

И. Н. ТОЛСТИХИН

**ИЗОТОПНАЯ
ГЕОХИМИЯ
ГЕЛИЯ,
АРГОНА
И РЕДКИХ
ГАЗОВ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Кольский филиал им. С. М. Кирова
Геологический институт

И. Н. ТОЛСТИХИН

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ГЕЛИЯ, АРГОНА И РЕДКИХ ГАЗОВ

Ответственный редактор
Ю. Д. Пушкарёв



ЛЕНИНГРАД
Издательство „Наука“
Ленинградское отделение
1986



5674

Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука, 1986. 200 с.

В книге обобщены и систематизированы результаты исследований распространенности изотопов благородных газов в разнообразных природных объектах — метеоритах, магматических и осадочных горных породах, подземных флюидах, атмосфере и гидросфере Земли. Показано, что в изотопных соотношениях благородных газов запечатлена генетическая информация, позволяющая не только идентифицировать источник газа, но и получить сведения об эволюции и геохимических особенностях этого источника. Таким образом, благородные газы являются уникальными геотектоническими трассерами, ключом к познанию происхождения и истории летучих компонентов Земли. Изотопные отношения благородных газов могут эффективно использоваться для решения широкого круга задач, прямо или косвенно связанных с происхождением летучих компонентов — рудоносных флюидов, горючих газов и нефти, термальных и минеральных вод и т.д.

Книга предназначена для широкого круга специалистов, работающих в области наук о Земле — геохимиков, геофизиков, гидрогеологов, вулканологов, океанологов. Библиогр. — 228 назв. Ил. — 48. Табл. — 40.

Рецензенты:

д-р хим. наук, проф. Ю.А. ШУКОЛЮКОВ (ГЕОХИ АН СССР)
канд. геол.-мин. наук В.А. ПРИПАЧКИН (Кольский филиал АН СССР)

Игорь Нестерович Толстихин

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ГЕЛИЯ, АРГОНА И РЕДКИХ ГАЗОВ

Утверждено к печати

Геологическим институтом ордена Ленина
Кольского филиала им. С.М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт. Художник Л.А. Яленко
Технический редактор В.В. Шиханова
Корректоры О.М. Бобылева, Л.Я. Комм, и А.Х. Салтанаева

ИБ № 21673

Подписано к печати 6.11.86, М-28714. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 12.50+0.25 вкл. Усл. кр.-отт. 13.00. Уч.-изд.л. 14.38. Тираж 650. Тип. зак. № 350. Цена 2 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука“. Ленинградское отделение. 199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“. 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение благородных газов — самых инертных элементов периодической системы — занимает особое место в науках о происхождении и истории эволюции вещества. Изотопы благородных газов, как и других элементов, возникают в процессе ядерного синтеза, в дальнейшем их соотношения меняются вследствие радиоактивного распада и ядерных реакций. Сильный дефицит газов в твердом веществе относительно космической распространенности, обусловленный их химической инертностью, позволяет надежно идентифицировать вклад последних двух процессов, что в свою очередь обеспечивает возможность решения широкого круга генетических и эволюционных проблем. Во многих случаях можно не учитывать сложнейшие химические процессы, протекающие в природных условиях, и существенно упростить качественную и количественную интерпретацию наблюдаемых эффектов. Наконец, высокая подвижность благородных газов позволяет успешно изучать как процессы их миграции, так и строение вещества, в котором эта миграция осуществляется.

В последние 10–15 лет интерес к изотопии благородных газов быстро возрастает; все большее число специалистов, исследовательских групп и лабораторий оснащаются необходимым оборудованием и активно приобщается к этому направлению геохимии. Быстрое развитие изотопной геохимии благородных газов стимулировано рядом важных результатов, которые эффективно используются в науках о Земле.

Открытие первичного гелия в мантии Земли привело к решительному прогрессу в познании процесса ювенильного дыхания Земли; уникальная особенность поведения гелия — его непрерывное и быстрое убегание из атмосферы Земли — позволяет использовать соотношение изотопов гелия в качестве идеального геотектонического трассера, причем интерпретация данных изотопии гелия нередко оказывается более надежной и однозначной, чем других газов или дочерних элементов геохронометрических систем, таких как свинец, стронций и неодим; установление неизвестной ранее корреляции между земным тепловым потоком и изотопным составом гелия позволило объединить геохимические и геофизические следствия гео-

тектогенеза и существенно углубить наши представления о процессах, ответственных за эволюцию континентальной земной коры.

Обнаружение избытка радиогенного ^{129}Xe в породах, образовавшихся в верхней мантии Земли, ведет к пересмотру концепций ее глобальной дегазации. В частности, этот результат может рассматриваться в качестве веского аргумента в пользу представлений о весьма ранней дегазации по крайней мере части земного вещества и возникновении первичной атмосферы непосредственно в период аккреции планеты.

В последние годы поставлена проблема фракционирования газов на элементном и изотопном уровнях и осуществляется ее интенсивное развитие с применением в качестве своеобразных геохимических констант некоторых соотношений радиогенных изотопов. Это новое важное направление изотопной геохимии, по всей видимости, вскоре будет эффективно использоваться для решения целого ряда задач, прямо или косвенно связанных с миграцией флюидов.

Обсуждению этих и многих других результатов, полученных преимущественно в последнее десятилетие, и посвящена настоящая книга. Следует отметить, что в отечественной литературе нет дефицита крупных обзорных или оригинальных работ в области изотопной геохимии благородных газов и калий-аргонового датирования; практически все они — отражение творческих успехов группы исследователей, сплотившихся вокруг Э.К. Герлинга и Ю.А. Шуклюкова в Институте геологии и геохронологии докембрия в Ленинграде и дружно работавших вместе в 1950–1970-е годы. Многочисленные ссылки на работы этой группы читатель найдет в прилагаемой библиографии. Кроме того, недавно была опубликована сводная работа иностранных ученых, Озимы и Подосека (Ozima, Podosek, 1983), которые совершенно не отразили ряд важных результатов, полученных в СССР.

Настоящая монография тем не менее существенно отличается от своих предшественниц следующими особенностями.

Что касается содержания работы, в ней сделана попытка продемонстрировать роль изотопной геохимии благородных газов в развитии наиболее животрепещущих проблем современной геологии, таких как строение недр, эволюция вещества континентальной коры и природа движущих сил тектогенеза, происхождение разнообразных подземных флюидов, дегазация Земли и эволюция атмосферы. Соответственно в центре внимания — результаты, полученные для обычных, широко распространенных горных пород, минералов, которые слагают эти породы, подземных газов и вод, вод океанов. Экзотическим образованиям, в которых изотопные аномалии благородных газов нередко проявляются исключительно ярко, тем не менее уделено заметно меньшее внимание. В связи с вышесказанным следует также отметить, что основное внимание в книге уделено изотопии гелия и аргона: для этих газов эффекты, связанные с природной радиоактивностью, особенно сильны и наблюдаются всегда; отсюда и название книги.

Форма представления материала – по замыслу автора – дает возможность читателю мысленно проследить историю благородных газов. Вначале кратко освещены процессы, в которых образуются газы. Затем рассматриваются проблемы изотопии благородных газов в метеоритах, которые хранят следы событий, протекавших еще до возникновения Земли. Далее вместе с веществом метеоритов и пленетезималей газы переносятся в наиболее примитивную оболочку Земли – мантию. В ходе дифференциации мантии, сопровождающейся ее дегазацией, возникает кора и увеличиваются водная и газовая оболочки Земли. Наконец, наиболее легкий газ, гелий, покидает атмосферу и возвращается в космическое пространство...

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить признательность своим старшим коллегам и учителям – Э.К. Герлингу, Ю.А. Шуклокову, Б.А. Мамырину и В.П. Якуцени, проявившим интерес и внимание к работе и неоднократно обсуждавшим с автором наиболее важные ее направления. Автор также благодарен своим коллегам, принимавшим участие в экспериментах, расчетах и в обсуждении разнообразных проблем изотопии газов, – И.Я. Азбель, А.Б. Верховскому, Е.Р. Друбецкому, И.Л. Каменскому, В.И. Кононову, Б.Г. Поляку, Э.М. Прасолову, Ю.Д. Пушкареву и Л.В. Хабарину.

Издание книги стало возможным благодаря любезному содействию администрации Геологического института КФАН СССР, И.В. Белькова, А.Н. Виноградова и В.А. Прилачкина. Автор также признателен многочисленным помощникам – сотрудникам КФАН СССР, принимавшим участие в оформлении и подготовке рукописи.

К настоящему времени физические и химические свойства благородных газов изучены достаточно детально и являются предметом нескольких объемистых книг (например, Cook, 1961; Фастовский и др., 1972; Hawkins et al., 1978). Предлагаемый читателю раздел книги ни в коей мере не может конкурировать с цитируемыми работами и его задача — представить и прокомментировать только те сведения, которые имеют прямое отношение к процессам образования и эволюции благородных газов, рассмотренным в последующих главах.

Атмосфера является главным газовым резервуаром Земли: в ней сконцентрировано почти все количество газов, выделившихся из твердой Земли на разных стадиях ее дегазации (прежде всего это относится к инертным газам). Исключение составляет только гелий, почти полностью диссипировавший в околоземное космическое пространство. Вполне вероятно, что в атмосферу перешла значительная или даже большая часть газов Земли и, поделив количество газов в атмосфере на массу Земли (или ее силикатной части), можно приблизительно оценить исходные содержания летучих компонентов в земном веществе. Следует также подчеркнуть, что количество газов в атмосфере известно с высокой точностью, намного точнее, чем количество любого элемента в любом другом глобальном резервуаре Земли; поэтому их можно использовать и для весьма надежных геохимических оценок, количественных моделей процесса дегазации и т.д. Подробнее проблема распространенности благородных газов в атмосфере Земли будет рассмотрена ниже, в гл. 7; однако поскольку данные о благородных газах в атмосфере будут неоднократно использоваться почти во всех главах книги, представлялось целесообразным поместить таблицы с содержанием (табл. 1.1) и изотопным составом (табл. 1.2) газов в атмосфере в этой главе.

Распространенность благородных газов и их изотопные составы обычно применяются и для калибровки разнообразной газовой аппаратуры, в том числе и при изотопных масс-спектрометрических измерениях; поэтому полезно отметить, что в связи с весьма длительным и интенсивным перемешиванием атмосферы она является идеально гомогенизированным резервуаром, что и подтверждается немногочисленными, правда, исследованиями (Определение..., 1970; Noble gases..., 1971; Oliver et al., 1984).

Изотопные соотношения атмосферных благородных газов также должны быть измерены с высокой точностью, поскольку они являются своеобразным межлабораторным стандартом. Наиболее тщательные работы по измерению изотопного состава благородных газов связаны с именем Нира, который использовал для учета дискриминации масс-спектрометра специально подготовленные объемным методом смеси изотопов (Nier, 1950a, б). Для неона используются измерения П. Эберхардта и соавторов, уточнивших результаты Нира также с использованием специальных смесей изотопов неона (Eberhardt et al., 1965). Наконец, применив аналогичную методику, Мамырин и соавторы (Определение..., 1970) и позднее Кларк и соавторы (Clarke et al., 1976) определили изотопный состав гелия в атмосфере, причем данные обеих групп совпали в пределах погрешности анализа (рекомендуемый средний результат приведен в табл. 1.2).

Для разнообразных геохимических оценок вклада радиогенных нуклидов и геохронологических расчетов используются константы распада радиоактивных элементов и коэффициенты, определяющие выход радиогенных продуктов. Соответствующие данные представлены в табл. 1.3 и 1.4 вместе с данными о массах и современных распространенностях материнских радиоактивных изотопов. К радиогенным газам относятся также те из них, которые возникли в результате ядерных реакций, инициированных процессами радиоактивного распада; такие процессы приводят, например, к появлению изотопов ^3He , ^{21}Ne , ^{38}Ar и будут рассматриваться в следующей главе.

Растворимость благородных газов в природных флюидах, прежде всего в метеорных водах, водах мирового океана и в подземных водах континентальной земной коры во многом определяет их соотношения в таких объектах. Наиболее сильно эффект фракционирования проявляется, естественно, на элементных соотношениях благородных газов, которые могут быть существенно изменены как за счет природных процессов (например, частичной дегазации вод, растворения пузырьков газа), так и при отборе природных флюидов и работе с ними (например, при отборе газов методом частичной вакуумной дегазации вод). Фракционирование изотопов благородных газов, очевидно, приведет к существенно меньшим эффектам; тем не менее эффект, обусловленный различной растворимостью изотопов гелия, был экспериментально установлен и учитывался при определении количества ювенильного гелия в океанической воде. Следует подчеркнуть, что такие расчеты требуют высокоточных данных о растворимости благородных газов, прежде всего гелия и неона, в метеорных и морских водах, поскольку количества инъецируемых глубинных газов в океаническую воду находятся как разность между наблюдаемыми концентрациями и рассчитанными на основании лабораторных определений коэффициента растворимости (§6.1). Работа по высокоточному определению коэффициентов растворимости He и Ne в океанической и дистиллированной пресной воде была выполнена Р. Вейссом (Weiss, 1971),

Таблица 1.1

Содержания благородных газов в атмосфере Земли
(Cook, 1961)

Газ	Содержание, об. доли	Количество в атмосфере, см ³ STP
Главные компоненты		
N ₂	0.78084	3.093 · 10 ²⁴
O ₂	0.20946	8.298 · 10 ²³
CO ₂	0.00033	1.307 · 10 ²¹
Благородные газы, 10 ⁻⁶		
He	5.239 ± 0.004	2.076 · 10 ¹⁹
Ne	18.18 ± 0.04	7.202 · 10 ¹⁹
Ar	9340 ± 10	3.700 · 10 ²²
Kr	1.139 ± 0.01	4.516 · 10 ¹⁸
Xe	0.086 ± 0.001	3.446 · 10 ¹⁷
Rn	6 · 10 ⁻⁸	

который объединил уравнения Вант-Гоффа и Сеченова и предложил формулу для расчета коэффициента растворимости для любой температуры и солености воды:

$$\ln \beta = A_1 + A_2 (100/T) + A_3 \ln (T/100) + S^{\circ}\text{‰} [B_1 + B_2 (T/100) + B_3 (T/100)^2], \quad (1.1)$$

где β — коэффициент растворимости Бунзена, см³ газа в 1 см³ воды при давлении газа 1 атм; T — абсолютная температура, К; $S^{\circ}\text{‰}$ — соленость в промилле (вес соли, деленный на вес воды, дробь умножена на 1000); коэффициенты A и B приведены в табл. 1.5. Полученные данные позволили также рассчитать количество миллилитров гелия и неона, растворяющиеся в 1 л воды при ее равновесии с влажным воздухом, т.е. в естественных условиях:

$$\ln C^* = A_1 + A_2 (100/T) + A_3 (T/100) + A_4 (T/100) + S^{\circ}\text{‰} [B_1 + B_2 (T/100) + B_3 (T/100)^2], \quad (1.2)$$

где коэффициенты A и B также выбираются из табл. 1.5. Погрешность определения растворимости гелия и неона из формул (1.1)–(1.2) составляет $\pm 0.5\%$ (1σ). Данные о растворимости других благородных газов в пресной и морской воде (табл. 1.6) заимствованы из работы Кенига (König, 1963). Согласно оценке Вейсса, значения, представленные в табл. 1.6, занижены на $\sim 3\%$. Определение растворимости газов при высоких температурах выполнено Потером и Клейном (Potter, Clynne, 1978).

Т а б л и ц а 1.2

Изотопный состав благородных газов в атмосфере Земли

Изотоп	Распространенность, ат. доли	Отношения	Ссылка
Гелий			
³ He	$(1.39 \pm 0.01) \cdot 10^{-6}$	$1.39 \cdot 10^{-6}$	Определение..., 1970; Clarke et al., 1976
⁴ He	1.000		
Неон			
²⁰ Ne	0,9051	9.82	Eberhardt et al., 1965
²¹ Ne	0,00266	0,02885	
²² Ne	0,0922	1	
Аргон			Nier, 1950a
³⁶ Ar	0,00336	1	
³⁸ Ar	0,000632	0,1881	
⁴⁰ Ar	0,996	296	
Криптон			Nier, 1950b
⁷⁸ Kr	0,00354	0,02038	
⁸⁰ Kr	0,0227	0,1307	
⁸² Kr	0,1156	0,6655	
⁸³ Kr	0,1155	0,6649	
⁸⁴ Kr	0,5690	3,275	
⁸⁶ Kr	0,1737	1,00	
Ксенон			Nier, 1950c
¹²⁴ Xe	0,00096	0,0235	
¹²⁶ Xe	0,00090	0,0221	
¹²⁸ Xe	0,01919	0,4703	
¹²⁹ Xe	0,2644	6,480	
¹³⁰ Xe	0,0408	1,00	
¹³¹ Xe	0,2118	5,191	
¹³² Xe	0,2689	6,591	
¹³⁴ Xe	0,1044	2,5588	
¹³⁶ Xe	0,0887	2,174	

Т а б л и ц а 1,3

Радиоактивные изотопы, распадающиеся с образованием благородных газов

Радиоактивный изотоп	Атомный вес	Распространенность	Константа распада, год ⁻¹	Дочерний изотоп	Выход, атом/атом
²³⁸ U	238,029	0,99280	$1,551 \cdot 10^{-10}$	⁴ He ¹³⁶ Xe	8 $3,5 \cdot 10^{-8}$
²³⁵ U	235,044	0,00720	$9,848 \cdot 10^{-10}$	⁴ He	7
²³² Th	232,038	1,00	$4,947 \cdot 10^{-11}$	⁴ He	6
⁴⁰ K	39,098	0,0001167	$5,543 \cdot 10^{-10}$	⁴⁰ Ar	0,1048
¹²⁹ I	129,904	-	$4,41 \cdot 10^{-8}$	¹²⁹ Xe	1,0
²⁴⁴ Pu	244,06	-	$8,49 \cdot 10^{-9}$	¹³⁶ Xe	$7 \cdot 10^{-5}$

Т а б л и ц а 1,4

Выход изотопов ксенона и криптона при делении тяжелых радиоактивных изотопов (Ozima, Podosek, 1983) *

Изотоп	Период полураспада, 10 ⁶ лет	Соотношение констант деления и распада	Выход, %		Соотношение изотопов					
			¹³⁶ Xe	⁸⁶ Kr	¹³⁶ Xe = 1				⁸⁶ Kr = 1	
					¹²⁹ Xe	¹³¹ Xe	¹³² Xe	¹³⁴ Xe	⁸³ Kr	⁸⁴ Kr
Спонтанное деление										
²³⁸ U	4468	$5,45 \cdot 10^{-7}$	6,3 ±0,4	0,95 ±0,06	0,002	0,076 ±0,003	0,595 ±0,017	0,832 ±0,012	0,03 ±0,01	0,13 ±0,02
²⁴⁴ Pu	82	$1,25 \cdot 10^3$	5,6 ±0,6	0,11 ±0,03	0,048 ±0,055	0,246 ±0,020	0,885 ±0,030	0,939 ±0,008	-	-
Нейтронно-индуцированное деление **										
²³⁵ U	704	-	6,47 ±0,07	2,04 ±0,02	0,1 -	0,453 ±0,013	0,677 ±0,020	1,246 ±0,036	0,27 ±0,01	0,50 ±0,02

* Ссылки на первоисточники читатель может найти в цитируемой монографии.

** Сечение взаимодействия с тепловым нейтроном 580 барн.

Т а б л и ц а 1.5

Константы для расчетов коэффициентов растворимости газов и влажного воздуха (Weiss, 1971)

Газ	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄
Коэффициент растворимости газов β (1.1)				
He	-34,6261	43,0285	14,1391	-
Ne	-39,1971	51,8013	15,7699	-
Растворимость влажного воздуха C* (1.2)				
He	-152,9405	196,8840	126,8015	-20,6767
Ne	-160,2630	211,0969	132,1657	-21,3165

Т а б л и ц а 1.5 (продолжение)

Газ	B ₁	B ₂	B ₃
Коэффициент растворимости газов β (1.1)			
He	-0,042340	0,022624	-0,0033120
Ne	-0,124695	0,078347	-0,0127972
Растворимость влажного воздуха C* (1.2)			
He	-0,040543	0,021315	-0,0030732
Ne	-0,122883	0,077055	-0,0129095

Вейсс выполнил и единственное исследование растворимости изотопов (Weiss, 1970). Используя прецизионную аналитическую технику, он определил коэффициенты растворимости Бунзена для ^3He и ^4He в пресной и морской воде. Коэффициент фракционирования изотопов при растворимости был определен как

$$\alpha = (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{жидк}} / (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{газ}} = \beta_3 / \beta_4, \quad (1.3)$$

где β_3 , β_4 - коэффициенты растворимости Бунзена, индекс соответствует изотопу гелия. Тогда $(\alpha - 1) \cdot 100$ характеризует изменение значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в водной фазе по отношению к газовой в результате однократного растворения. Данные измерений были аппроксимированы функцией следующего вида (Т - температура, °C):

$$(\alpha - 1)\% = (-1,16 \pm 0,18) - (0,011 \pm 0,007)T. \quad (1.4)$$

Растворимость благородных газов в расплавах силикатов была исследована Кирстенем (Kirsten, 1968) и позднее Хаятсу и Вабосо (Hayatsu, Waboso, 1982). Экспериментальные данные этих авторов приведены в табл. 1.7, из которой следует, что бла-

Таблица 1.6

Растворимость* благородных газов в пресной и морской воде

Вода	T, °C	Ar	Kr	Xe
Пресная	1±1	-	95.2	
	5±1	-	81.5	147
	10±1	37.9	73.1	128
	15±0.5	35.8	66.0	115
	20±0.5	32.5	56.4	-
	24±0.5	-	55.2	
	25±0.5	-	-	96.4
Морская	0±2	38.5	71.5	136
	5±1	35.3	63.9	115
	10±1	32.8	58.2	103
	15±0.5	30.2	51.6	90.0
	20±0.5	26.3	44.8	80.0
	24±0.5	-	42.9	80.0
	25±0.5	-	-	70.2

* Растворимость дана в кубических сантиметрах STP на 1000 г воды при давлении газа 1 атм.

