помощь в компьютерной обработке графических файлов. Мы признательны Л.И. Коваль (ГИ КНЦ РАН) за сепарацию мономинеральных фракций амфибола и магнетита. Полезные замечания и исправления, учтенные при окончательной редакции рукописи, были сделаны Б.Г. Поляком (ГИН РАН) и Шуколюковым Ю.А. (ИГГД РАН).

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант № 99-05-65158, и являются вкладом в проект IGCP-408 “Сравнение состава, структуры и физических свойств пород и минералов Кольской сверхглубокой скважины и их гомологов на поверхности.”

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd изучения глубинных ксенолитов // Докл. РАН. 1999. Т. 366. С. 387–391.
- Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Кирнозова В.А. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 332. С. 360–363.
- Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Петрология и фашиально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова / Под ред. Батиевой И.Д. Апатиты: Кольский научный центр АН СССР, 1975. С. 149–316.
- Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1992. 108 с.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б., Икорский С.В. Мантийная составляющая в гранитоидах лицко-арагубского комплекса на поверхности и в разрезе архейского комплекса КСГС: изотопы He в породах и минералах // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской

- сверхглубокой скважины до глубины 12261 м / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Ф.Ф. Горбацевича. Апатиты: Кольский научный центр РАН. 2000. С. 5–8.
- Горшков Г.В., Зябкин В.А., Лятковская О.С., Цветков М.А. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М.: Атомиздат, 1966. 410 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // 15 симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: 1998. С. 115.
- Каменский И.Л., Толстикхин И.Н., Шарков И.В., Пушкарев Ю.Д. Первые результаты измерения изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201 // Геохимия. 1984. № 3. С. 439–443.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования / Под ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаврова. М.: ТЕХНОНЕФТЕГАЗ, 1998. 260 с.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. и др. Изотопный состав гелия, неона и аргона в подземных флюидах Тянь-Шаня // Геохимия. 1989. № 1. С. 87–98.
- Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора–мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
- Смолюкин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1992. 272 с.
- Толстикхин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др. Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов. Апатиты-Нанси-Брюссель: Кольский научный центр РАН, Национальный центр научных исследований (Франция), Свободный Университет Брюсселя (Бельгия). 1999. 97 с.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии / Под ред. И.Д. Батиевой, А.Н. Виноградова. Л.: Наука, 1991. 198 с.
- Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972. 335 с.
- Beard A.D., Downes H., Hegner E. et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. P. 288–303.
- Chauvel C., Hoffman A.W., Vidal Ph. HIMU-EM: the French Polinesia connection // Earth Planet. Lett. 1992. V. 110. P. 99–119.
- Chen Y.D., Krogh T.E., Vetrin V.R., Mitrofanov F.P. Precise zircon geochronology on Archean rocks sampled by the world's deepest continental borehole, SD-3 Superdeep well, Kola Peninsula, Russia // Abstracts 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Berkeley, California. 1994. P. 56.
- Fisher D.E. Rare gases in MORB // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2531–2541.
- Hanyu T., Kaneoka I., Nagao K. Noble gas study of HIMU and EM ocean island basalts in the Polinesia region // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 1181–1201.
- Hart S.R., Hogan L., Dymond J. The closed-system approximation for evolution of argon and helium in the mantle, crust and atmosphere // Chem. Geol. 1985. V. 52. P. 45–73.
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the early Svecofennian crust in Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 337. 48 p.
- Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: ^3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnockite series – Crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 3115–3122.
- Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Terrestrial rare gases. Tokyo: Japan Sci. Soc. Press, 1978. P. 71–83.
- Kurz M.D. In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some application to geochronology // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2855–2862.
- Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. Amsterdam: Elsevier Sci. Pub., 1984. V. 273. P. 267.
- Matsumoto T., Maruo K., Tsuchiyama A., Matsuda J-I. Occlusion of noble gases (He, Ne, Ar, Kr, Xe) into synthetic magnetite at 500–1300°C // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 141. P. 315–324.
- Morrison P., Pine J. Radiogenic origin of the helium isotopes in rock // Ann. N. Y. Acad. Sci. 1955. V. 62. P. 69–92.
- Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I. et al. Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164. P. 179–192.
- Richard D., Marty B., Chaussidon M., Arndt N. Helium isotopic evidence for a lower mantle component in depleted Archean komatiite // Science. 1996. V. 273. P. 93–95.
- Rocholl A., Heusser E., Kirsten T. et al. A noble gas profile across a Hawaiian mantle xenolith: coexisting accidental and cognate noble gases derived from the lithospheric and asthenospheric mantle beneath Oahu // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4773–4783.
- Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Y.A. Juvenile helium in ancient rocks II. U-He, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton: $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 987–999.
- Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // Chemical Geology. 1998. V. 147. P. 27–52.
- Windley B. Precambrian Europe // The European Geotraverse. A Continent Revealed / Editors Blundell D., Freeman R., Mueller St. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 139–152.
- Zartman R.E., Wasserburg G.J., Reynolds J.H. Helium, argon and carbon in some natural gases // Geophys. Res. 1961. V. 66. P. 277–306.
- Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.