городные газы характеризуются весьма низкой растворимостью в силикатах. Кирстен выполнил эксперименты при разных давлениях и показал, что растворимость определяется законом Генри: количество газа в расплаве пропорционально давлению и константе растворимости. Значения последней и даны в таблице. Хаятсу и Вабосо продемонстрировали увеличение константы растворимости с ростом температуры, во всяком случае в пределах от 1000 до 1500 °C (Hayatsu, Waboso, 1982).

Адсорбция газов в природных условиях определяется многими факторами: температурой, давлением, составом сорбента, его структурой и свойствами поверхности, природой самого газа. В связи с многочисленностью и разнообразием параметров, определяющих эффективность адсорбции, общей теории, описывающей количественно этот процесс в природных условиях, пока не существует. Для многих веществ, на которых сорбируются благородные газы, количество газа увеличивается с его атомным весом: у тяжелых газов внешние электроны отдалены от ядра и силы Ван-дер-Ваальса, играющие существенную роль в процессе адсорбции, увеличиваются. При сравнительно низких давлениях газа наблюдается линейная зависимость между количеством сорбированного газа Q и его давлением p :

$$Q = Hp,$$

Т а б л и ц а 1.7

Растворимость благородных газов в расплавах силикатов

Расплав	Температура, °С	Константа растворимости, $(\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}) \cdot 10^{-4}$					Ссылка
		He	Ne	Ar	Kr	Xe	
Энстатита	1500	1.1	0.7	0.2	0.13	0.06	Kirsten, 1968
Толеитового базальта	1200	-	1.9	2.3	0.8	-	
Щелочного базальта	1200	-	2.2	4.6	1.6	-	Hayatsu, Waboso, 1982
Андезитобазальта	1200	-	2.5	9.0	2.1	-	

причем константа H не зависит от давления (закон Генри), но является обратной степенной функцией температуры.

Если адсорбция газов происходит одновременно с ростом минералов, они могут оказаться закупоренными в пустотах, образованных структурой этих минералов. В идеальном случае соотношение между веществом-хозяином и захваченными им газами может находиться в определенной пропорции; такие „соединения“ называются клатратами. Как и при адсорбции, при клатратообразовании основную роль играют силы Ван-дер-Ваальса, а также размеры структурных полостей и стремящихся заполнить их атомов. Благородные газы образуют клатраты со многими, преимущественно органическими соединениями, а в природных условиях определенную роль, возможно, играют такие соединения газов со льдом. Температуры, при которых возникают клатраты типа газ-лед, однако, ниже, чем встречающиеся на Земле; они характерны для космического пространства.

Наибольшее значение в земных условиях имеет процесс захвата газов, в том числе благородных, вновь образующимися минералами или минералами, претерпевающими метаморфические превращения. Природные минералы, как правило, отличаются обилием дефектов разного происхождения и размера, в которых природные флюиды могут закупориваться и храниться в течение миллиардов лет. Концентрации газов в некоторых минералах, отличающихся подходящей структурой (циклосиликаты) или обилием газово-жидких или газовых включений (сотовый кварц и др.), могут достигать высоких значений. Наблюдались содержания He вплоть до $10^{-2} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$. Содержания и изотопные соотношения благородных газов в твердых телах во многом определяются особенностями миграции.

До настоящего времени не создано единой теории, которая позволила бы количественно описать миграцию атомов в природных минералах. Более того, вряд ли такая теория когда-либо будет

дана. Основаниями для пессимизма являются многочисленные данные о сложном строении природных минералов, обилии разнообразных дефектов в их кристаллической структуре, неясной и различной реакции минералов на лабораторный эксперимент, в ходе которого естественное состояние минерала обычно меняется. Данный обзор проблемы выходит за рамки настоящего раздела книги в целом). Общие подходы к проблеме диффузии атомов реальных кристаллах изложены, например, в монографиях Шьюна (1966) и Маннинга (1971). Результатам исследований миграции благородных газов в природных минералах посвящены книги розовой и Ашкинадзе (1971), Шуколокова и Левского (1972) Ашкинадзе (1980). Ниже кратко прокомментированы возможные процессы перемещения газов в минералах.

1. В тех случаях, когда изучению подвергались весьма совершенные природные кристаллы или кристаллы, выращенные в лабораторных условиях, характер миграции газов соответствовал представлениям классической объемной диффузии.

2. Обычно выделение газов из природных минералов не зависит размеров используемых фракций и

$$-\frac{dQ}{dt} = CQ,$$

где Q — количество газа, сохранившегося в образце в момент времени t , а C определяется следующим эмпирическим соотношением (Сьюмон, 1966):

$$C = C_0 \exp(-E/RT).$$

где E — энергия активации атома газа, необходимая для его движения в решетке минерала; T — температура, K ; R — газовая постоянная; $C_0 = \gamma v_0 \exp(\Delta S/R)$; γ определяется структурой минерала эффектами в нем; v_0 — Дебаева частота осцилляций атома в решетке минерала; ΔS — изменение энтропии системы при активации движения атома. Параметры E и C_0 , определяющие потери газов минералами в случае „односкачковой“ диффузии, могут быть найдены в результате изотермического выделения газов из минералов, постепенного их нагрева или нагрева с постепенным непрерывным снижением температуры.

3. Во многих радиоактивных минералах, однако, наблюдается нетипичная кинетика выделения как легких, так и тяжелых газов, не соответствующая ни представлениям объемной диффузии, ни представлениям о малоскачковом характере выделения газов. Такие наблюдения объясняются влиянием многочисленных дислокаций, которые являются своеобразными стоками для атомов, а дальнейшее движение газов уже определяется миграцией дефектов — ловушками — независимо от масс находящихся в них атомов.

Как уже отмечалось во введении, можно выделить три процесса, приводящих к образованию новых элементов, в том числе благородных газов. Это прежде всего ядерный синтез, протекающий в условиях высоких температур и давлений в недрах звезд, — главный процесс, обеспечивший наблюдаемую распространенность почти всех химических элементов и их изотопов. Появление некоторых изотопов обусловлено спалляционными процессами — разрушением сравнительно тяжелых ядер высокоэнергетичными космическими протонами с последующим возникновением легких ядер. Наконец, процесс радиоактивного распада, деления тяжелых элементов и инициируемые ими ядерные реакции также приводят к появлению новых изотопов.

Хотя в дальнейшем основное внимание будет уделено обсуждению данных, связанных с проявлением радиоактивности (§2.3), тем не менее в §2.1 и 2.2 кратко изложены общие сведения и о первых двух процессах.

Рассмотренная здесь схематическая классификация ядерных процессов, в которых возникают, в частности, благородные газы, в известной мере условна. Например, космическое излучение приводит к появлению нейтронного потока и соответственно связанных с таким потоком (космогенных) изотопов. С другой стороны, нейтронный поток индуцируется процессами радиоактивного распада и деления практически в любом природном веществе, при этом возникают (радиогенные) изотопы. Очевидно, одни и те же изотопы, возникшие в одинаковой ядерной реакции, могут быть космогенными и радиогенными. Тем не менее с определенными оговорками такое разделение приводит к минимальному пересечению разных по природе процессов и будет использоваться в данной главе.

2.1. Ядерный синтез

Проблема возникновения и эволюции вещества является одним из фундаментальных и быстро развивающихся направлений современной физики, успехи которого отражены в бесчисленном потоке публикаций, обзоров и книг самого различного уровня. Краткая компиляция, представленная ниже, имеет своей целью лишь в самых общих чертах познакомить читателя с существом проблемы, срав-

ительно популярное изложение которой дано в книгах Тейлера (1975), Аллера (1963); последние могут рассматриваться как пособия для подготовки к более сложным специальным монографиям.

В настоящее время можно считать установленным, что синтез элементов протекает в недрах звезд с массой не менее чем половина солнечной массы, при температурах 10^7 – 10^9 К. Исключение оставляют гелий – второй по распространенности элемент Солнечной системы и Галактики, а возможно и Вселенной, и некоторые легкие элементы. Согласно теории большого взрыва, гелий мог возникнуть вскоре после водорода. В этом случае его распространенность в разных объектах Вселенной должна быть сравнительно постоянной. Пока трудно сделать определенное заключение, поскольку нет достаточно представительного набора надежных экспериментальных оценок. В тех случаях, когда такие оценки имеются, оказывается, что звезды состоят на 25–35% из гелия – в соответствии с теорией горячей Вселенной. Однако есть данные, полученные том числе и для Солнца, о том, что распространенность гелия ниже, возможно около 20% (Тейлер, 1975). Не исключено, что в некоторых туманностях она опускается до 15% (Аллер, 1963).

В соответствии с современными представлениями астрофизики гелий мог возникнуть и в массивных объектах типа радиогалактик или в массивных звездах, масса которых в 50 или 100 раз превосходит массу Солнца. Такие звезды могут терять большую часть своей массы во время, когда достаточно большое количество водорода уже превратилось в гелий, но гелий не успел превратиться в более тяжелые элементы.

В любом случае значительные количества гелия должны были же присутствовать при возникновении сверхновых – основных поставщиков тяжелых элементов в галактиках, так как в противном случае не удастся объяснить ни полное количество наблюдаемого гелия, ни отношения количества гелия к количеству более тяжелых элементов: в звездах, больших по массе, чем Солнце, в 5 раз, содержание гелия должно было быть ниже, чем содержание углерода. Что касается изотопного состава гелия в звездах, то распространенность ^3He зависит от температуры горения водорода и увеличивается с понижением температуры. Не исключено, что в некоторых объектах распространенность ^3He близка к таковой ^4He (Аллер, 1963).

Для дальнейшего изложения существенно, что синтез элементов осуществляется в разных процессах, протекающих в разное время в разных оболочках звезд. Многие относительно легкие элементы – вплоть до железа – образуются в недрах звезд в результате горения легких атомов; в частности, так возникает неон.

Образование более тяжелых, чем железо, элементов осуществляется принципиально иным путем – в s , r - и p -процессах.

При медленном захвате ядрами нейтронов (s -процессе) время между двумя последовательными захватами сравнительно велико (10^{12} – 10^5 лет). В этом процессе могут возникнуть сравнительно богатые протонами изотопы, предшественники которых имеют до-

Т а б л и ц а 2.1

Образование изотопов благородных газов в процессах ядерного синтеза (Шуколюков, Левский, 1972; Lewis, Anders, 1981; Synthesis of the elements..., 1957)

Горение водорода	Горение углерода	r -процесс	s -процесс	p -процесс
^3He ^{21}Ne ^{22}Ne	^{20}Ne	^{83}Kr , ^{84}Kr , ^{86}Kr , ^{129}Xe , ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe	^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{80}Kr , ^{82}Kr , ^{128}Xe , ^{129}Xe , ^{130}Xe , ^{131}Xe , ^{132}Xe	^{78}Kr , ^{124}Xe , ^{126}Xe

статочно большой период полураспада. Большинство ядер в интервале $23 \leq A \leq 46$ и $63 \leq A \leq 209$ образуются в s -процессе, его общая длительность составляет $10^6 - 10^7$ лет. В частности, возникают изотопы ^{36}Ar , ^{38}Ar , а также некоторые изотопы криптона и ксенона (табл. 2.1; Шуколюков, Левский, 1972).

При быстром захвате ядер нейтронами (r -процесс) их число может увеличиваться, пока ядро не станет неустойчивым. Если в таком, содержащем избыток нейтронов, ядре произойдет β -распад, оно оказывается способным вновь присоединять нейтроны. Таким образом, и заряд, и масса ядер быстро растут. r -процесс осуществляется при взрывных явлениях, когда температура и плотность звезд повышаются настолько ($\geq 5 \cdot 10^9$ К и $\geq 7 \cdot 10^7$ кг/м³), что они становятся неустойчивыми. При таких температурах происходит железо-гелиевая смена фазы - накопившиеся ранее в звезде ядра железа распадаются на α -частицы, протоны и нейтроны; последние и играют главную роль при r -процессе. Время его протекания исчисляется минутами или даже долями секунды. В r -процессе образуются ядра тяжелых элементов (в том числе большинство изотопов Kr и Xe - табл. 2.1), вплоть до трансурановых.

Некоторые изотопы тяжелых элементов - содержащие особенно много протонов - не могли образоваться в ходе r -процесса. Такие элементы, вероятно, возникли в результате быстрого захвата протонов, p -процессе, который, также, по-видимому, протекал при взрывах звезд. В p -процессе возникает ^{78}Kr и легкие изотопы ксенона (Шуколюков, Левский, 1972).

2.2. Происхождение спаллогенных изотопов

Спаллогенные изотопы образуются при взаимодействии высокоэнергетического космического излучения с ядрами атомов, расположенных вблизи поверхности твердых тел или рассеянных в виде газа. Исключением являются ядерные реакции с мюонами, которые

в связи с высокой проникающей способностью этих частиц могут протекать на значительной глубине. Соответственно в настоящем разделе будут кратко изложены некоторые сведения о космическом излучении, высокоэнергетических ядерных взаимодействиях (2.2.1) и будут прокомментированы возможности появления малораспространенных изотопов в результате взаимодействия вещества с вторичными частицами космических лучей (2.2.3).

2.2.1. Общие сведения о космическом излучении и высокоэнергетических ядерных взаимодействиях

Космические лучи — это поток заряженных частиц высокой энергии, наблюдающийся в нашей Галактике и, вероятно, проходящий и через межгалактическое пространство. Различают галактические космические лучи (ГКЛ), приходящие к Земле из нашей Галактики или даже из-за ее пределов, и солнечные космические лучи (СКЛ) — поток ускоренных частиц, возникший при хромосферных вспышках на Солнце. Поскольку для возбуждения ядер до температуры, достаточной для испарения нескольких частиц, требуется значительная энергия — примерно на порядок превосходящая энергию связи нуклона в ядре (~ 8 МэВ/нуклон), наибольшее значение для процесса генерации спалогенных изотопов имеет жесткая компонента космических лучей с энергией, исчисляемой сотнями мегаэлектронвольт и выше; такая компонента характерна для ГКЛ. Энергия частиц ГКЛ составляет в среднем ~ 10 ГэВ/нуклон, достигая в отдельных случаях колоссальных значений ($\sim 10^{20}$ эВ); низкоэнергетическую составляющую ГКЛ удалось проследить лишь до энергии 20 МэВ/нуклон из-за перекрывающего ее потока СКЛ. Протоны являются главным компонентом космических лучей.

Ядерные реакции при высоких энергиях начинаются с взаимодействия налетающей частицы с одним из нуклонов ядра, за которым следуют поочередные взаимодействия рассеянной частицы, частиц отдачи и вновь образовавшихся частиц. Весь процесс описывается как внутриядерный каскад. Некоторые из высокоэнергетичных частиц каскада вылетают из ядра, унося с собой часть энергии; сохранившаяся часть энергии расходуется на возбуждение оставшегося ядра. Частицы низких энергий, рожденные в этом каскаде, даже если они не участвуют в дальнейшем его развитии, тем не менее вносят свой вклад в возбуждение ядра (Хаякава, 1973).

Пока не существует строгой количественной теории, описывающей эти сложнейшие процессы. Их ход моделируется на ЭВМ с использованием статистических методов. Выходы космогенных изотопов могут определяться и по приближенным формулам. Однако наиболее надежные результаты получены при исследовании высокоэнергетических взаимодействий на ускорителях. В качестве примера ниже даны сечения (мбарны) выхода ^3H , ^3He и ^{24}Ne для реакции взаимодействия протона (с типичной для ГКЛ энергией 600 МэВ) с ядрами некоторых распространенных элементов (Лаврушина, 1972):

	O	Mg	Al	Si	Fe
${}^3\text{H}$	38	15	40	18	-
${}^3\text{He}$	-	24	27	34	-
${}^{21}\text{Ne}$	0	20	20	19	0.7

Знание сечений выхода потока и энергетического спектра налетающих частиц позволяют оценить интенсивность генерации того или иного космогенного изотопа в данной мишени. Если последняя состоит из нескольких элементов, как это обычно и бывает в природных условиях, то следует использовать средневзвешенные по химическому составу сечения. Уравнение позволяющее оценить скорость образования N_{A_i} спаллогенного изотопа A_i в зависимости от радиуса облучаемого тела B_j и интересующей нас глубины от его поверхности r_j , имеет вид

$$N_{A_i}(R_j, r_i) = \frac{N}{A} \left[I_p(R_j, r_i) \bar{\sigma}_{A_i}^p(E_p) + \sum S \bar{I}_s(R_j, r_i) \bar{S}_k \bar{\sigma}_{A_i}^s(E_s) \right]. \quad (2.1)$$

Здесь, кроме названных выше величин, N - число Авогадро; \bar{A} - средневзвешенное по составу массовое число элементов; $I_p(R_j, r_i)$ и $\bar{I}_s(R_j, r_i)$ - интенсивности первичного космического излучения и вторичных ядерно-активных частиц; $\bar{\sigma}_{A_i}^p(E_p)$ и $\bar{\sigma}_{A_i}^s(E_s)$ средневзвешенные по энергетическим спектрам частиц и химическому составу тела сечения образования A_i изотопа первичными (индекс p) и вторичными (индекс s) частицами; \bar{S}_k - средневзвешенные по составу тела и энергетическому спектру множественности рождения вторичных частиц.

Оценим соотношение спаллогенных изотопов ${}^3\text{He}$ и ${}^{21}\text{Ne}$ для мишени приблизительно хондритового состава (35% SiO_2 , 25% MgO , 10% FeO , 2.5% Al_2O_3 , 10% Fe) в предположении, что главный вклад в их образования дают собственно спалляционные процессы (первое слагаемое правой части уравнения) и выходом реакций на вторичных частицах можно пренебречь. Такое предположение вполне приемлемо в свете данных, изложенных в §2.3, а именно: сечения образования ${}^{21}\text{Ne}$ в реакциях на типичных вторичных частицах (нейтронах, протонах), малы, а ${}^3\text{He}$ (${}^3\text{H}$) появляется при реакциях тепловых нейтронов с литием, характеризующимся весьма малой распространенностью. Пренебрегая вторым слагаемым в правой части написанного выше уравнения и переходя к отношениям получим:

$$\left(\frac{{}^3\text{H}}{{}^{21}\text{Ne}} \right)_{sp} = \frac{\bar{\sigma}^p({}^3\text{H}) + \bar{\sigma}^p({}^3\text{He})}{\bar{\sigma}^p({}^{21}\text{Ne})} = \frac{\sum_i N_i \sigma_i^p({}^3\text{H}) + \sum_i N_i \sigma_i^p({}^3\text{He})}{\sum_i N_i \sigma_i^p({}^{21}\text{Ne})}, \quad (2.2)$$

где N_i - атомная концентрация элементов в мишени, г^{-1} .

Подставляя в эту формулу приведенные выше сечения, атомные концентрации элементов и полагая, что время, прошедшее с начала

облучения, было существенно больше периода полураспада трития ($T_{1/2} = 12.26$ лет), находим, что теоретически ожидаемое соотношение изотопов (${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$)_{гр} ≈ 5 . Аналогичным образом можно рассчитать соотношение спаллогенных изотопов неона (Лаврухина, 1972). ${}^{20}\text{Ne} : {}^{21}\text{Ne} : {}^{22}\text{Ne} = 0.87 : 1.00 : 1.16$. Полученные выше соотношения соответствуют реально наблюдаемым в метеоритах (гл. 3) и будут использоваться при обсуждении вклада спаллогенной компоненты в благородные газы Земли.

2.2.2. Возникновение благородных газов под действием вторичных частиц космических лучей

Как уже упоминалось в предыдущем разделе, в результате взаимодействия высокоэнергетического космического излучения с веществом возникают вторичные частицы — нейтроны, протоны, ядра гелия и более тяжелых элементов и практически все известные к настоящему времени элементарные частицы. Вторичные ядерно-активные компоненты взаимодействуют с ядрами элементов мишени, что также приводит к появлению космогенных изотопов. Однако проникающая способность большинства частиц и излучений такова, что при плотности вещества, близкой к плотности горных пород, они почти полностью затухают на глубинах, исчисляемых метрами-десятками метров. Проникающей является μ -мезонная (мюонная) компонента космических лучей, взаимодействие которой с веществом в недрах Земли приводит, по мнению некоторых исследователей (Takagi, 1970), к появлению измеримых количеств малораспространенных изотопов благородных газов, в частности ${}^3\text{He}$, некоторых изотопов ксенона. Однако, используя надежные геохимические наблюдения, можно показать (Мамырин, Толстихин, 1981), что космогенные изотопы не образуются в измеримых количествах в природных минералах под действием мюонной компоненты даже в верхних горизонтах земной коры, не говоря уже о ее глубинных недрах, которые как раз и являются источником избыточного ${}^3\text{He}$ (гл. 4).

Если обсуждать геохимические проблемы, то роль вторичной компоненты космического излучения реально проявляется в генерации некоторых радиоактивных изотопов в атмосфере. Однако и в этом случае наиболее интересующий нас изотоп — тритий — в настоящее время в гораздо больших масштабах выделяется в атмосферу в результате техногенных процессов (Leventhal, Libby, 1968).

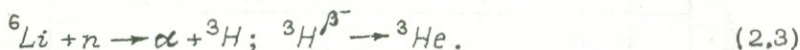
2.3. Радиоактивный распад и ядерные реакции

2.3.1. Радиогенные изотопы гелия

На пороге нашего века был получен ряд выдающихся результатов, связанных с открытием радиоактивности, которые коренным образом изменили существовавшие представления о строении мате-

рии. Одним из таких результатов было обнаружение атомов гелия в радиоактивном минерале клевете. В течение многих десятилетий поколения исследователей все больше убеждались в том, что природный гелий Земли есть продукт распада естественных радиоактивных изотопов уранового, актиноуранового и ториевого семейств; к 60-м годам это убеждение превратилось в „азбучную“ истину.

Хотя в настоящее время ясно, что эта истина верна лишь отчасти, все же и с точки зрения современных представлений справедливо утверждение, что в изученных земных объектах изотоп ${}^4\text{He}$ имеет преимущественно радиогенное происхождение; поэтому для понимания многих изложенных далее проблем важно выяснить, каким образом и в каком соотношении со своим „тяжелым братом“ возникает в обычных горных породах второй, легкий, изотоп гелия — ${}^3\text{He}$. В классической работе Моррисона и Пайна (Morrison, Pine, 1955) было показано, что изотопные отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в некоторых минералах (бериллы, сподумены) и в природных газах могут быть объяснены следующим образом. При радиоактивном распаде урана и тория образуются α -частицы. Большинство α -частиц тормозится веществом минерала (породы), они приобретают два электрона и становятся атомами ${}^4\text{He}$. Часть α -частиц ($\sim 1:1000$) взаимодействует с ядрами элементов, слагающих минерал (в основном с ядрами легких элементов). Некоторые из этих взаимодействий — (α, n)-реакции — приводят к появлению в горных породах нейтронного потока. Дополнительно к нему нейтроны возникают при спонтанном и нейтронно-индуцированном делении изотопов урана. Часть нейтронного потока достигает тепловых энергий. Взаимодействие теплового нейтрона с легким изотопом лития приводит к появлению ${}^3\text{He}$:



В дальнейшем эта схема была детализирована (Естественный..., 1966), в частности были уточнены выходы нейтронов при взаимодействии α -частиц с ядрами легких элементов. Расчет теоретически ожидаемых отношений $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{теор}}$ осуществлялся по формуле

$$({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{теор}} = n_f \left(\frac{\sum_k \sigma_k S_k N_k}{\sum_i S_i N_i} \cdot 10^{-6} \right) P_{t^0} \left(\frac{\sigma_{\text{Li}} N_{\text{Li}}}{\sum_i \sigma_i N_i} \right), \quad (2.4)$$

где n_f — коэффициент, учитывающий вклад нейтронов, образовавшихся при спонтанном и индуцированном делении урана; для пород с близким к кларковому содержанием урана $n_f = 1.13 \div 1.18$ (в настоящей работе принят 1.15); σ — выход нейтронов под действием α -частиц из толстых мишеней (на 10^6 α -частиц); S — относительная тормозная способность элемента; N — количество атомов элемента в 1 г породы; σ — сечение захвата тепловых нейтронов ядрами элемента, барн ($=10^{-24}$ см²); P_{t^0} — вероятность достижения нейтроном тепловой энергии; для пород со средним содержанием $P_{t^0} \approx 0.8$.

Расчеты отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в радиогенном гелии породы гранитного состава (Mamyrin, Tolstikhin, 1984)

Элемент	$N, 10^{20}$ ат/г	S	q	σ , барн	NS	qNS	σN
O	179	1.06	0.18	$2.1 \cdot 10^{-4}$	189	34	0.036
Si	71	1.71	0.38	0.13	114	43	9.2
Al	17	1.53	2.6	0.23	26	68	3.9
Fe	2.2	2.43	-	2.53	5.35	-	5.6
Mg	0.68	1.44	2.8	0.06	1.0	2.8	0.04
Li	0.032	0.47	3.6	71	0.015	0.054	2.27
K	6.5	1.98	-	2.0	12.8	-	13
Na	5.0	1.35	2.9	0.51	6.75	19.6	2.55
Ca	1.6	2.05	-	0.43	3.3	-	0.69
Ti	0.26	2.19	-	5.6	0.57	-	1.45
Be	$4 \cdot 10^{-3}$	0.6	109	0.01	$2 \cdot 10^{-3}$	0.26	$5 \cdot 10^{-5}$
B	0.011	0.73	24	755	0.008	0.19	8.3
F	0.23	1.15	16	0.009	0.26	4.2	0.002
Gd	$3 \cdot 10^{-4}$	-	-	$4.6 \cdot 10^4$	-	-	14

$$\sum_i S_i N_i = 359;$$

$$\sum_k q_k S_k N_k = 172;$$

$$\sum_i \sigma_i N_i = 61;$$

$$({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{теор}} = 1.15 \cdot \frac{172}{359} \cdot 10^{-6} \cdot 0.8 \frac{2.27}{61} = 0.016 \cdot 10^{-6};$$

$$({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{изм}} = 0.016 \cdot 10^{-6}.$$

Таблица 2.3

Природные ядерные реакции, приводящие к образованию изотопов неона (Естественный..., 1966; Kunz, Schintlmeister, 1965)

Реакция	Энергия реакции, МэВ	Порог реакции, МэВ	Сечение реакции, мбарн
$^{20}\text{Ne}(n, \gamma)^{21}\text{Ne}$	3-6*	-	100-300
$^{24}\text{Mg}(n, \alpha)^{21}\text{Ne}$	-	-	-
$^{22}\text{Ne}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$	-	-	-
$^{23}\text{Na}(\gamma, 2n)^{21}\text{Na} \xrightarrow{\beta^+} ^{21}\text{Ne}$	-	-	-
$^{18}\text{O}(\alpha, p)^{21}\text{F} \xrightarrow{\beta^-} ^{21}\text{Ne}$	-	4,6	-
$^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$	3,2**	0,63	109
$^{21}\text{Ne}(n, \gamma)^{22}\text{Ne}$	-	-	-
$^{25}\text{Mg}(n, \alpha)^{22}\text{Ne}$	-	-	-
$^{19}\text{F}(\alpha, p)^{22}\text{Ne}$	1,7	-	-
$^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Ne}$	-	-	-

* Энергии нейтронов, для которых в последней колонке даны сечения реакции.

** Энергия α -частиц, для которой указано сечение реакции.

В формуле (2.4) первый множитель (в скобках) представляет собой суммарный выход нейтронов в породе, приходящийся на α -частицу; второй - вероятность образования ^3He по реакции (2.3). Схема расчета поясняется табл. 2.2.

Аналогичные расчеты, выполненные для магматических кларковых (средних) пород, позволяют сделать вывод, что рассчитанные по приведенной выше схеме отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ варьируют мало, составляя в среднем величину $\sim 1 \cdot 10^{-8}$.

2.3.2. Радиогенные изотопы неона

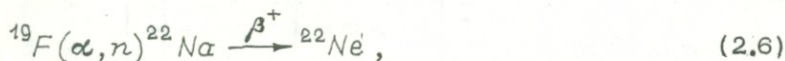
Изотопы неона не образуются непосредственно при радиоактивном распаде. Однако протекающие в природе ядерные реакции, инициируемые распадом тяжелых радиоактивных элементов - урана и тория, приводят к появлению малораспространенных изотопов ^{21}Ne и ^{22}Ne (табл. 2.3). Взаимодействие нейтронов естественного спектра энергий с изотопами магния и неона характеризуется малым сечением, а в некоторых случаях и достаточно высоким поро-

гом реакции. Кроме того, естественный нейтронный поток примерно в 10^6-10^7 раз меньше, чем поток α -частиц. Фотонейтронные реакции идут на высокоэнергетичных γ -квантах, которые образуются в природе в процессах деления и радиационного захвата нейтронов. Интенсивность образования таких γ -квантов примерно соизмерима с нейтронным потоком, т.е., как уже упоминалось выше, в миллионы раз меньше, чем поток α -частиц. Таким образом, наиболее эффективны реакции, протекающие с участием α -частиц, прежде всего (α, n) -реакции (Естественный..., 1966), поскольку необходимость преодолеть испускаемому протону кулоновский барьер ядра делает (α, p) -реакции менее вероятными по сравнению с (α, n) .

Количество радиогенных ^{21}Ne и ^{22}Ne , возникающих в породах или минералах под действием естественного потока α -частиц по наиболее эффективным реакциям:



и



может быть рассчитано по формуле:

$$^{21,22}\text{Ne} = \frac{N_{\alpha} \varphi N_k S_k}{\sum_{i=1}^n N_i S_i} \quad (2.7)$$

В формуле (2.7) N_{α} - число α -частиц, испущенных урановым и ториевым радиоактивными семействами за время, равное возрасту породы (минерала), 10^6 α -частиц; остальные обозначения те же, что и в формуле (2.4). Следует отметить, что отношение

$N_k S_k / \sum_{i=1}^n N_i S_i$ мало меняется в связи с высоким и примерно постоянным содержанием кислорода в силикатах и примерно одинаковым значением $\sum_{i=1}^n N_i S_i$ для пород разного состава. Так, например, из табл. 2.2 легко оценить это отношение в гранитных породах - $N_k S_k / \sum_{i=1}^n N_i S_i = 0.53$; для карбонатитов, существенно отличающихся от гранитных пород по химическому составу, получено такое же отношение. Величина выхода нейтронов φ зависит от энергетического спектра α -частиц и в природных условиях может варьировать максимум в 2 раза. Для кислорода значения φ

варьируют в пределах 0.12–0.25, причем для типичного соотношения $Th/U \approx 3$ значение $q \approx 0.15$ (на 10^6 α -частиц). Таким образом, формула (2.7) приводит к примерному равенству

$$^{21}Ne = 0.08 \cdot 10^{-6} N_{\alpha}, \text{ или}$$

или

$$(^4He / ^{21}Ne)_{\text{рад}} = 1.25 \cdot 10^7. \quad (2.8)$$

Равенство (2.8) является важной геохимической константой (Верховский и др., 1977), которая неоднократно будет использоваться в дальнейшем при обсуждении проблемы фракционирования благородных газов. Подчеркнем, что значение отношения радиогенных гелия и неона, приведенное в (2.8), вряд ли варьирует в больших пределах, чем $(0.7 \pm 1.6) \cdot 10^7$. Иными словами, значения отношения $(^4He / ^{21}Ne)_{\text{рад}}$, находящиеся за пределами указанного диапазона, свидетельствуют об участии процессов миграции газов, обусловивших его отклонение от значений, типичных для радиогенных газов.

Равенство (2.8) позволяет оценить содержание $^{21}Ne_{\text{рад}}$ в породе, если известно содержание радиогенного гелия. Так в граните рапакиви (табл. 2.2) при концентрациях U и Th , равных 1.3 и 6.0 г/т, за время, равное возрасту породы (1600 млн. лет), возникло $1.57 \cdot 10^{16}$ атомов $^4He \text{ г}^{-1}$ (или $584 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$); соответственно $^{21}Ne_{\text{рад}} = 1.25 \cdot 10^9 \text{ ат} \cdot \text{г}^{-1}$ ($4.6 \cdot 10^{-11} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$).

Формула (2.7) может использоваться и для оценок концентраций радиогенного ^{22}Ne в породах или минералах. Однако, поскольку в числителе этой формулы находится отношение $N_k S_k$ для фтора, а содержание фтора меняется в различных породах и минералах весьма существенно, изотоп $^{22}Ne_{\text{рад}}$ не образуется в постоянной пропорции к другим радиогенным изотопам, в частности к ^{21}Ne . Соотношение радиогенных изотопов неона, согласно (2.7), может быть представлено в виде

$$(^{21}Ne / ^{22}Ne)_{\text{РАД}} \approx q_0 N_0 S_0 / q_F N_F S_F. \quad (2.9)$$

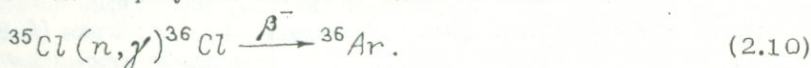
Равенство (2.9) позволяет оценивать отношение радиогенных изотопов неона для пород с разным содержанием фтора. Используя данные табл. 2.2, можно оценить отношение $(^{21}Ne / ^{22}Ne)_{\text{рад}}$ в обычных гранитных породах, составляющее 8. В некоторых слодах и других фторсодержащих минералах, где содержание фтора измеряется процентами, это отношение может снижаться до 0.1 и менее (Геохимия..., 1974).

2.3.3. Радиогенные изотопы аргона

В природных объектах тяжелый изотоп аргона ^{40}Ar возникает за счет радиоактивного распада К. Вклад других возможных процессов настолько мал, что не имеет смысла их рассматривать.

Два других, малораспространенных, изотопа ^{36}Ar и ^{38}Ar образуются в ядерных реакциях, инициируемых процессами распада, и достаточно часто вклад легких радиогенных изотопов аргона определяет изотопную композицию этого элемента.

Ядерные реакции, протекающие в природных условиях и приводящие к появлению ^{36}Ar и ^{38}Ar , представлены в табл. 2.4, причем ^{36}Ar образуется только в одной из них:



Период полураспада ^{36}Cl составляет $3.1 \cdot 10^5$ лет. Количество ^{36}Ar , накопившееся в породе (минерале) за время, исчисляемое миллионами и миллиардами лет (т.е. существенно больше, чем период полураспада ^{36}Cl так что количеством нераспавшихся атомов ^{36}Cl можно пренебречь), может быть получено из формулы (Естественный..., 1966)

$$^{36}\text{Ar} = \sigma \Phi_{\Sigma} ^{35}\text{Cl}, \quad (2.11)$$

где $\sigma = 42$ барн - сечение взаимодействия ^{35}Cl с медленными нейтронами, Φ_{Σ} - суммарный поток тепловых нейтронов за время облучения данного вещества, равное возрасту породы, минерала, нейтрон $\cdot\text{см}^{-2}$; ^{36}Ar и ^{35}Cl - концентрации ^{36}Ar и ^{35}Cl соответственно, ат $\cdot\text{г}^{-1}$. Используя (2.11), оценим количество ^{36}Ar рад, накопившееся в обычной гранитной породе земной коры, характеризующейся близкими к кларковым содержаниям и хлора и радиоактивных элементов. Содержание хлора в гранитных породах может быть принято равным 150 г/т, откуда атомная концентрация $^{35}\text{Cl} = 0.0063 \cdot 10^{20}$ ат $\cdot\text{г}^{-1}$. Для оценки суммарного нейтронного потока удобно использовать его выражение через плотность нейтронов, поскольку последняя непосредственно рассчитывается через плотность α -частиц (Естественный..., 1966):

$$\Phi_{\Sigma} = \frac{\varphi_{\Sigma}}{\sum_i \sigma_i N_i}, \quad (2.12)$$

где φ_{Σ} - интегральная плотность нейтронов, нейтрон $\cdot\text{г}^{-1}$; $\sum_i \sigma_i N_i$ - суммарное сечение поглощения на 1 г вещества; $\sum_i \sigma_i N_i \approx 61$ [формула (2.4) и табл. 2.2].

Плотность тепловых нейтронов в 1 г вещества, нормированная на одну α -частицу, входит в формулу (2.4):

$$\varphi(\alpha) = n_f P_{t^0} \left(\frac{\sum_k \sigma_k S_k N_k}{\sum_i S_i N_i} \right) \cdot 10^{-6} = 0.44 \cdot 10^{-6}. \quad (2.13)$$

В выражении (2.13) обозначения те же, что и в формуле (2.4); численные значения величин взяты из табл. 2.2 и формулы (2.4).

Т а б л и ц а 2.4

Природные ядерные реакции, приводящие к образованию изотопов аргона (Естественный..., 1966)

Реакция	Энергия реакции, МэВ	Порог реакции, МэВ	Сечение реакции, мбарн
Реакции, приводящие к появлению ^{36}Ar			
$^{35}\text{Cl}(n, \gamma)^{36}\text{Cl} \xrightarrow{\beta} ^{36}\text{Ar}$	-	-	$42 \cdot 10^3$
Реакции, приводящие к „выгоранию“ ^{36}Ar			
$^{36}\text{Ar}(n, \gamma)^{37}\text{Ar}$	-	-	-
$^{36}\text{Ar}(\alpha, n)^{39}\text{Ca}$	-	-	-
$^{36}\text{Ar}(\alpha, p)^{39}\text{K}$	-	-	-
Реакции, приводящие к появлению ^{38}Ar			
$^{37}\text{Cl}(n, \gamma)^{38}\text{Cl} \xrightarrow{\beta^-} ^{38}\text{Ar}$	-	-	560
$^{41}\text{K}(n, \alpha)^{38}\text{Cl} \xrightarrow{\beta^-} ^{38}\text{Ar}$	-	1	1
$^{35}\text{Cl}(\alpha, n)^{38}\text{K} \xrightarrow{\beta^+} ^{38}\text{Ar}$	-5.9	-	-
$^{35}\text{Cl}(\alpha, p)^{38}\text{Ar}$	+0.8	-	-

Количество α -частиц (атомов ^4He), возникших в граните, подсчитано выше - $1.57 \cdot 10^{16}$ ат·г $^{-1}$. Тогда суммарная плотность нейтронов окажется равной $\varphi_{\Sigma} = 69 \cdot 10^8$ нейтрон·г $^{-1}$. Объединяя (2.11)–(2.12) и подставляя приведенные выше и в табл. 2.2 численные значения величин, получим количество $^{36}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в 1 г гранитной породы $\sim 1.10 \cdot 10^{-12}$ см 3 ·г $^{-1}$. Используя концентрацию калия из табл. 2.2 и возраст породы, можно найти возникшее в ней количество радиогенного $^{40}\text{Ar} = 4.2 \cdot 10^{-4}$ см 3 ·г $^{-1}$. Сравнивая две приведенные выше оценки, получаем соотношение радиогенных изотопов аргона в обычной породе:

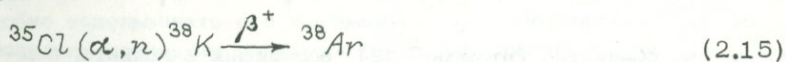
$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{рад}} \approx 4.10^8. \quad (2.14)$$

Опыт К-Аг датирования земных пород показывает, что измеряемые в реальных образцах отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ никогда не достигают таких значений, редко поднимаясь выше 10^5 . Это объясняется присутствием атмосферного или ювенильного ^{36}Ar в количествах, существенно превышающих количества радиогенного ^{36}Ar . В метеоритах фон первичных захваченных газов обуславливает на-

много более низкие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, чем в земных образцах. Таким образом, в обычном природном веществе вклад радиогенного ^{36}Ar пренебрежимо мал. Ситуация, однако, существенно изменяется, когда исследуются породы или минералы, подвергнувшиеся мощному нейтронному облучению и характеризующиеся достаточно высокими концентрациями хлора. Например, в некоторых образцах сравнительно древних уранинитов с содержанием хлора несколько десятых процента концентрация ^{36}Ar рад достигает 10^{-7} см³·г⁻¹ и более (Шуколюков, 1970) и должна учитываться при обсуждении природы радиогенных газов (см. подробнее §5.2).

Обратимся теперь к обсуждению вопроса о происхождении радиогенного ^{38}Ar . Избыток ^{38}Ar относительно ^{36}Ar , наблюдаемый прежде всего в урановых минералах, может быть объяснен либо более интенсивной генерацией ^{38}Ar , либо „выгоранием“ ^{36}Ar по реакциям, приведенным в середине табл. 2.4. Однако, поскольку отношение $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ во многих урановых минералах составляет 850 (Шуколюков, 1970), а в атмосфере это отношение выше — 1570 (табл. 1.2), избыток ^{38}Ar рад представляется несомненным, и следует обратиться к реакциям в нижней части табл. 2.4, приводящим к появлению ^{38}Ar .

Реакции на нейтронах отличаются весьма малым сечением и не могут конкурировать с реакцией (2.10), приводящей к возникновению ^{36}Ar рад. Иными словами, эти реакции приводили бы к преимущественной генерации ^{36}Ar , и отношение ($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) рад было бы меньше, чем в атмосфере. Экспериментально наблюдаются повышенные, по сравнению с атмосферными, отношения, и, следовательно, за появление радиогенного ^{38}Ar ответственны реакции на α -частицах. Приблизительная оценка выхода изотопа ^{38}Ar по реакции



приводит к значению 0,45 нуклона на 10^6 α -частиц (Естественный..., 1966). Выход реакции



составляет 1 атом ^{38}Ar на 10^6 α -частиц с энергией 8,3 МэВ, превышающей энергию α -частиц уранового семейства. Однако, поскольку реакция (2.16) экзотермическая (табл. 2.4), выход ее очень сильно зависит от энергии α -частицы, и можно принять его приблизительно равным выходу реакции (2.15). Таким образом, суммарный выход реакций (2.15) и (2.16) можно принять приблизительно равным 1 нуклону на 10^6 α -частиц.

Количество радиогенного ^{38}Ar , накопившееся в породе с известным химическим составом, содержанием радиоактивных элементов и хлора, можно оценить по формуле, аналогичной (2.7). Концентрация хлора и гелия были определены выше, $^{35}\text{Cl} = 0,0063\text{х} \cdot 10^{20}$ ат·г⁻¹ и $N_{\alpha} = 157 \cdot 10^{14}$ ат·г⁻¹. Относительная тормозная

способность хлора находится из приближенной формулы (Естественный..., 1966)

$$S = 0.563 Z / \sqrt{Z + 10}, \quad (2.17)$$

где S - относительная тормозная способность элемента; Z - его атомный номер. Так что для Cl получаем $S_K = 1.8$ и $S_K N_K = 0.011$, а суммарная тормозная способность породы приведена в табл. 2.2, $\sum_i S_i N_i = 359$; объединяя все приведенные оценки, получим

$${}^{38}Ar = \frac{N \alpha \sigma S_K N_K}{\sum_i S_i N_i} = 5 \cdot 10^5 \text{ ат.г}^{-1} = 18 \cdot 10^{-15} \text{ см.г}^{-1}. \quad (2.18)$$

Сравним это значение с полученным ранее для концентрации радиогенного ${}^{36}Ar$:

$$({}^{38}Ar / {}^{36}Ar)_{\text{рад}} = 0.018. \quad (2.19)$$

В то же время отношение ${}^{38}Ar / {}^{36}Ar$ в атмосфере составляет 0.1881, т.е. в 10 раз больше, чем в радиогенном аргоне. Полученные выше оценки (2.18)-(2.19) позволяют сделать следующие выводы:

- в обычных породах генерируется пренебрежимо малое, практически не измеримое количество изотопа ${}^{38}Ar_{\text{рад}}$;
- добавление радиогенных изотопов ${}^{38}Ar$ и ${}^{36}Ar$ к фону атмосферного аргона должно было бы приводить к снижению наблюдаемого отношения ${}^{38}Ar / {}^{36}Ar$;
- повышенные, по сравнению с атмосферными, наблюдаемые отношения ${}^{38}Ar / {}^{36}Ar$ в урановых минералах обусловлены особенностями химического состава таких минералов и соответственно особенностями протекания в них ядерных реакций. Подробнее проблема радиогенных изотопов в урановых минералах будет рассмотрена ниже (§5.2).

2.3.4. Радиогенные изотопы ксенона и криптона

Проблема происхождения изотопов ксенона и криптона в процессах, прямо или косвенно связанных с естественной радиоактивностью, подробно обсуждалась в работах Шуколюкова (1970) и Шуколюкова и Левского (1972). Наличие цитированных монографий позволяет изложить в настоящем разделе лишь главные из этих процессов, не останавливаясь на деталях и ограничиваясь в ряде случаев простым перечислением второстепенных источников радиогенных изотопов рассматриваемых газов.

Основным процессом, ответственным за появление избытка тяжелых изотопов ксенона в природных объектах, является спонтанное деление тяжелых элементов, прежде всего ${}^{238}U$ и ${}^{244}Pu$.

Количество атомов $^{136}\text{Xe}_{f_s}(U)$, возникшее в результате спонтанного деления ^{238}U , можно оценить по формуле

$$^{136}\text{Xe}_{f_s}(U) = (\lambda_s / \lambda_\alpha)_{238} Y_{136}^{238} U (e^{\lambda_{238} t} - 1), \quad (2.20)$$

где λ_α и λ_s — константы α -распада и деления тяжелого изотопа урана (табл. 1.3); ^{238}U — его современная концентрация; Y_{136} — выход ^{136}Xe при спонтанном делении урана (табл. 1.4); t — время, равное возрасту образца. При $(\lambda_s / \lambda_\alpha)_{238} = 5.45 \cdot 10^{-7}$, $Y_{136}(U) = 6.3 \cdot 10^{-2}$ (табл. 1.4), содержании урана $1.2 \cdot 10^{-8}$ г/г в образце накопится за время $t = 4.6 \cdot 10^9$ лет количество $^{136}\text{Xe}_{f_s}(U)$, равное $3.9 \cdot 10^{-14}$ см³·г⁻¹. Такое или меньшее количество делительного ксенона должно было бы наблюдаться в хондритовых метеоритах. Во многих обыкновенных хондритах, однако, наблюдаются существенно большее количество ^{136}Xe (10^{-13} – 10^{-12} см³·г⁻¹) и намного больше концентрации зафиксированы в углистых хондритах — вплоть до $5 \cdot 10^{-11}$ см³·г⁻¹ (Шуколюков, Левский, 1972). В некоторых фракциях обыкновенных хондритов и в некоторых ахондритовых метеоритах несколько большие, чем рассчитанная, концентрации делительного ксенона могут быть связаны с повышенной концентрацией урана. Однако в подавляющем большинстве случаев ни количество, ни соотношение делительных изотопов не могут быть объяснены одним процессом спонтанного деления ^{238}U .

Известно, что на ранних этапах эволюции вещества генерация ксенона была связана с делением сравнительно короткоживущего трансуранового изотопа ^{244}Pu . Заменяя в (2.20) произведение $^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1)$ на $^{238}\text{U}_0 (1 - e^{-\lambda t})$, где $^{238}\text{U}_0$ — содержание тяжелого изотопа урана в метеоритах в момент, когда они начали удерживать газы, оценим соотношение изотопов ксенона, возникших при делении ^{238}U и ^{244}Pu , принимая отношение $(^{244}\text{Pu} / ^{238}\text{U})_0 = 0.03$:

$$\begin{aligned} ^{136}\text{Xe}_{f_s}(\text{Pu}) / ^{136}\text{Xe}_{f_s}(U) &= \frac{(\lambda_s / \lambda_\alpha)_{244} Y(\text{Pu})^{244} \text{Pu}_0}{(\lambda_s / \lambda_\alpha)_{238} Y(U)^{238} \text{U}_0 (1 - e^{-\lambda t})} = \\ &= 1.4 \cdot 10^2. \end{aligned} \quad (2.21)$$

Из равенства (2.21) видно, что вклад ксенона — продукта деления плутония в метеоритах — может быть на два порядка больше, чем урана. Однако даже такой мощный источник делительного ксенона не объясняет полностью ни его абсолютное содержание в некоторых метеоритах (например, в углистых хондритах), ни наблюдаемое соотношение изотопов (Шуколюков, Левский, 1972). Гипотеза о возникновении тяжелых изотопов ксенона за счет нейтронно-индуцированного деления ^{235}U не поддерживается наблюдениями: в метеоритах, обладающих избытком делительного ксенона, отсут-

ставуют другие изотопы благородных газов, возникающие в реакциях с нейтронами.

Таким образом, хотя вклад процессов спонтанного деления урана и плутония представляется несомненным, проблема происхождения тяжелых изотопов ксенона в метеоритах пока не решена; современное состояние этой проблемы освещено в обзорах Андерса (Anders, 1981) и Пепина и Пфиннея (Pepin, Phinney, 1983).

Сказанное выше о происхождении изотопов ксенона относится в значительной мере и к криптону. Однако в связи с большей распространенностью первичного криптона и в атмосфере Земли, и в космических объектах, с одной стороны, и заметно меньшим выходом изотопов при делении — с другой, оценки вклада делительных изотопов криптона отягчены большей погрешностью, а их интерпретация, соответственно, менее однозначна.

В земных условиях вклад процесса спонтанного деления тяжелого изотопа урана не вызывает сомнения. Согласно формуле (2.20), в обыкновенном граните (табл. 2.2) возрастом 1,6 млрд. лет возникнет $1.2 \cdot 10^{-12} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ изотопа ^{136}Xe . Такое количество ксенона может быть надежно измерено (при достаточно низком уровне контаминации образца атмосферным ксеноном).

Оценим теперь соотношение между скоростью накопления ^{136}Xe при нейтронно-индуцированном и спонтанном делении урана.

Первый из названных процессов описывается уравнением, аналогичным (2.11):

$$\frac{d \text{ } ^{136}\text{Xe}_{fn}}{dt} \equiv \text{ } ^{136}\text{Xe}_{fn} = \sigma_n \Phi(t) \text{ } ^{235}\text{U}(t), \quad (2.22)$$

где $\text{ } ^{136}\text{Xe}_{fn}$ — скорость накопления ^{136}Xe при нейтронно-индуцированном делении ^{235}U , $\text{г}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$; $\sigma = 590$ барн — сечение поглощения теплового нейтрона; $\Phi(t)$ — поток тепловых нейтронов, $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$; $\text{ } ^{235}\text{U}(t)$ — концентрация ^{235}U , г^{-1} .

Переходя к выражению потока через плотность нейтронов (см. формулу 2.12) и выражая плотность нейтронов через плотность α -частиц (формула 2.13), получим вместо (2.22)

$$\text{ } ^{136}\text{Xe}_{fn} = \frac{\sigma_n \text{ } ^{235}\text{U}(t)}{\sum_i \sigma_i N_i} \varphi(\alpha) N_\alpha^* \lambda_{238} \text{ } ^{238}\text{U}(t), \quad (2.23)$$

где произведение

$$N_\alpha^* \lambda_{238} \text{ } ^{238}\text{U}(t) \approx \text{ } ^4\text{He} \quad (2.24)$$

аппроксимирует скорость генерации радиогенного гелия-4 (α -частиц); N_α^* — коэффициент, примерно учитывающий количество α -частиц, образующихся при распаде изотопов урана и тория при отношении $Th/U \approx 3.5$, $N_\alpha^* \approx 16$; $\text{ } ^{238}\text{U}(t)$ — содержание ^{238}U , г^{-1} .

Скорость накопления $^{136}\chi_{e_{fs}}$ приближенно описывается уравнением

$$^{136}\chi_{e_{fs}} = (\lambda_s / \lambda_\alpha) Y_{136}(U) \lambda_{238}^{238} U(t), \quad (2.25)$$

где обозначение те же, что и в формуле (2.20). Объединяя (2.23) и (2.25), получим:

$$\frac{^{136}\chi_{e_{fn}}}{^{136}\chi_{e_{fs}}} = \frac{\sigma(\alpha) N_\alpha \sigma_n^{235} U(t)}{(\lambda_s / \lambda_\alpha) Y_{136}(U) \sum_i \sigma_i N_i}. \quad (2.26)$$

Оценим, используя (2.26), соотношение делительных компонентов ксенона, возникающих в настоящее время в обычном граните (табл. 2.2). Для этой породы $^{235}U(t) = 2.38 \cdot 10^{13} \text{ ат} \cdot \text{г}^{-1}$; $\sum_i \sigma_i N_i = 61.1 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$; $\sigma(\alpha) = 0.44 \cdot 10^{-6} [\text{см. (2.13)}]$; остальные значения уже упоминались в настоящем разделе. Подставив в (2.26) численные значения величин, получим:

$$\frac{^{136}\chi_{e_{fn}}}{^{136}\chi_{e_{fs}}} = 4.7 \cdot 10^{-4}. \quad (2.27)$$

Численная оценка (2.27) свидетельствует, что в обычных породах, характеризующихся содержанием урана порядка нескольких грамм на тонну или ниже, процесс нейтронно-индуцированного деления вносит пренебрежимо малый вклад в наблюдаемые концентрации делительных изотопов ксенона. Можно показать, что этот вывод справедлив и для древних геологических эпох, когда распространенность ^{235}U почти в 100 раз была более высокой. Таким образом, общий вклад ксенона — продукта нейтронно-индуцированного деления, может составлять около 4% от ксенона — продукта спонтанного деления, в соответствии с выполненными ранее оценками (Шуклюков, 1970). Поскольку отношение (2.26) зависит от концентрации ^{235}U , очевидно, в урановых минералах вклад $\chi_{e_{fs}}$ может быть существенно более высоким. Заметим, что экстраполяция выражения (2.26) на урановые минералы и руды неверна (§5.2).

Оценка вклада ксенона — продукта деления ^{244}Pu — в ксенон атмосферы или литосферы может быть в принципе сделана по формуле (2.21). Однако вопрос о начальном отношении плутония к урану пока неясен (подробнее в гл. 7).

Заканчивая обзор процессов, приводящих к появлению ксенона деления, рассмотрим отношение $^4\text{He} / ^{136}\chi_{e_{fs}}$, которое может быть определено делением (2.24) на (2.25). В полученной дроби остались величины, почти не зависящие от времени; подставляя их численные значения, находим

$${}^4\text{He} / {}^{136}\text{Xe}_{f_s} \approx 4.6 \cdot 10^8. \quad (2.28)$$

Равенство (2.28), впервые рассмотренное Вассербургом и Мазором (Wasserburg, Mazor, 1965), является полезной геохимической константой, позволяющей количественно оценивать степень фракционирования радиогенных газов в процессе их миграции в породах и природных газах.

Важные сведения о ранней истории метеоритов и Земли были получены в результате изучения I-Xe изотопной системы: вследствие процесса β -распада изотоп ${}^{129}\text{I}$ превращается с периодом полураспада 15.7 млн. лет. (константа распада $\lambda_{129} = 4.41 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$) в ${}^{129}\text{Xe}_{\text{рад}}$. Обозначим (Wetherill, 1975) через ${}^{129}\text{I}_0$ обилие радиоактивного изотопа ${}^{129}\text{I}_0$ в момент t_0 , когда закончился синтез элементов, и ${}^{129}\text{I}(\tau)$ – концентрацию этого изотопа в некоторый момент времени τ , когда аккреция вещества в Солнечной системе дошла до такой стадии, что твердые частицы начали удерживать ксенон. Названные выше величины связаны уравнением

$${}^{129}\text{I}(\tau) = {}^{129}\text{I}_0 \exp[-\lambda_{129}(\tau - t_0)]. \quad (2.29)$$

Отрезок времени $\tau - t_0$ принято называть интервалом образования. Захваченный в момент τ твердым веществом радиоактивный ${}^{129}\text{I}(\tau)$ в дальнейшем распался в этом веществе, и вследствие распада возник радиогенный ${}^{129}\text{Xe}_{\text{рад}}$. Предполагая полную сохранность ксенона, можно записать равенство ${}^{129}\text{I}(\tau) = {}^{129}\text{Xe}_{\text{рад}}$. Таким образом, формула (2.29) позволяет оценить количество ${}^{129}\text{Xe}$ в веществе Солнечной системы, если известно содержание ${}^{129}\text{I}_0$. Хотя прямое определение содержания этого вымершего нуклида невозможно, тем не менее существующие модели синтеза элемента позволяют оценить отношение $({}^{129}\text{I} / {}^{127}\text{I})_0 \approx 1 \cdot 10^{-4}$ (Reynolds, 1967). Содержание стабильного изотопа иода варьирует в хондритовых и ахондритовых метеоритах в широких пределах – от 0.01 до 1 г/т составляя в среднем для метеоритов около 0.2 г/т (Iodine... 1967). Используя приведенные выше значения и принимая время образования равным 100 млн. лет (Wetherill, 1975), получим в соответствии с формулой (2.29) среднюю концентрацию радиогенного ${}^{129}\text{Xe}$ в метеоритах $0.4 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$. Такая концентрация – и по абсолютному значению и в сравнении с концентрацией захваченных газов в хондритах – позволяет достаточно уверенно измерять ${}^{129}\text{Xe}_{\text{рад}}$ во многих метеоритах (гл. 3).

Таким образом, спонтанное деление ${}^{238}\text{U}$ и ${}^{244}\text{Pu}$, нейтронно-индуцированное деление ${}^{235}\text{U}$ и радиоактивный распад ${}^{129}\text{I}$ являются главными процессами, ответственными за появление радиогенных изотопов ксенона в большинстве космических и земных объектов. Процессы деления приводят также и к появлению радиогенных изотопов криптона.

Глава 3. ИЗОТОПЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В НЕКОТОРЫХ КОСМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ

Распространенность и происхождение изотопов благородных газов исследовались во многих космических объектах; наиболее широко эти исследования развивались применительно к метеоритам, в которых находятся изотопы, образовавшиеся в результате трех основных ядерных процессов: нуклеогенеза, радиоактивного распада, высокоэнергетических ядерных взаимодействий. Расшифровка наблюдаемых изотопных композиций позволяет оценить вклад каждого из этих процессов и получить уникальную информацию о происхождении и истории метеоритов; именно поэтому изложению экспериментальных данных об изотопном составе газов в метеоритах и их интерпретации посвящены сотни опубликованных работ. Их обстоятельный обзор выходит за рамки настоящей главы (см., например, Anders, 1981; Begeemann, 1980; Pepin, Phinney, 1983). Ниже будут рассмотрены преимущественно данные о первичных благородных газах, поскольку они имеют прямое отношение к последующим разделам книги, посвященным Земле. Особое внимание уделено распространности первичных благородных газов в метеоритах (§3.1), изотопному составу неона и гелия (§3.2) и ксенона (§3.4). Отмечена генетическая связь гелия и неона, отчетливо проявляющаяся в постоянстве отношения $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{перв}}$. Космохимические данные позволяют уверенно определить отношение $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{перв}}$, которое также отличается весьма малым диапазоном вариаций. Фундаментальный факт постоянства двух указанных отношений, свидетельствующий о едином источнике первичных гелия и неона в Солнечной системе, будет неоднократно использоваться в дальнейшем изложении (гл. 4, 7).

3.1. Распространенность первичных благородных газов в метеоритах

Первичные (более общий термин — захваченные) изотопы благородных газов были впервые обнаружены Э.К. Герлингом и Л.К. Левским (1956) в обрете „Старое Песьяное“, а затем и в ряде других метеоритов (Шуколюков, Левский, 1972). К настоящему времени проблеме захваченных благородных газов в метеоритах посвящены десятки работ, современное состояние проблемы освещено

в обзорах (Anders, 1981; Begemann, 1980; Ozima, Podosek, 1983 и др.).

При рассмотрении природы благородных газов в метеоритах целесообразно разделить последние на три основные группы: 1 – богатые солнечными газами (БСГМ); 2 – углистые и энстатитовые первого типа хондриты (УЭХ); 3 – обыкновенные хондриты (ОХ). Остановимся вначале на основных тенденциях, характеризующих распределение благородных газов в метеоритах на элементном уровне, не касаясь пока различия в изотопном составе газов в разных метеоритах и классах метеоритов.

3.1.1. Благородные газы в богатых солнечными газами метеоритах (БСГМ)

БСГМ отличаются следующими основными особенностями.

а) Относительные содержания благородных газов в этих метеоритах близки к таковым в образцах лунного реголита и брекчии (рис. 3.1, там же ссылки) и к космической распространенности газов. Абсолютные содержания благородных газов в БСГМ также тяготеют к наблюдаемым в лунном грунте.

б) БСГМ не относятся к какому-либо определенному петрологическому типу метеоритов (Pepin, Signer, 1965), среди них встречаются как хондриты, так и довольно редкие сильно дифференцированные ахондриты – обриты. То же самое относится и к веществу лунного грунта – высокие концентрации редких газов характерны для зерен разного минералогического состава; общее содержание газов в грунте увеличивается по мере уменьшения размера частиц, т.е. с возрастанием приведенной (к навеске) суммарной их поверхности.

в) В рассматриваемых метеоритах благородные газы сосредоточены преимущественно в тонком поверхностном слое зере (Eberhardt et al., 1966); анизотропное распределение следов внедрения (треков) подчеркивает сходство БСГМ с лунным реголитом (Trapped solar..., 1973; Rajan, 1974).

г) Отношения ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ в алюминиевых фольгах, экспонированных на поверхности Луны и на борту пилотируемых космических аппаратов, оказались весьма близкими к таковым в БСГМ и в лунной почве (рис. 3.2).

Все приведенные выше факты убедительно свидетельствуют о появлении захваченных благородных (и прежде всего легких) газов в БСГМ, лунной пыли и брекчии в результате их облучения солнечным ветром. Эти газы принято называть солнечными или газами типа В.

3.1.2. Благородные газы в углистых хондритах

УЭХ характеризуются существенно иным распределением благородных газов.

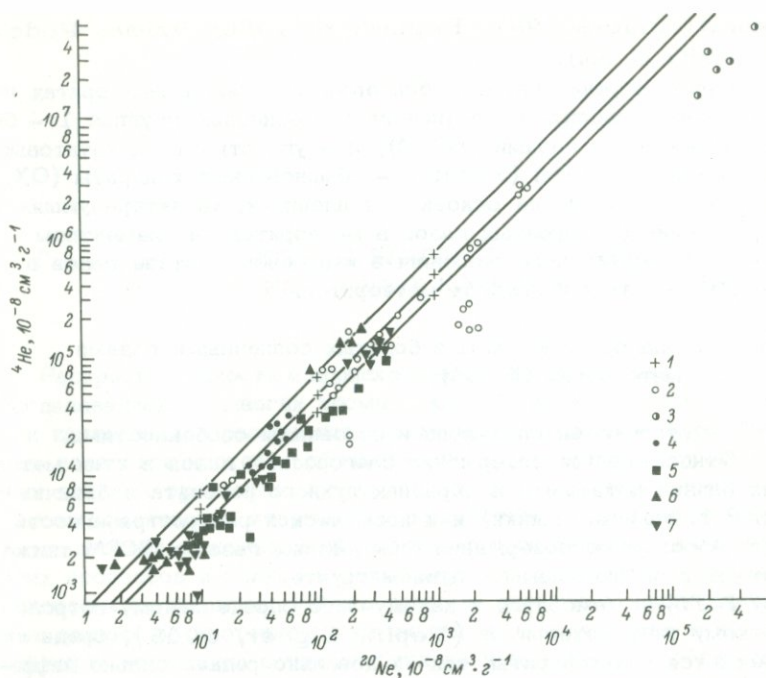


Рис. 3.2. Зависимость между содержанием захваченных ^{20}Ne и ^4He в разнообразных космических объектах.

1 - современный солнечный ветер, эксперименты с фольгой (Гейсс, 1976); 2 - богатые солнечными газами метеориты (Pepin, Signer, 1965); 3 - лунный грунт (Funkhouser, 1977); углеродистые хондриты (Mazor et al., 1970); 4 - тип 1; 5 - тип 2; 6 - тип 2 (Оргей); 7 - тип 3 (Виргиния).

а) Относительные содержания тяжелых инертных газов - Xe и Kr существенно выше, чем в БГСМ (рис. 3.1), причем эта тенденция проявляется сильнее с увеличением массы:

$$\left(\frac{{}^{84}\text{Kr}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{УХ}} > \left(\frac{{}^{84}\text{Kr}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{БГСМ}}; \left(\frac{{}^{132}\text{Xe}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{УХ}} \gg \left(\frac{{}^{132}\text{Xe}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{БГСМ}}.$$

То же можно сказать и об абсолютных содержаниях тяжелых инертных газов - как правило, они более высоки, чем в богатых газами метеоритах и образцах лунной почвы, нередко вопреки космической распространенности.

Если распространить эту тенденцию на легкие инертные газы, то следовало бы ожидать, что относительные содержания неона и, тем более, гелия должны быть подчинены ей в еще большей степени. Действительно, в большинстве УЭХ неона меньше, чем аргона. Однако, как следует из рис. 3.1, существует довольно большое

количество исключений из этого правила. Закономерность же в поведении содержаний гелия совершенно не отражает таковой в поведении остальных тяжелых инертных газов: содержания первичных He и Ne связаны жесткой линейной зависимостью (при изменении концентраций на 5 порядков величины), объединяющей УЭХ, БСГМ, образцы лунной почвы и современного солнечного ветра (рис. 3.2). Несколько заниженное отношение ${}^4He/{}^{20}Ne$ в образцах лунной почвы объясняется, вероятно, процессом насыщения гелием поверхностного слоя зерен.

б) Рассмотренные выше особенности распределения газов характерны только для УЭХ; они являются следствием объединения веществом УЭХ разных (в смысле генезиса благородных газов) фракций. Так, при сепарации метеорита Нагойя всего на две фракции было показано: легкие инертные газы приурочены в основном к темноцветной фракции, в то время как тяжелые распределены сравнительно равномерно (Heymann, Mazor, 1967). Позднее Джеффри и Андерс (Jeffery, Anders, 1970) исследовали минеральные фракции углистого хондрита Оргей и пришли к выводу, что тяжелые инертные газы содержатся преимущественно в силикатной фазе, а легкие — гелий, неон и частично Ar — в выделенном из метеорита магнетите, причем в магнетите отношение ${}^4He/{}^{20}Ne$ оказалось близким к космическому, хорошо соответствующим зависимости рис. 3.2. Из результатов, полученных для минеральных фракций того же метеорита (Eberhardt, 1974), следует, что в разных силикатных фракциях содержание 4He и ${}^{20}Ne$ изменяется почти на порядок, а их отношение при этом снижается всего на 30%.

Дальнейшие тщательные исследования, выполненные преимущественно группой Андерса в Чикаго, Рейнольдса в Беркли и Эберхардта в Берне (Lewis et al., 1977; Srinivason et al., 1977; Pare-gas-rich..., 1978; Eberhardt et al., 1979; Isotopic..., 1980; Anders, 1981) привели к важному открытию: оказалось, что почти все первичные газы концентрируются в весьма редких минеральных фазах, общий вклад которых в вещество метеорита составляет менее 0.1%. Точная химическая идентификация таких микроминералов пока не выполнена; выделяются углеродсодержащие минералы и минералы, напоминающие по составу сульфиды; некоторые минералы содержат высокие концентрации всех благородных газов, другие характеризуются высокими содержаниями легких первичных газов — гелия и неона.

Для дальнейшего изложения следует детальнее остановиться на значениях отношения $({}^4He/{}^{20}Ne)_{перв}$ в минералах-носителях благородных газов. Это отношение не связано с соотношениями концентраций легких и тяжелых газов, определенными, например, по значениям ${}^{20}Ne/{}^{132}Xe$ или ${}^{20}Ne/{}^{84}Kr$ (рис. 3.3). Высокие отношения $({}^4He/{}^{20}Ne)_{перв}$ не сопровождаются высокими значениями ${}^{20}Ne/{}^{132}Xe$ или ${}^{20}Ne/{}^{84}Kr$. Напротив, минералы, отличающиеся сравнительно низкой пропорцией легких и тяжелых газов, нередко имеют весьма высокие отношения $({}^4He/{}^{20}Ne)_{перв}$. Отношение

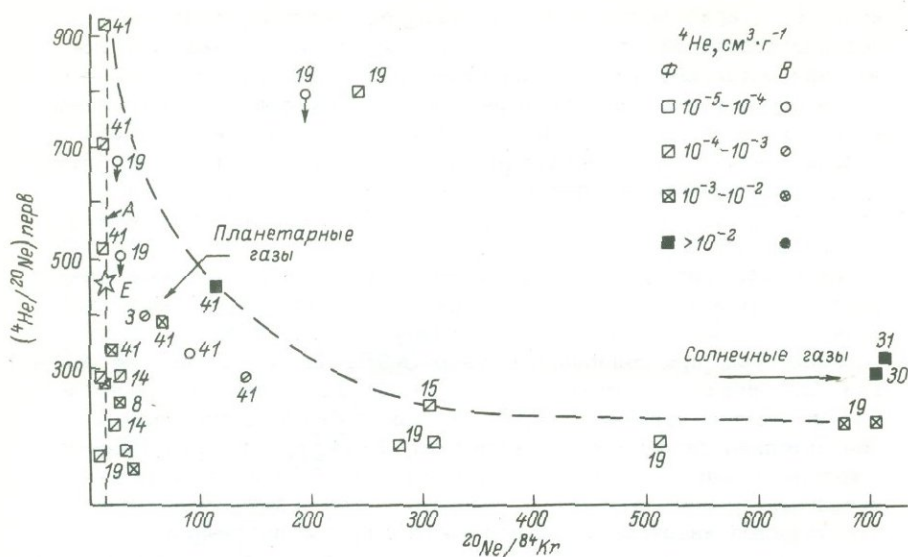


Рис. 3.3. Отсутствие корреляции между изотопным отношением $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{перв}}$ и отношением концентраций тяжелых и легких газов ${}^{20}\text{Ne}/{}^{84}\text{Kr}$.

Числа возле значков – см. список метеоритов в подписи к рис. 3.1.

двух легких газов существенно более постоянно, чем отношение легких газов к тяжелым. Модальное значение $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{перв}}$ в минералах-носителях составляет приблизительно 300. Однако, учитывая весьма сложную историю даже самых примитивных метеоритов, их $K\text{-Ar}$ возраст, нередко указывающий на значительные потери радиогенных газов, возможность несколько более интенсивных потерь гелия по сравнению с неоном, можно заключить, что изначальное отношение было несколько более высоким; по всей видимости, оно находилось в диапазоне 500–1000. При анализе космической распространенности элементов Камерон (Cameron, 1973) использовал значение 800.

в) Опыты по выделению благородных газов из УЭХ при ступенчатым нагреве в вакууме показали, что по крайней мере для некоторых из них характерен идентичный выход ${}^4\text{He}$ и ${}^{20}\text{Ne}$, что свидетельствует об одинаковом положении этих изотопов в кристаллической решетке минералов, входящих в состав метеорита (рис. 3.4). Существенно, что аналогичным поведением в процессе ступенчатого отжига характеризуются газы типа В и в образце лунного реголита. ${}^{36}\text{Ar}$ занимает в углистых хондритах промежуточное положение – часть его выделяется «синхронно» с легкими инертными газами, большая же часть ${}^{36}\text{Ar}$ выделяется при повышенных температурах. Заметим, что отношения корней квадратных из массовых

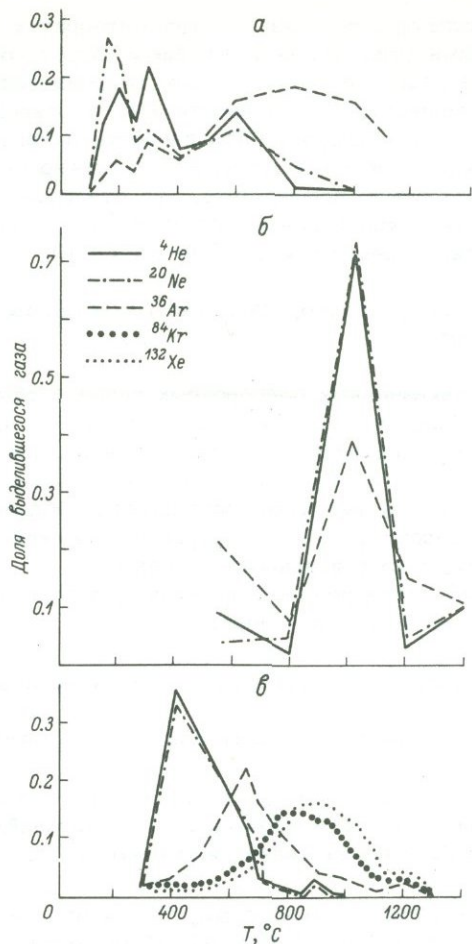


Рис. 3.4. Выделение изотопов захваченных благородных газов при ступенчатом нагреве в вакууме.

а - углистого хондрита Нагойя (Black, 1972); б - одной из фракций углистого хондрита Оргей (Herzog, Anders, 1974); в - лунного реголита.

чисел изотопов равны $\sqrt{M_{^4\text{He}}} : \sqrt{M_{^{20}\text{Ne}}} : \sqrt{M_{^{36}\text{Ar}}} = 2:4.7:6$, т.е. ес-

ли бы их положение в метеорите было одинаковым, а потери обуславливались исключительно диффузией, то Ne должен был бы выделяться скорее с Ar , чем с He .

Подводя итог, отметим, что относительные и абсолютные содержания Kr и Xe в УЭХ существенно выше, чем в „носителях”

газов типа В. благородные газы в этих метеоритах принято называть планетарными (тип А). В дальнейшем будет показано, однако, что планетарные газы, вероятно, в свою очередь подразделяются на несколько компонент; в особенности это относится к тяжелым газам, прежде всего к ксенону. Что касается захваченных легких газов, то их подразделение на типы А и В можно считать оправданным; при этом важно подчеркнуть, что отношение первичных ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ несущественно зависит от типа газа и изменяется в сравнительно узких пределах — от 500 до 1000.

3.1.3. Захваченные благородные газы в обыкновенных хондритах

Содержания захваченных благородных газов в обыкновенных хондритах (ОХ), как правило, весьма малы, в том числе и в ОХ, характеризующихся хорошей сохранностью газов, т.е. не претерпевших метаморфизма в течение последних 4–4,5 млрд. лет. Появление таких газов в ОХ, вероятно, обусловлено добавлением вещества УЭХ; таким образом, вопрос о первичных легких инертных газах в ОХ теряет „самостоятельное“ значение.

Учитывая вышесказанное, анализ данных о первичных газах в ОХ исключен из настоящего обзора.

3.2. Изотопы легких благородных газов в метеоритах

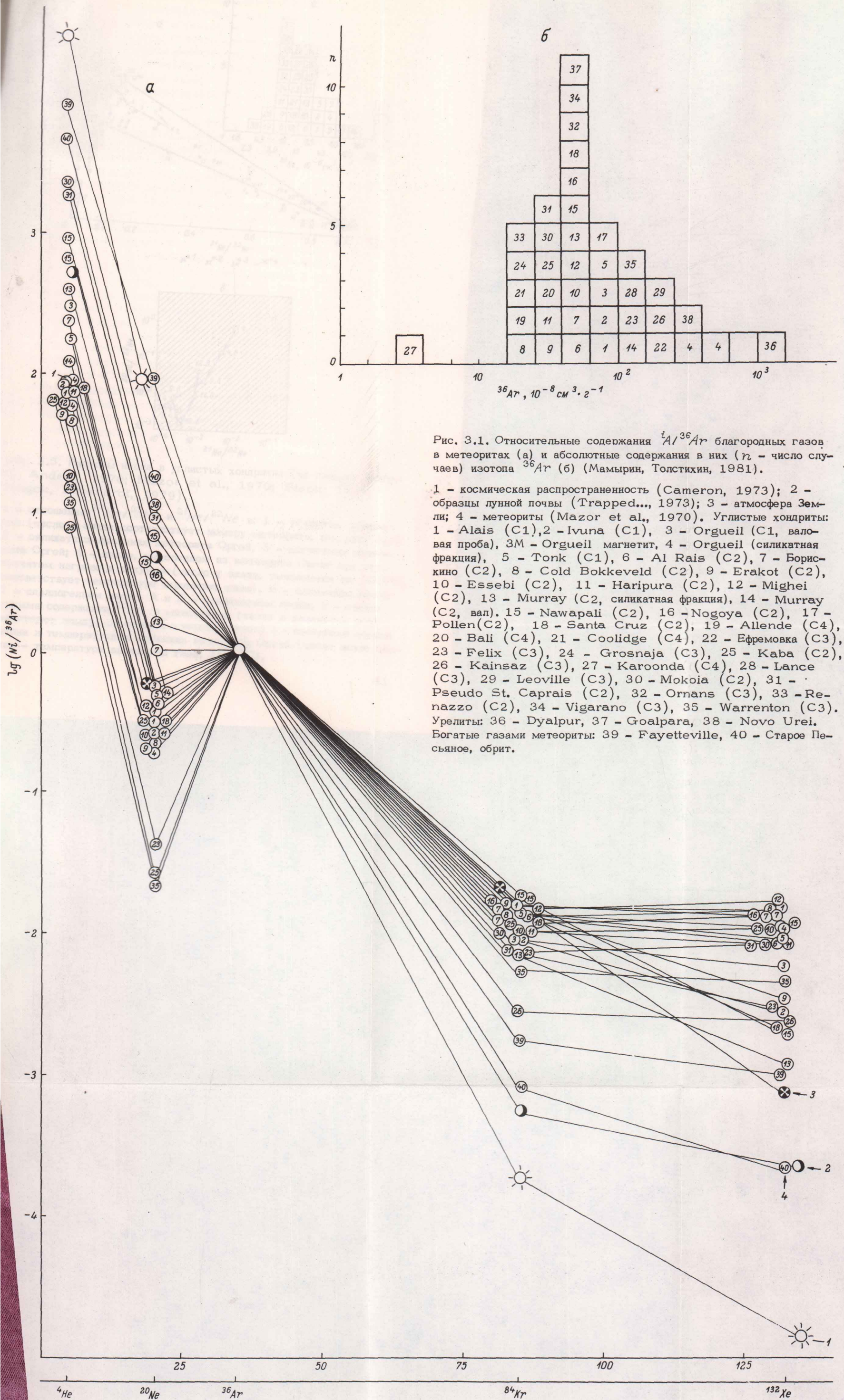
3.2.1. Распространенность изотопов неона в метеоритах

Рассмотрим теперь проблему происхождения легких захваченных газов в метеоритах в свете изотопных исследований. Изотопный состав метеоритного неона является, вероятно, ключом к ее решению.

Рейольдс и Турнер (Reynolds, Turner, 1964) первыми предложили рассматривать двухкомпонентную диаграмму для изотопов неона с координатами ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} - {}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$, на которой им удалось выделить захваченную и космогенную компоненты в температурных фракциях хондрита Ренаццо. Позднее на эту диаграмму был нанесен неон богатых газом метеоритов и углистых хондритов — появился так называемый „неоновый треугольник“, позволявший разделять неон в метеоритах на солнечную (В), планетарную (А)* и спаллогенную (С) компоненты (рис. 3.5). Применение „неонового треугольника“ для интерпретации изотопного состава неона стало традиционным.

Дальнейшее накопление экспериментальных данных привело к определенной дискретизации подобного подхода, во всяком случае при изучении углистых хондритов. Оказалось, что выделение фрак-

* В дальнейшем захваченные инертные газы углистых и энстатитовых хондритов (УЭХ) будут называться первичными.



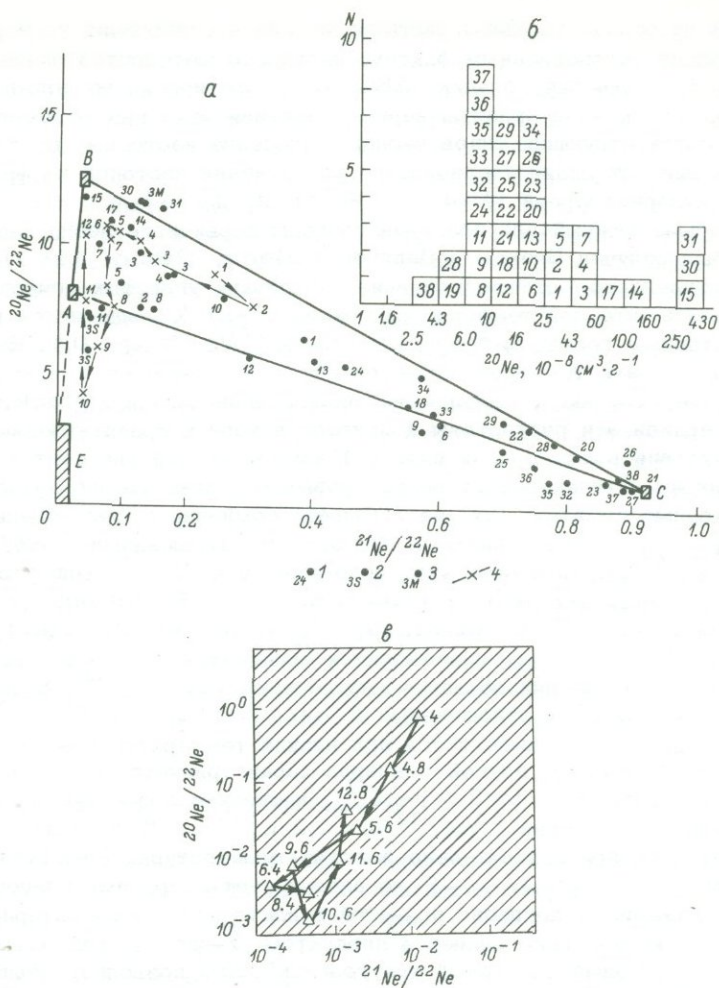


Рис. 3.5. Изотопы неона в углистых хондритах (по данным Jeffrey, Anders, 1970; Mazar et al., 1970; Black, 1972; Jungck, Eberhardt, 1979).

а - отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в: 1 - углистых хондри-тах (число у знака соответствует номеру метеорита, см. рис. 3.1), 2 - силикатных фракциях метеорита Оргей, 3 - магнетите метеорита Оргей; 4 - неоне, выделенном из метеорита Оргей при ступенчатом нагреве в вакууме (число у знака, умноженное на 100 °С, соответствует температуре выделения газа), В - солнечном неоне, С - спаллюгенном неоне, А и Е - планетарном неоне; б - гистограмма содержания ^{20}Ne в метеоритах (числа в квадратах соответствуют номеру образца, N - число случаев); в - изотопный состав неона в температурных фракциях метеорита Оргей (числа возле знаков - температура выделения газа, 100 °С).

ции А на основе трехкомпонентной модели противоречит экспериментально установленным фактам: несколько метеоритов оказались (рис. 3.5) вне треугольника ABC, что теоретически не должно иметь места, если приняты верные значения исходных отношений для соответствующих типов неона; отклонение изотопных составов неона вниз от линии увеличилось при изучении изотопов из фракций метеорита Оргей (Herzog, Anders, 1974).

Весьма важный для познания природы первичного неона результат был получен Блэком и Пепином (Black, Pepin, 1969). При ступенчатом отжиге газов из нескольких углистых хондритов оказалось, что при температурах около 1000 °С выделяется неон с изотопным составом $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=3\div 4$; $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} < 0.1$. Естественно, что эти температурные фракции резко выпадали из „неонового треугольника“. Дальнейшие исследования Блэка (Black, 1972) подтвердили эти результаты и привели автора к представлению о присутствии в метеоритах пяти (!) компонент Ne (не считая космогенной). Отвлекаясь от не установленных пока твердо деталей, необходимо отметить, что не вызывает сомнения существование B-, C- и E-неона с низкими изотопными отношениями $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Величины этих отношений для Ne-E были уточнены в последующих работах (Eberhardt, 1978; Jungck, Eberhardt, 1979; Lewis et al., 1977; Meier et al., 1980). Оказалось, что Ne-E в метеоритах сконцентрирован в разных минералах: один из них обладает плотностью $< 2,3 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, содержит неон с изотопными отношениями $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} < 0.01$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} < 0.001$, который выделяется при низких температурах — 500–700 °С (Ne- E_L); другой минерал характеризуется существенно большей плотностью ($\sim 3,5 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$), несколько более высокими пределами отношений $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} < 0.2$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} < 0.003$ и теряет неон при сравнительно высоких температурах (~ 1100 –1400 °С) (Ne- E_H). Ne-E не ассоциирует с другими благородными газами, и, согласно принятой в настоящее время интерпретации, он скорее всего является продуктом β -распада радиоактивного ^{22}Na . Новый „неоновый треугольник“ ВЕС позволяет объяснить причину постоянства отношения ($^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$)_{перв} для газов типа А и В: небольшая (20–30%) добавка Ne-E к солнечному Ne-B позволяет снизить изотопное отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ до типичного для неона-А, не повлияв при этом существенно на $^4\text{He}-^{20}\text{Ne}$ корреляцию (рис. 3.2). Треугольник ВЕС включает практически все известные объекты, и изотопный состав неона в любом природном веществе может объясняться смешением неона трех указанных типов — А, В и Е. Естественно, возникло сомнение в существовании Ne-A как самостоятельного типа первичного неона, поскольку он мог возникнуть в результате добавки солнечного Ne-B к возникшему „in situ“ радиогенному ^{22}Ne . Изучение температурных фракций неона в метеоритах показало, что во многих температурных фракциях разных метеоритов изотопный состав неона весьма близок к таковому, принимаемому для Ne-A. Такие данные явились весомым аргументом в пользу единого источника неона этого типа.

Например, более 60% неона, выделившегося из метеорита Оргей при 700–1000 °С, имело изотопный состав, идентичный $Ne-A$ (рис. 3.8). Более того, в некоторых углистых хондритах изотопный состав неона, выделенного при плавлении средней пробы этих метеоритов, оказался весьма близким к изотопному составу гипотетического $Ne-A$. В связи с вышесказанным большинство исследователей признают в настоящее время, что в солнечной небуле существовал газовый резервуар, из которого некоторые метеориты (и/или минеральные их фракции) захватили неон со специфическим изотопным составом неона-А. Генетически $Ne-A$ является, вероятно, масс-фракционированным солнечным неоном. Смещение $Ne-B$ (или $Ne-A$) и $Ne-E$ обуславливает зависимость между содержанием ^{20}Ne и отношением $^{20}Ne/^{22}Ne$ (рис. 3.6): чем меньше содержание ^{20}Ne , тем (при прочих равных условиях) заметнее влияние трудновыделимого $Ne-E_H$ на изотопный состав Ne . Деление содержания ^{20}Ne на содержание ^{36}Ar – величину, близкую к постоянной (рис. 3.1, б), равносильно лишь изменению масштаба по оси ординат. Из рис. 3.6 следует, таким образом, что зависимость между изотопным отношением $^{20}Ne/^{22}Ne$ и соотношением содержаний ^{20}Ne и ^{36}Ar по сути дела является кажущейся – еще одно свидетельство разной природы легких и тяжелых газов в метеоритах.

В заключение отметим, что идентификация спаллогенной компоненты неона не вызывает затруднений: отношения $^{21}Ne/^{22}Ne$ и $^{20}Ne/^{22}Ne$ в таком неооне несущественно отличаются от 1 – в хорошем соответствии с приведенными ранее (§2.2.1) расчетными оценками.

3.2.2. Изотопы гелия в метеоритах

Ранние исследования железных и каменных метеоритов привели к открытию исключительно высоких изотопных отношений $^3He/^4He \approx 10^{-1}$ (Paneth et al., 1952; Герлинг, Левский, 1956). Было установлено, что столь обогащенный легким изотопом гелий возник в результате взаимодействия высокоэнергетичных галактических частиц с метеоритами или веществом поверхности их родительских тел. Резкое отличие в распространенности изотопов и ассоциация такого гелия со спаллогенной компонентой неона позволили уверенно выделить спаллогенную компоненту (разд. 3.2.3). Действительно, отношение $(^3He/^{21}Ne)_{спал}$ почти постоянно в хондритах и других каменных метеоритах (Шуколюков, Левский, 1972); оно изменяется, как правило, от 4 до 6 – в полном соответствии с теоретической оценкой, приведенной в разд. 2.2.1. Такое постоянство объясняется двумя обстоятельствами: спаллогенный 3He продуцируется на легких ядрах в сравнительно широком диапазоне масс, и его выход почти не зависит от состава метеорита; спаллогенный неон образуется на ядрах магния, кремния и алюминия – распространенных элементов, вариации содержаний которых в каменных метеоритах невелики. Принимая распространенность трех названных элементов на Земле близкой к таковой в хондритах

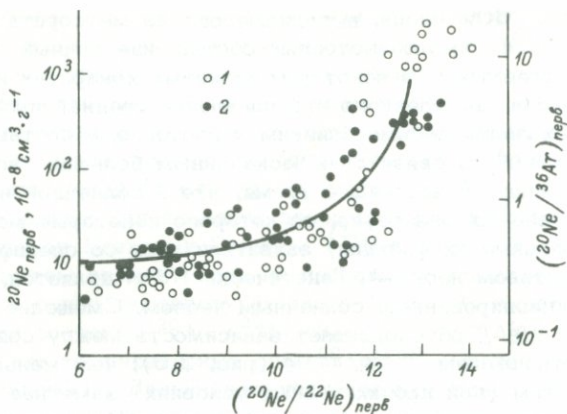


Рис. 3.6. Зависимость между изотопным составом первичного неона в углистых хондритах и отношением неона-20 к аргону-36 (1) и содержанию неона-20 (2) (Толстихин, Хабарин, 1976).

и учитывая отмеченное постоянство соотношения спаллогенных изотопов, можно использовать установленное для метеоритов соотношение $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{спал}} \approx 5$ для геохимических реконструкций, в частности для обсуждения природы избыточного ^3He на Земле (разд. 7.2).

Другой, также весьма надежно установленный тип гелия в метеоритах — солнечный гелий, который, как правило, встречается вместе с солнечным Ne-B . Многочисленные анализы солнечных газов в богатых газами метеоритах, лунном грунте, как и эксперименты с металлическими фольгами, экспонировавшимися на борту космических аппаратов и на поверхности Луны, убедительно продемонстрировали постоянство отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в современном солнечном гелии, среднее значение которого может быть принято равным $3.5 \cdot 10^{-4}$. Следует отметить, однако, что Солнце может быть источником гелия с исключительно высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 1$ (Fisk, 1978). Такой необычный гелий фиксируется в экспериментах с фольгами, установленными на борту возвращаемых на Землю космических аппаратов. Он возникает при весьма слабых вспышках на Солнце в результате токовой нестабильности в плазме, при которой избирательно нагреваются ионы $^3\text{He}^{2+}$ (и некоторые тяжелые ионы, например железо) и далее вовлекаются в процесс ускорения плазмы в ходе вспышки. Потoki такой специфической плазмы характеризуются весьма малой интенсивностью и возникают редко — несколько раз в течение года, так что они не могут конкурировать с мощными потоками „нормального“ солнечного ветра. Хотя наблюдения вспышек, приводящих к столь избирательному ускорению ионов данного сорта, важны для понимания процессов, происходящих в солнечной короне, тем не менее вклад

такого аномального гелия, $He-F$, наблюдаемый в природном веществе, пренебрежимо мал.

Вопрос о планетарном типе гелия, $He-A$, до настоящего времени не имеет однозначного ответа. Андерс с сотрудниками (Anders et al., 1970) отметил зависимость между отношениями ${}^3He/{}^4He$ и ${}^{20}Ne/{}^{22}Ne$; согласно этой зависимости изотопному отношению ${}^{20}Ne/{}^{22}Ne=8,2$ (значение, принимаемое для $He-A$) соответствовало отношение ${}^3He/{}^4He=1,4 \cdot 10^{-4}$. Было предложено выделить гелий — по аналогии с неонам отнести гелий с таким изотопным составом к планетарному $He-A$. Зависимость эта была, однако, весьма нечеткой из-за больших поправок на космогенные изотопы. Тем не менее Андерс и др. (Anders et al., 1970) и Гейсс (1976) обсуждали возможность возрастания отношений ${}^3He/{}^4He$ в гелии Солнца от сравнительно низких значений ($\sim 1,5 \cdot 10^{-4}$) в период формирования Солнечной системы до повышенных значений $\sim (3,4) \cdot 10^{-4}$, наблюдаемых в современном солнечном ветре.

Исследование изотопного состава гелия и неона в минеральных фракциях некоторых метеоритов, выполненное группой Рейнольдса (Rare-gas-rich..., 1978), подтвердило зависимость между ${}^{20}Ne/{}^{22}Ne$ и ${}^3He/{}^4He$; причем в связи с существенно меньшим вкладом космогенной компоненты (из-за высоких концентраций гелия и неона в минералах-носителях захваченных газов) зависимость эта стала более надежной (рис. 3.7).

Эберхардт (Eberhardt, 1978) получил дополнительные аргументы в пользу существования планетарного $He-A$. Результаты Эберхардта представлены на рис. 3.8: видно, что космогенные изотопы ${}^{21}Ne$ и 3He выделяются из минералов-носителей захваченных газов при температурах ниже $600^\circ C$; вклад космогенных изотопов в высокотемпературные фракции не превышает 1%. Содержание урана и тория ($U=0,9 \cdot 10^{-9} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$; $Th/U=3,6$) и $K-Ar$ возраст метеорита (1,6 млрд. лет) позволяют определить возможный вклад радиогенного 4He , который оказался равным $4 \cdot 10^6 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ — менее 5% от общего количества этого изотопа в метеорите. По всей видимости, радиогенный гелий мигрировал из анализируемых минералов при сравнительно низких температурах, поскольку и космогенный и радиогенный 4He возникает с образованием трека, стимулирующего в дальнейшем потери находящихся в нем атомов. По оценке Эберхардта вклад радиогенного гелия в высокотемпературные фракции был пренебрежимо мал.

С учетом вышесказанного на основании рис. 3.8 могут быть сделаны следующие выводы: гелий с отношением ${}^3He/{}^4He=1,5 \cdot 10^{-4}$, выделяющийся при температурах свыше $600^\circ C$, весьма обеднен радиогенной и космогенной компонентами; он является захваченным первичным гелием; следовательно, в солнечной небуле существовал резервуар, содержащий гелий специфический с низким, по сравнению с солнечным, отношением изотопов.

На основании зависимости, представленной на рис. 3.7, может быть выполнена оценка изотопного состава гелия, захваченного Землей. Атмосферное отношение ${}^{20}Ne/{}^{22}Ne=9,82$ следует, по всей

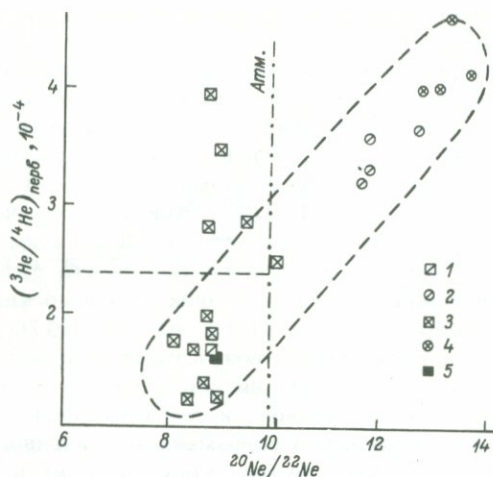


Рис. 3.7. Зависимость между изотопным составом планетарных неона и гелия в углистых хондритах (по данным Mazar et al., 1970; Lewis et al., 1977; Srinivasan et al., 1977; Rare-gas-rich..., 1978).

Из рисунка видно, что атмосферному отношению $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.82$ соответствует отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 2.4 \cdot 10^{-4}$. Условные обозначения: кружки 2 и 4 – валовые пробы метеоритов, квадраты 1, 3, 5 – минеральные фракции. Содержания гелия: 1, 2 – до 10^{-3} ; 3, 4 – 10^{-3} – 10^{-2} ; 5 – более 10^{-2} см³·г⁻¹.

видимости, считать результатом смешения солнечного и планетарного неона. В таком случае логично допустить, что и гелий, захваченный протоматериалом Земли, был смесью солнечного и планетарного гелия и характеризовался промежуточным отношением (рис. 3.7) $^3\text{He}/^4\text{He} = 2.5 \cdot 10^{-4}$. В заключение отметим, что радиогенный гелий, как правило, вносит пренебрежимо малый вклад в гелий УЭХ, и его рассмотрение остается за рамками настоящей работы (Шуколюков, Левский, 1972).

3.3. Изотопы аргона

Изотопы аргона в метеоритах в меньшей степени подвержены влиянию космогенной компоненты, чем гелия или неона, и, следовательно, захваченные изотопы могут быть обнаружены во многих метеоритах. Было показано, что отношение захваченных изотопов аргона $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ варьирует в метеоритах в существенно меньших пределах, чем соотношения изотопов гелия или неона. Кроме того, практически во всех природных образцах изотоп ^{40}Ar имеет радиогенную природу; поэтому для аргона нельзя построить столь полезную для генетических реконструкций трехкомпонентную диаграмму.

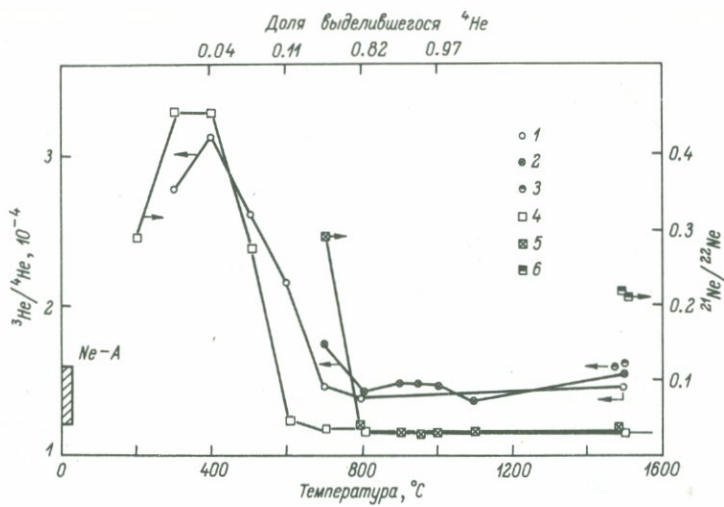


Рис. 3.8. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ при ступенчатом нагреве богатых планетарными газами минеральных фракций метеорита Оргей (Eberhardt, 1978).

1, 4 - отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в температурных фракциях; 2, 5 - те же отношения в высокотемпературных фракциях; 3, 6 - те же отношения, газ выделен плавлением образца.

рамму, как это было сделано для неона. Один из путей хотя бы частичного преодоления этих трудностей - сопоставление вариаций изотопных отношений неона, для которого отдельные компоненты выделены достаточно четко, с вариациями отношения $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$. Попытки построения такого рода комбинированных диаграмм и были предприняты разными исследователями. Так, Блэк (Black, 1970) предложил использовать график с координатами $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ и обнаружил весьма слабую прямую корреляцию этих отношений для БСГМ. Что касается углистых хондритов - носителей фракционированных, планетарных газов, то для них связь между указанными отношениями практически отсутствовала. Л.К. Левский (Шуколюков, Левский, 1972) попытался решить аналогичную задачу, используя координаты $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Минимальные значения этих отношений свидетельствуют о малом вкладе космогенных изотопов, а последующая экстраполяция позволяет вычистить их полностью и выделить отношения $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ в захваченном аргоне.

Используя изотопный состав неона в метеоритах в качестве их своеобразной характеристики, удалось определить (хотя и не столь надежно, как для неона) отношения $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в солнечном аргоне, $\text{Ar}-B = 0.165 \pm 0.178$, и в планетарном аргоне $\text{Ar}-A = 0.187 \pm 0.194$. Некоторые авторы, однако, находят такие построения недо-

Т а б л и ц а 3.1

Изотопный состав захваченных легких благородных газов

Газ	Изотопные отношения	Тип А	Тип В	Атмосфера
He	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$1.4 \cdot 10^{-4}$	$(3-4) \cdot 10^{-4}$	$1.39 \cdot 10^{-6}$ *
Ne	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	8.2	12-13	9.82
	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	0.02	0.036	0.029
Ar	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	0.187-0.194	0.168-0.178	0.187

* Приведенное значение измерено в современной атмосфере.

Потоки гелия в атмосферу и его улетание в околоземное космическое пространство обуславливают это значение. Прото вещество Земли характеризовалось, вероятно, значением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 2.5 \cdot 10^{-4}$ (см. текст и рис. 3.7).

статочны убедительными и полагают, что отношения $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в солнечных и планетарных газах близки и пока нет критериев для надежной идентификации каждой из компонент (Ozima, Podosek, 1983). Для дальнейшего важно отметить, что изотопное отношение $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в атмосфере не отличается от типичного для захваченного аргона метеоритов (табл. 3.1).

Что касается отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в первичном аргоне, то самое низкое наблюдаемое значение составляет $1.4 \cdot 10^{-3}$ (Rare gases..., 1976), а из теории нуклеосинтеза следует еще более низкое значение $\sim 2 \cdot 10^{-4}$ (Cameron, 1973). Естественно, при столь малом вкладе первичного ^{40}Ar практически безразлично, какую из приведенных выше оценок использовать в дальнейшем, при обсуждении проблем геохимии аргона.

3.4. Распространенность изотопов ксенона и криптона в метеоритах

Ксенон имеет девять изотопов, возникших, вообще говоря, в ходе всех трех процессов образования нуклидов, кратко рассмотренных в предыдущей главе. Более того, на изотопный состав ксенона в природных объектах, по всей видимости, повлияли процессы интенсивного масс-фракционирования. Проблема интерпретации данных изотопного состава природного ксенона настолько сложна, что посвященные ей многочисленные исследования, вылившиеся в отдельное направление изотопной космо-геохимии (называемое ксенологией), не привели ни к созданию единой классификации, ни к идентификации процессов, ответственных за многочисленные изотопные аномалии этого уникального элемента. В настоящем разделе будут кратко рассмотрены лишь некоторые аспекты сложных проблем, обсуждаемых в современной ксенологии; прежде всего, будет рассмотрена ситуация с выбором наиболее примитивного ксенона

Солнечной системы (3.5.1), затем мы коснемся кратко природы аномального ксенона, приводящего к вариациям изотопного состава этого элемента в разных объектах Солнечной системы (3.5.2) и, наконец, остановимся на радиогенных изотопах ксенона, возникших в результате распада вымерших радиоактивных изотопов (3.5.3). Более детальный анализ этих проблем читатель сможет найти в работах Пепина и Пфиннея (Pepin, Phinney, 1983), Озимы и Подосека (Ozima, Podosek, 1983), Андерса (Anders, 1981), Мануэла (1981), Шуколюкова, Данг Ву Миня (1984), Левский (1983, 1984; *Isotopically...*, 1983 и др.).

3.4.1. Проблема первичного ксенона

Уже более 25 лет назад было установлено, что изотопный состав ксенона в различных объектах Солнечной системы существенно различается. В дальнейшем по мере накопления экспериментальных данных оказалось, что ксенон в богатых газами метеоритах и хорошо удерживающих имплантированные газы минералах лунного грунта идентичен по изотопному составу и генетически связан с облучением твердого вещества солнечным ветром; на основании таких исследований был выделен поверхностно-коррелированный имплантированный ксенон, который в дальнейшем будет для краткости называться солнечным и обозначаться SUCOR (*Isotopic...*, 1971). По своей природе такой ксенон аналогичен легким инертным газам В. Несколько раньше швейцарские исследователи выполнили изотопные анализы ксенона в обыкновенных и углистых хондритах и установили, что такие метеориты содержат ксенон примерно одинакового изотопного состава (в дальнейшем — ксенон углистых хондритов или AVCC, Eugster et al., 1967, 1969). Сравнение этих двух типов ксенона (SUCOR и AVCC) и атмосферного ксенона показывает следующее (рис. 3.9): солнечный ксенон характеризуется малым вкладом тяжелых изотопов и в этом смысле он является весьма примитивным; распространенность легких изотопов в солнечном ксеноне и ксеноне хондритовых метеоритов — при отсутствии спалляционной компоненты — примерно одинакова, однако хондриты существенно обогащены тяжелыми изотопами — ^{132}Xe , ^{134}Xe и ^{136}Xe ; в дальнейшем совокупность тяжелых избыточных изотопов ксенона будет называться *Xe-H* (Pepin, Phinney, 1983). Ксенон земной атмосферы по сравнению с солнечным является масс-фракционированным, он обогащен тяжелыми и обеднен легкими изотопами. Закон фракционирования в области тяжелых и легких масс носит нелинейный характер; он, вообще говоря, неизвестен, и поэтому трудно установить, имеется ли компонента *Xe-H* в атмосфере.

Однако в солнечном ксеноне также вполне вероятен вклад тяжелых изотопов, например в результате процессов деления тяжелых элементов, и поэтому „истинно примитивный“ ксенон может отличаться от солнечного пониженной распространенностью изотопов ^{136}Xe , ^{134}Xe и ^{132}Xe . Поиск такого наиболее примитивного

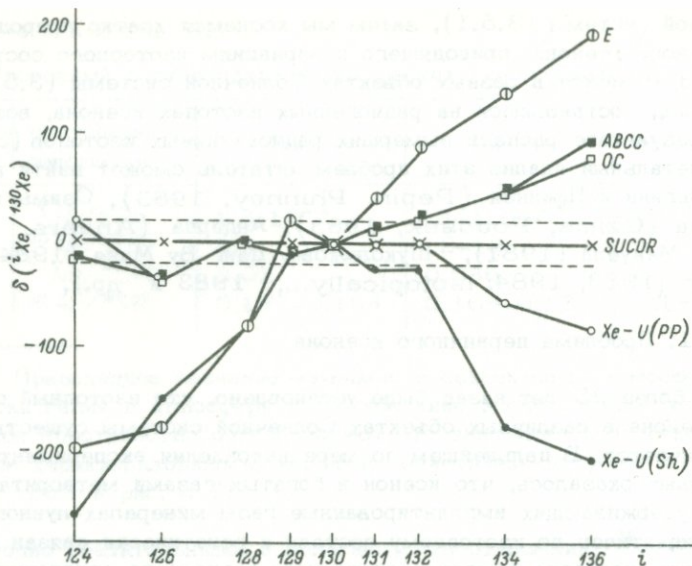


Рис. 3.9. Сопоставление изотопного состава разных типов „примитивного“ ксенона, ксенона метеоритов и земной атмосферы с солнечным ксеноном.

$$\delta({}^i\text{Xe}/{}^{130}\text{Xe}) = \left(\frac{({}^i\text{Xe}/{}^{130}\text{Xe})_k}{({}^i\text{Xe}/{}^{130}\text{Xe})_{\text{SUCOR}}} - 1 \right) \cdot 1000,$$

где i, k - индекс ксенона и сопоставляемого газа соответственно; E - ксенон земной атмосферы (табл. 1.2); $ABCC$ - усредненный изотопный состав ксенона в углистых хондритах (Eugster et al., 1967); OC - то же, в обыкновенных хондритах (Eugster et al., 1969); $\text{Xe}-U(PP)$ - примитивный ксенон Солнечной системы по оценке Пепина и Пфиннея (Pepin, Phinney, 1983); $\text{Xe}-U(Sh)$ - то же, по оценке Шуколюкова и Данг Ву Миня (1981).

ксенона, основанный на множественных корреляциях ксенона разных типов, привел Пепина и Пфиннея к изотопному составу, представленному на рис. 3.9 и в табл. 7.1 (Pepin, Phinney, 1983). Их первичный $\text{Xe}-U$ тождествен солнечному ксенону в соотношениях легких изотопов и отличается от последнего еще меньшей распространенностью тяжелых. Существенно иной подход к проблеме продемонстрирован в работах Ю.А. Шуколюкова и соавторов (Шуколюков, Данг Ву Минь, 1981). Эти авторы нанесли результаты измерения изотопных отношений ксенона в метеоритах, минеральных и температурных фракциях на графики, вдоль координатных осей которых были отложены отношения какого-либо изотопа ${}^i\text{Xe}$ к эк-

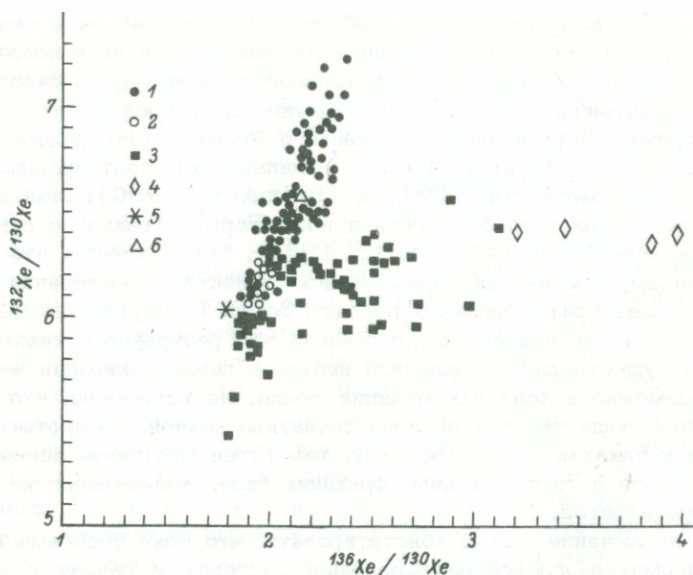


Рис. 3.10. Трехкомпонентный состав ксенона в Солнечной системе (Шуколюков, 1983).

Распределение данных в использованной на рисунке системе координат свидетельствует об участии трех типов ксенона в формировании изотопного состава этого элемента; два из них, Xe- ρ ($^{136}\text{Xe} / ^{130}\text{Xe} = 1.02$, $^{132}\text{Xe} / ^{130}\text{Xe} = 4.42$), и Xe- ζ ($^{136}\text{Xe} / ^{130}\text{Xe} = 2.15$, $^{132}\text{Xe} / ^{130}\text{Xe} = 7.45$) возникли в результате масс-фракционирования, третий - Xe- χ ($^{136}\text{Xe} / ^{130}\text{Xe} = 4.06$, $^{132}\text{Xe} / ^{130}\text{Xe} = 6.48$) обязан своим происхождением ядерным процессам. 1 - обыкновенные хондриты; 2 - богатые солнечными газами метеориты; 3 - углистые хондриты; 4 - богатые делительными изотопами фракции метеоритов; 5 - поверхностно-коррелированный солнечный ксенон; 6 - ксенон земной атмосферы.

ранированному изотопу ^{130}Xe и заключили (почти) все данные в треугольники (рис. 3.10), вершины которых определили крайние компоненты ксенона; смешение последних могло бы обеспечить практически все наблюдаемые изотопные составы ксенона. Две из таких гипотетических компонент связаны между собой законом масс-фракционирования, а третья имеет ядерную природу (деление тяжелых ядер и расщепление ядер в области барьера протонами). Полученная в результате этих построений оценка изотопного состава примитивного солнечного ксенона также приведена на рис. 3.9. Из рисунка следует, что такой ксенон близок по распространенности легких изотопов к атмосферному, однако последний отличается существенным обилием тяжелых изотопов Xe.

Рассматривая распространенность изотопов ксенона в метеоритах, следует обратить внимание, особенно имея в виду последующий обзор проблем происхождения земного ксенона, на сходство между изотопным составом ксенона земной атмосферы и железных метеоритов. Первые работы Хеннеке и Мануэла (Henneke, Manuel, 1977; Manuel, 1978) в дальнейшем подтвердились другими исследователями (Palma, Heymann, 1980); атмосфероподобный ксенон был обнаружен и в некоторых образцах с лунной поверхности (Lightner, Marti, 1974). Если учесть, что по изотопному составу кислорода лунное вещество и включения в железные метеориты близки к породам Земли (Clayton et al., 1976), то возникает представление, что резервуар с таким ксеноном существовал в солнечной небуле в период аккреции вещества, возможно в зоне аккумуляции Земли. Не исключено, что и силикатное вещество в этой зоне захватило ксенон, по изотопному составу близкий к атмосферному, тем более что такой ксенон уже наблюдался в температурных фракциях газа, выделенного из каменных метеоритов.

В заключение можно констатировать, что пока проблема наиболее примитивного ксенона Солнечной системы не решена и выбор того или иного претендента отнюдь не является однозначным. В дальнейшем мы будем использовать — в качестве своеобразного стандарта — поверхностно-коррелированный солнечный ксенон, поскольку его изотопный состав реально наблюдается во многих космических объектах и характеризуется малым вкладом тяжелых (длительных?) изотопов. Что касается захваченного метеоритами криптона, то его изотопный состав в космических объектах существенно более постоянен и незначительно отличается от такового в земной атмосфере (гл. 7); наибольшие вариации (~1,5%) отмечаются в распространенности тяжелого изотопа ^{86}Kr ; их природа, возможно, связана с природой изотопных аномалий ксенона (разд. 3.5.2).

3.4.2. Изотопные аномалии ксенона в углистых хондритах

Избыток тяжелых изотопов ксенона в некоторых температурных фракциях углистых хондритов — по сравнению с другими фракциями ксенона, выделенного из тех же метеоритов, — был обнаружен более 20 лет назад. Соотношение избыточных изотопов напоминало такое, возникающее при делении тяжелых радиоактивных изотопов, и вначале полагали, что процесс деления является ответственным за появление загадочного Xe-H . Однако в дальнейшем, по мере накопления новых данных и их уточнения, проявилось различие в тонкой структуре Xe-H и Xe — продукта деления изотопов урана и плутония. Кроме того, количества Xe-H в некоторых метеоритах были непомерно велики.

В конце 1960-х годов было высказано предположение, что Xe-H возник в результате деления неизвестного трансуранового сверхтяжелого изотопа. Многие работы, прежде всего Андерса и его

группы (Extinct..., 1975), были посвящены попыткам выделить аномальный ксенон и предсказать свойства элемента-прогенитора. Дифференциальное растворение метеоритов с последующим ступенчатым отжигом ксенона из нерастворимых остатков позволяло существенно уточнить соотношение изотопов в избыточном $Xe-H$, поскольку оказалось, что такой ксенон и „нормальный“ ксенон углистых хондритов сконцентрированы в разных минералах-носителях. Большая часть захваченных тяжелых благородных газов, в том числе ксенон, напоминающий по изотопному составу слегка фракционированный солнечный ксенон, была сконцентрирована в минерале Q , химический состав которого пока окончательно не идентифицирован (по мнению одних исследователей, Q близок к сульфидам, другие считают, что это одна из разновидностей углеродсодержащих минералов - Anders, 1981). Аномальный ксенон $Xe-H$ содержался преимущественно в другом углеродистом минерале. Эти минеральные фракции содержат почти все захваченные газы, составляя всего 0,05–0,1% от массы метеорита. Выделение носителя и точные измерения изотопного состава аномального ксенона, однако, не подтвердили упомянутую выше гипотезу. Оказалось, что такой ксенон обогащен не только тяжелыми ($Xe-H$), но и легкими ($Xe-L$) изотопами (рис. 3,11). Эта особенность аномального ксенона в углистых хондритах была впервые отмечена в работе Мануэла и соавторов (Manuel et al., 1972), а в дальнейшем была подтверждена другими исследователями (Anders, 1981). W -образную форму изотопной структуры аномального ксенона уже нельзя было объяснить одним только процессом деления гипотетического трансуранового элемента, и сторонники этой гипотезы должны были „добавить“ процесс масс-фракционирования, который обеспечивал бы избыток легких изотопов. Существенно, что корреляция между избытком тяжелого и легкого ксенона, $Xe-U$ и $Xe-L$, наблюдалась нерегулярно; иногда в метеоритах присутствовал только один из компонентов.

Альтернативное объяснение экспериментальных данных было предложено в работе Мануэла и др. (Manuel et al., 1972), авторы которой обратили внимание на то, что промежуточные изотопы ксенона образовались преимущественно в ходе медленного захвата нейтронов (s -процесса), протекавшего в недрах звезд, в то время как тяжелые и легкие изотопы возникли в быстрых процессах захвата нейтронов и протонов (r - и p -процессы) при взрыве оболочки сверхновой (§ 2.1, табл. 2.1). Таким образом, процессы, генерирующие промежуточные изотопы ксенона, и процессы, приводящие к появлению легких и тяжелых изотопов, были разобщены в пространстве и во времени. Если предположить, что впоследствии перемешивание выброшенного при взрыве сверхновой вещества было недостаточно интенсивным и изотопная гетерогенность сохранилась, то могли наблюдаться изотопные аномалии, кратко рассмотренные выше. В рамках такой модели удавалось объяснить как изотопную структуру аномального ксенона в углистых хондритах, так и его большую распространенность, которую не просто было обес-

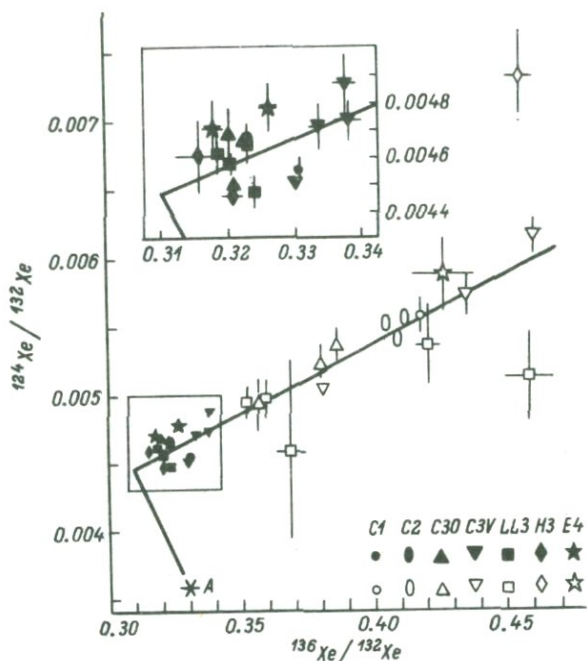


Рис. 3.11. Корреляция между тяжелыми $Xe-H$ и легкими $Xe-L$ изотопами ксенона во фракциях метеоритов (залитые символы) и в тех же фракциях после их травления (Crabb, Anders, 1982). Индексы возле символов соответствуют классу метеоритов. А - атмосфера.

лечить за счет деления весьма малораспространенных трансурано-вых элементов (Anders, 1981; Шуколюков, Данг Ву Минь, 1981, 1984).

Выполненные в последние годы исследования изотопного состава других элементов, содержащихся в минералах-носителях аномального ксенона в углистых хондритах, как будто бы склоняют чашу весов именно к гипотезе нуклеогенетического происхождения $Xe-H$ и $Xe-L$. Так, например, изотопный анализ бария и редкоземельных элементов (самария и неодима) из фракций метеорита Алленде (носителей аномального ксенона) показал, что ни изотопный состав этих элементов, ни их содержание не согласуются с представлением о делении „in situ” трансуранового изотопа, ибо в этом процессе непременно должны были бы возникнуть неэкранированные изотопы указанных элементов в количествах, соизмеримых с содержанием $Xe-H$ (или даже больших, учитывая высокую миграционную способность ксенона); изотопные смещения названных выше элементов не были обнаружены, а их концентрации оказались много ниже ожидаемых (Isotopically..., 1983; Samarium-146..., 1983).

Более того, обнаруженный в минералах-носителях аномального ксенона изотопно-легкий азот (Kung, Clayton, 1978) — избыток легкого изотопа $\delta^{14}N$ достигает 326% (Isotopically..., 1983) — вряд ли мог возникнуть в результате масс-фракционирования. Тщательный анализ проблемы изотопии азота в объектах Солнечной системы, выполненный Гейсом и Бокслером (Geiss, Bochsler, 1982), новые экспериментальные данные (Isotopically..., 1983), изотопные аномалии некоторых других элементов (см., например, обзор Мануела, 1981) приводят к представлению, что изотопная гетерогенность вещества Солнечной системы во многих случаях связана с процессами синтеза элементов. Такие представления, естественно, поддерживают аналогичную интерпретацию и изотопной аномалии ксенона в хондритах.

Таким образом, современное состояние проблемы аномального ксенона метеоритов не позволяет однозначно определить „исходный“ или „примитивный“ изотопный состав первичного, захваченного ксенона. В свете изложенной выше интерпретации вполне можно допустить, что изначально в веществе солнечной туманности существовало несколько типов ксенона. Соответственно выбор первичного ксенона продолжает оставаться произвольным и должен специально поясняться в каждом конкретном случае. Возможна значительная неопределенность в оценках концентрации распространенности тяжелых изотопов ксенона, обусловленных делением изотопов урана и плутония, особенно в тех случаях, когда в веществе присутствует в соизмеримых или больших количествах первичный ксенон.

3.4.3. Радиогенные изотопы ксенона в метеоритах

Открытие Дж. Рейнольдсом избытка $^{129}Xe^*$ в метеорите Ричардтон (Reynolds, 1960), а в дальнейшем в других метеоритах привело к возникновению нового направления космохронологии, основанного на короткоживущих нуклидах, которое позволило реконструировать наиболее ранние события в истории Солнечной системы. Два результата этих фундаментальных исследований представляются особенно важными для понимания происхождения и эволюции вещества Солнечной системы. Рассмотрим их несколько подробнее.

Первый из них — значение интервала образования вещества Солнечной системы. Для вычисления этого значения поделим обе части формулы (2.29) на обилие стабильного изотопа иода ^{127}I и, учитывая равенство

$$^{129}I \equiv ^{129}Xe^* \quad (3.1)$$

получим после простых преобразований (разд. 2.3.4)

$$t - t_0 = \Delta_{129} = (1/\lambda_{129}) \ln \left[\left(^{129}I / ^{127}I \right)_0 / \left(^{129}Xe^* / ^{127}I \right) \right]. \quad (3.2)$$

Для оценки собственно интервала образования по формуле (3.2) или по более сложным уравнениям, учитывающим характер синтеза элементов (Schramm, Wasserburg, 1970) необходимо знать начальное отношение $(^{129}\text{I} / ^{127}\text{I})_0$. Следует отметить, что длительность интервала не очень сильно зависит от принятого значения этого отношения. Так, для максимального отношения $(^{129}\text{I} / ^{127}\text{I})_0 = 1$, что соответствует мгновенному синтезу, интервал образования оказывается равным ~ 200 млн. лет; при длительности синтеза порядка 20 млрд. лет начальное отношение изотопов иода оказывается равным 0,0125, что приводит к интервалу образования около 60 млн. лет (Podosek, 1970). В обзоре (Wetherill, 1975) принято значение интервала, равное 125 млн. лет, и соответственно $(^{129}\text{I} / ^{127}\text{I})_0 \approx 2.7 \cdot 10^{-2}$. Этот результат свидетельствует, что время, прошедшее между окончанием синтеза элементов и солидификацией вещества, было небольшим, по крайней мере по сравнению со временем жизни Солнечной системы.

Определение относительного интервала образования позволяет исключить зависящее от принятой модели синтеза отношение $(^{129}\text{I} / ^{127}\text{I})_0$ (Wetherill, 1975):

$$\Delta_{129}^i - \Delta_{129}^1 = (1/\lambda_{129}) \ln \left[\left(^{129}\text{Xe}^* / ^{127}\text{I} \right)_{\tau}^i / \left(^{129}\text{Xe}^* / ^{127}\text{I} \right)_{\tau}^1 \right], \quad (3.3)$$

где индекс i соответствует некоторому метеориту, индекс 1 — другому метеориту, принимаемому в качестве опорного, а соотношения $^{129}\text{Xe}^* / ^{127}\text{I}$ в разных метеоритах находятся из эксперимента.

Существует метод, позволяющий определить отношение $(^{129}\text{I} / ^{127}\text{I})_{\tau} = (^{129}\text{Xe}^* / ^{129}\text{I})_{\tau}$ в метеоритах во время τ , соответствующее началу удержания ими ксенона. В основе метода лежит экспериментальный факт — тесная корреляция между радиогенным $^{129}\text{Xe}^*$ и нейтронно-индуцированным из ^{127}I изотопом $^{128}\text{Xe}^*$, наблюдаемая при высокотемпературном отжиге ксенона из метеоритов. При отжиге естественного радиогенного изотопа $^{129}\text{Xe}^*$, первичного ^{129}Xe и нейтронно-индуцированного $^{128}\text{Xe}^*$ можно написать равенство, используя для нормировки ^{132}Xe (Шуколюков, Левский, 1972):

$$\left(^{129}\text{Xe} / ^{132}\text{Xe} \right)_{\text{изм}} = \left(^{129}\text{Xe} / ^{132}\text{Xe} \right)_{\tau} + \left(^{129}\text{Xe}^* / ^{127}\text{I} \right)_{\tau} \times \left(^{127}\text{I} / ^{128}\text{Xe}^* \right)_{\tau} \left(^{128}\text{Xe}^* / ^{132}\text{Xe} \right)_{\tau}.$$

Облучая одновременно с образцом монитор с известным содержанием ^{127}I и определяя в нем после облучения количество $^{128}\text{Xe}^*_M$, можем записать:

$$^{127}\text{I} / ^{128}\text{Xe}^* = \left(^{127}\text{I} / ^{128}\text{Xe}^* \right)_M \equiv P.$$

Кроме того, из отмеченной выше корреляции следует, что $^{129}\text{Xe}^* = ^{129}\text{I}$, так что в итоге

$$\begin{aligned} ({}^{129}\text{Xe}/{}^{132}\text{Xe})_{\text{изм}} = & ({}^{129}\text{Xe}/{}^{132}\text{Xe})_{\tau} + \\ & + P ({}^{129}\text{I}/{}^{127}\text{I})_{\tau} \cdot ({}^{128}\text{Xe}^*/{}^{132}\text{Xe}). \end{aligned} \quad (3.4)$$

Выражение (3.4) есть уравнение прямой, угол наклона которой определяет отношение $({}^{129}\text{I}/{}^{127}\text{I})_{\tau}$. Действительно, облученные в одном опыте метеориты были подвергнуты ступенчатому отжигу, был выполнен изотопный анализ ксенона из температурных фракций и результаты были нанесены на график с координатами ${}^{129}\text{Xe}/{}^{132}\text{Xe} - {}^{128}\text{Xe}/{}^{132}\text{Xe}$; высокотемпературные фракции легли на общую прямую, из наклона которой было определено отношение $({}^{129}\text{I}/{}^{127}\text{I})_{\tau} = 1.1 \cdot 10^{-4}$ (Hohenberg, Podosek, Reynolds, 1967; Podosek, 1970).

Использование уравнений (3.3) и (3.4) привело к важному для понимания эволюции солнечной небулы результату: оказалось, что метеориты разных классов (от углистых хондритов до высокометаморфизованных обритов) характеризуются практически одним и тем же отношением:

$$({}^{129}\text{Xe}^*/{}^{127}\text{I}) = ({}^{129}\text{I}/{}^{127}\text{I})_{\tau} = (1.1 \pm 0.4) \cdot 10^{-4},$$

и соответственно, измеренные интервалы $\Delta_{129}^i - \Delta_{129}^1$ составили лишь несколько миллионов лет. Этот результат свидетельствовал о весьма быстрой синхронной солидификации вещества в Солнечной системе.

Близкие, но не вполне совпадающие результаты были получены при использовании другой космохронометрической системы — ${}^{244}\text{Pu} - {}^{136}\text{Xe}_{sf}$. Однако в связи с большим периодом времени полураспада ${}^{244}\text{Pu}$ и относительно сложной идентификацией изотопов ксенона ${}^{136}\text{Xe}_{sf}$, возникших при делении плутония, применение иод-ксенонового метода нередко оказывалось предпочтительным. Поскольку в дальнейшем в настоящем обзоре плутоний-ксеноновый космохронометр не будет использоваться для изотопно-геохимических реконструкций, его рассмотрение исключено и читатель сможет найти сведения по этому вопросу в других работах (Шуколюков, Левский, 1972; Wetherill, 1975; Левский, 1983; см. также ссылки в этих работах).

Глава 4. ИЗОТОПЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Проблема идентификации и исследования глубинного вещества Земли является одной из наиболее фундаментальных в геологии. Значительный вклад в ее развитие внесли и данные изотопной геохимии и геохронометрии. Эти данные позволили существенно углубить наши знания об эволюции земной коры во времени и источниках ее силикатного вещества. Представления о происхождении флюидов в течение длительного времени оставались менее определенными, так что само существование глубинных газов и вод неоднократно подвергалось сомнению и оживленная полемика велась на протяжении многих десятилетий. Такая ситуация была обусловлена отсутствием достаточно однозначных, строгих критериев идентификации флюидов. Положение радикально изменилось после открытия Б.А. Мамыриным, И.Н. Толстихиным, Г.С. Ануфриевым и И.Л. Каменским (Аномальный..., 1969) значительного избытка легкого изотопа ^3He в гелии гидротерм и несколько позднее В.Б. Кларком, М. Бэгом и Г. Крэйгом (Clarke, Beg, Craig, 1969) сравнительного небольшого избытка этого изотопа в гелии океанических вод. Эти первые работы и последовавшие за ними исследования показали, что изотопный состав гелия является уникальным трассером природных флюидов, позволяющим идентифицировать источники их вещества. Именно поэтому основное внимание в настоящей главе будет уделено обзору экспериментальных данных в области изотопии гелия и их интерпретации (§4.2, 4.5, 4.6).

Весьма важными для понимания проблемы дегазации Земли и эволюции мантии являются работы французских ученых (Staudacher, Allegre, 1982; Constraints..., 1983), наблюдавших избыток ^{129}Xe в океанических базальтах — производных верхней мантии (§4.6). Этот результат позволил также уточнить наши представления об изотопии аргона в недрах Земли (§4.4). Большое значение имеют и выполненные в последние годы работы советских (Верховский и др., 1983) и японских (Nagao et al., 1981) специалистов об изотопном и элементном фракционировании благородных газов в природных условиях, имеющие прямое отношение к определению изотопных и элементных соотношений благородных газов в мантии Земли (§4.4, 4.5, 4.7).

4.1. Проблема идентификации пород и флюидов мантийного происхождения

До настоящего времени, вероятно, нет однозначного критерия, который указывал бы на мантийное происхождение тех или иных образцов, отобранных в приповерхностных, доступных прямому наблюдению частях земной коры. Само понятие — вещество из мантии Земли — является в известной степени неопределенным. Действительно, у подавляющего большинства специалистов не вызывает сомнения, что континентальная кора возникла в результате фракционирования вещества мантии, и, следовательно, в определенном смысле все вещество коры есть вещество из мантии Земли, и его подразделение на мантийное и коровое выглядит излишним. С другой стороны, состав вещества континентальной и океанической коры значительно отличается от состава мантии Земли; эволюция этих резервуаров была совершенно различной; они разделены четкой сейсмической границей — так что генетическая классификация вещества на коровое и мантийное все же представляется разумной.

К настоящему времени достаточно хорошо разработана совокупность экспериментальных данных и теоретических представлений, позволяющая более или менее определенно говорить о мантийном происхождении горных пород и/или расплавов, из которых они сформировались. Здесь можно отметить: данные экспериментальной петрологии; измерения температуры и давления в среде, основанные на минеральных ассоциациях, термобарометрии или изотопных геотермометрах; некоторые геохимические данные о составе пород (магм), содержании и соотношении в них редких и рассеянных элементов; наконец, данные изотопной геохимии и геохронометрии.

Таким образом, во многих случаях удается не только решить проблему идентификации силикатного вещества, возникшего в ходе современных (в геологическом смысле этого слова) процессов, но и реконструировать генезис пород, сформировавшихся в древние эпохи, особенности резервуаров, из которых эти породы возникли.

Иная ситуация сложилась в геохимии природных флюидов. Их высокая подвижность и высокая, как правило, контаминация мантийных расплавов и/или возникших из них пород флюидами атмосферы и континентальной коры существенно затрудняют решение генетических проблем. Особенно это относится к флюидной составляющей сравнительно древних геологических объектов, поскольку: перестает работать — в связи с возрастающим вкладом радиогенного компонента — даже такой мощный критерий, как изотопия гелия; увеличивается вероятность воздействия на такие объекты вторичных метаморфических флюидов, „стирающих“ изначальные изотопно-генетические метки. В дальнейшем в настоящей главе под „мантийным“ веществом — носителем глубинных мантийных флюидов будет подразумеваться вещество, относимое к производным мантии на основании независимых геолого-геохимических критериев (ультраосновные включения в базальты и сами океанические и континентальные изверженные породы, эклогиты, алмазы

и ультраосновные включения в кимберлиты, компоненты подземных флюидов регионов, характеризующихся наиболее высокой тектономагматической активизацией и т.д.) и отделившееся от мантии (перешедшее в состав континентальной или океанической коры) в современную геологическую эпоху.

В тех случаях, когда время жизни флюида в земной коре составляет сотни миллионов и миллиарды лет, в его составе, как правило, преобладают радиогенные компоненты; соответственно газы, находящиеся в древних изверженных породах (независимо от происхождения последних), а также в метаморфических и осадочных породах, будут рассматриваться в гл. 5.

Целью последующих разделов является интерпретация данных, полученных для пород и газов предположительно мантийного происхождения с последующими выводами о возможном изотопном составе благородных газов в мантии Земли и сопоставлением их с газами земной коры и атмосферы. Анализируя под таким углом зрения соответствующие экспериментальные данные, необходимо иметь в виду три важные особенности изотопной геохимии газов.

1. Благородные газы являются исключительно подвижными компонентами. Большие атомные радиусы и химическая инертность придают газам свойства весьма несовместимых элементов, и они, по всей видимости, охотно концентрируются в глубинных магматических расплавах. Хотя вопрос о концентрации газов в расплавах изучен крайне недостаточно, а выполненные эксперименты (Hiyagon, Ozima, 1982) привели к неожиданно большим коэффициентам распределения, тем не менее существуют убедительные геохимические доводы в пользу того, что мантийные расплавы являются средством интенсивной дегазации мантии. Например, известно, что захваченные газы концентрируются почти исключительно в наиболее легкоплавких темноцветных минералах (§5.2), переход которых в расплав по существу определяет коэффициент распределения газов, а это важное обстоятельство не учитывалось при проведении экспериментальных исследований. Расчеты баланса радиоактивных элементов и изотопов благородных газов в мантии, коре и атмосфере приводят к выводу, что газы должны покидать породы мантии и переходить в расплав с коэффициентами распределения, не большими, чем таковые радиоактивных элементов, т.е. порядка 0,01 и менее (Azbel, Tolstikhin, 1985).

2. При миграции богатых мантийными газами расплавов к поверхности Земли происходит их интенсивная дегазация, и в подавляющем числе случаев глубинные газы практически полностью покидают остывающий расплав и переходят в состав атмосферы. Опыт калий-аргонового датирования убедительно свидетельствует о практически полной дегазации изверженных пород.

3. В возникших породах земной коры, обогащенных по сравнению с породами мантии радиоактивными элементами, сравнительно быстро накапливаются радиогенные изотопы, так что даже если в момент внедрения в кору расплавы избежали контаминации летучими компонентами коры, генерирующиеся в них радиогенные изо-

топы сравнительно быстро изменяют мантийное соотношение изотопов благородных газов.

В свете вышесказанного становится ясным, что содержание благородных газов в изверженных породах никоим образом не может быть сопоставлено с их содержанием в веществе мантии; имеющиеся в литературе попытки прямых оценок концентраций газов в мантии на основе определения их концентраций в породах коры или ксенолитах являются ошибочными (см., например, работы Hart et al., 1979; Staudacher, Allegre, 1982 и др.). Изотопный состав благородных газов в мантии может быть оценен на основании исследования наиболее молодых пород и флюидов, избежавших контаминации газами коры и атмосферы. С этих позиций наиболее представительными являются данные об изотопном составе гелия (содержание которого в атмосфере исключительно мало) в районах, где континентальная земная кора отсутствует.

Добавим, наконец, что для региональных построений целесообразно исследовать изотопный состав гелия, аргона и редких газов в глубинных флюидах, поскольку в процессе миграции флюидов осуществляется естественное осреднение изотопного состава газов, выделяющихся из отдельных минералов, пород, интрузий или магматических очагов.

4.2. Изотопный состав гелия

4.2.1. Изотопный состав гелия в природных флюидах зон современной тектоно-магматической активизации

Наиболее высокими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=(1-3)\cdot 10^{-5}$ отличаются гидротермы Исландии – своеобразного наземного проявления Срединно-Атлантической рифтовой зоны (Изотопный состав..., 1972; Изотопы гелия..., 1974). Показательно, что в пределах Исландии практически не встречено газов, изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в которых было бы ниже, чем $\sim 10^{-5}$. Таким образом, можно констатировать, что это отношение в гелии гидротерм острова в 1000 раз (!) выше, чем в радиогенном гелии Земли, и более чем в 10 раз выше атмосферного отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=1,4\times 10^{-6}$. Следует подчеркнуть также, что отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ примерно постоянны на всей территории острова (рис. 4.1); некоторое их снижение по мере уменьшения концентрации гелия связано, вероятно, с контаминацией гидротерм атмосферным гелием. В цитированных работах показано также, что зона максимальных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ не всегда совпадает со срединной неовулканической зоной и что высокие отношения типичны для терм различного состава – углекислых, азотных и водородных. Последнее обстоятельство связано, вероятно, с различной глубиной источника тех или иных летучих компонентов, причем глубина „генерации“ гелия представляется наибольшей. Особенно показательно в этом смысле сопоставление изотопных отношений гелия и серы Исландии (Виноградов и др., 1974).

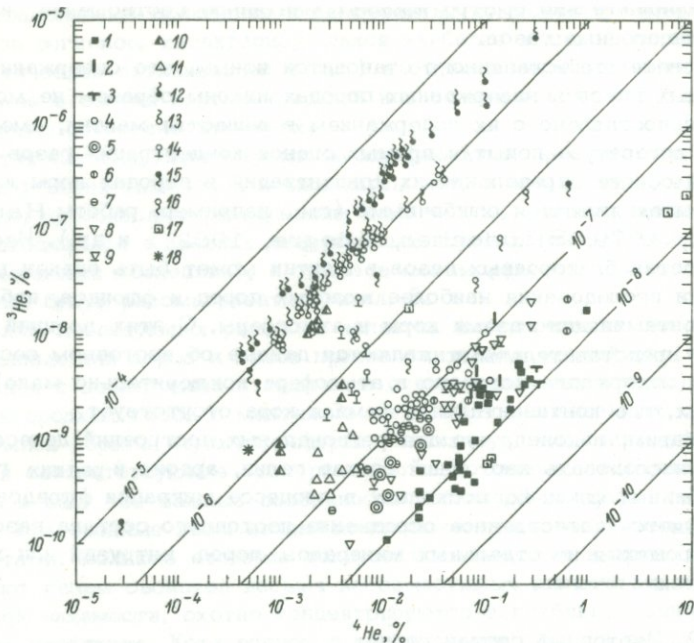


Рис. 4.1. Изотопы гелия в разнообразных природных флюидах (Ма-мырин, Толстихин, 1981).

Газовые залежи древних платформ: 1 – Русская, 2 – Днепровско-Донецкая впадина, 3 – Восточно-Сибирская; эпигерцинских платформ: 4 – Туранская плита, 5 – Западная Сибирь, 6 – Западный Казахстан, 7 – Скифская плита; межгорных впадин: 8 – Фергана, 9 – Таджикская депрессия; геосинклинальных районов: 10 – Сахалин, 11 – Туркмения. Газы термальных источников: 12 – Исландия, 13 – Курило-Камчатская вулканическая зона; 14 – Западная Камчатка, 15 – Закавказье, 16 – Прибайкалье и Забайкалье; 17 – газы, отобранные в рудниках; 18 – гелий атмосферы. Наклонные линии равных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$; значения отношений показаны числами.

Для многих гидротерм внутри острова типичны «ювенильный» изотопный состав и гелия, и серы: ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 3 \cdot 10^{-5}$ и $\delta^{34}\text{S} \approx 0$ для всех проявлений серы. Однако по мере приближения к берегам острова ситуация меняется: отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ остается примерно прежним, в то время как сульфатная сера гидротерм утяжеляется, достигая величин $\delta^{34}\text{S} = +2.0\%$, т.е. в точности таких же, как и в океанической воде (!). Этот пример наглядно иллюстрирует резко различное искажение ювенильных изотопных соотношений гелия и серы в приповерхностных условиях. Гелий атмосферы (и гидросферы), количество которого (вследствие диссипации) ничтожно

по сравнению с его потоком из недр, не искажает изотопные соотношения в глубинном гелии. Напротив, изотопный состав серы изменяется коренным образом даже при незначительном подмешивании океанических вод к термальным, поскольку океан можно рассматривать в качестве мощного приповерхностного резервуара серы.

Кроме Исландии весьма высокое отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 2 \cdot 10^{-5}$ было обнаружено Крейгом и Лаптоном в газах вулкана Килауэа на Гавайях (Craig, Lupton, 1976). Сопоставляя положение островов, относимых многими исследователями к особым структурам типа „горячих пятен“, можно сделать заключение, что этот результат не случаен.

Высокими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ характеризуются термальные источники и газы Тихоокеанского вулканического кольца, а именно Камчатки, Курильских островов, Японии, Северной Америки (Толстикин и др., 1972; Компоненты..., 1976; Nagao et al., 1981 и др.). Для газов этого региона весьма типичны отношения, близкие к $1 \cdot 10^{-5}$, и до настоящего времени не наблюдались отношения, большие, чем $1.4 \cdot 10^{-5}$; таким образом, заметно различие в изотопном составе гелия флюидов „горячих пятен“ и краевых зон континентов.

Близкие к обнаруженным в Тихоокеанской зоне отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$ характерны для гидротерм Большого и Малого Кавказа (Матвеева и др., 1978), Италии (Изотопный состав..., 1979), Мексики (Isotopic..., 1982) и других районов, характеризующихся современными проявлениями тектоно-магматической активизации. Следует отметить, однако, что, хотя в термах этих районов и встречаются отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 1.0 \cdot 10^{-5}$, в целом количество термопроявлений со столь высокими отношениями меньше, чем в Тихоокеанской вулканической зоне.

Кроме этих достаточно детально изученных регионов высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$ были зафиксированы в газах ряда других тектонически активных в настоящее время районов мира, а именно в термах Байкальского рифта, Паганских островов, Агриханского берега, в рассолах Красного моря, на Шпицбергене и др. (Mamyrin, Tolstikhin, 1984 и ссылки в этой работе).

Наконец, как будет подробнее показано ниже (гл. 6), гидротермы, разгружающиеся в пределах собственно океанических рифтовых зон, также приносят в океаническую воду гелий с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$.

Резюмируя сказанное, подчеркнем, что гелий газов и гидротерм регионов, отличающихся наиболее активной тектоно-магматической деятельностью, современным или закончившимся недавно вулканизмом, глубинными „незалеченными“ разломами, высокой сейсмичностью и тепловым потоком, т.е. всех тех регионов, для которых связь мантии с поверхностными частями коры является наиболее вероятной, имеет весьма высокое и сравнительно постоянное изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, в тысячи раз превосходящее таковое в радиогенном гелии земной коры (рис. 4.1); особо высокие отношения — вплоть до $(3 \div 5) \cdot 10^{-5}$ — наблюдаются в структу-

рах типа „горячих пятен“, для других регионов типичны отношения $\sim 10^{-5}$.

Напротив, гелий газов стабильных в тектоническом отношении платформенных регионов, в пределах которых магматическая деятельность закончилась в далеком прошлом, характеризуется низкими, типичными для радиогенного гелия отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-8}$. Более детально данные об изотопном составе гелия в природных флюидах будут систематизированы в § 5.5.

4.2.2. Изотопы гелия в ультраосновных включениях в базальтах, в кимберлитах и алмазах

Важное подтверждение глубинной природы гелия с высоким отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ было получено в результате исследования включений в базальты. Уже первые изотопные анализы гелия из включений показали, что отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в них существенно выше, чем в атмосфере и близки к таковым в гидротермах Камчатки и Курильских островов.

В дальнейшем, после усовершенствования аппаратуры, применявшейся для выделения и очистки гелия из ультраосновных ксенолитов (отличающихся очень низкими концентрациями He), была изучена более представительная коллекция образцов (Мамырин, Толстикхин, 1981; Mamyrin, Tolstikhin, 1984).

Исследовались образцы так называемых родственных включений ультраосновного состава, найденные в породах разного типа и в пределах тектонически различных районов: в высокоглиноземистых базальт-андезитах Камчатки, т.е. района близкого по тектоническому строению к островным дугам; в толеитовых базальтах Исландии, наземного проявления срединно-океанической рифтовой зоны; в базальтах вулкана Сверре (Шпицберген) и о. Росс (Антарктида). Несмотря на резкое различие геологической ситуации, включения однообразны по составу и принадлежат к общему генетически единому ряду пироксенит-перидотит-оливинит. Общей их особенностью является принадлежность к шпинелевой фации ультраосновных пород, отсутствие пирона и постепенность переходов между крайними по минералогическому составу разностями.

Следует подчеркнуть, что, поскольку ксенолиты выносятся на поверхность в раскristализованном состоянии, то существует возможность нахождения в них гелия, типичного для среды минералообразования. Перспективными представлялись и возможности применения ступенчатого отжига гелия из ксенолитов.

Для большинства исследованных образцов ультраосновных включений в современных базальтах характерно высокое изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (3 \div 14) \cdot 10^{-6}$ (табл. 4.1). Существенно, что гелий с высоким изотопным отношением выделяется из ксенолитов при высоких температурах (в ряде образцов - 1, 3, 4, 5 - гелий с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$ покидает породу при температурах более 1000 °C) и, следовательно, он не связан с вторичными, низкотемпературными газовой-жидкими микровключениями в минералах.

Т а б л и ц а 4.1

Изотопное отношение (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$)· 10^{-6} и содержания ${}^4\text{He}$ (10^{-6} см 3 ·г $^{-1}$) и ${}^3\text{He}$ (10^{-14} см 3 ·г $^{-1}$) в ультраосновных включениях в базальтах (Mamyrin, Tolstikhin, 1984)

Номер образца	Образец	Образец в целом			Температурная фракция, °С					
		${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	${}^4\text{He}$	${}^3\text{He}$	300-600		600-900		900-1200	
					${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	${}^4\text{He}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	${}^4\text{He}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	${}^4\text{He}$
1	Перидотитовое включение в андезитах, Авача (Камчатка)	3.0	6	18	1.6	3.5	3.5	1.5	7.6	1.0
2	Перидотитовое включение в базальтах, Кроноцкая сопка (Камчатка)	3.9	-	-	4.1	-	-	-	3.8	-
3	Оливиновое включение в базальтах, Авача (Камчатка)	9.0	10	90	1.5	1.0	8.2	1.5	10	7.5
4	То же, другой образец, Авача (Камчатка)	8.6	3.5	30	8.8	0.21	8.0	0.56	8.8	2.7
5	Дунитовое включение в базальтах, о. Росса (Антарктида)	14	30	420	6.4	20	20	5.5	45	4.0
6	Перидотитовое включение в базальтах, вулкан Сверре (Шпицберген)	3.2	30	96	2.6	-	3.2	-	7.2	-
7	Лерцолитовое включение (Шпицберген)	4	10	40	4.5	3.0	3.8	6.0	4.0	1.0
8	Тот же образец без фракции пироксена (Шпицберген)	2.8	10	28	2.5	6.0	2.9	3.2	6.3	0.8
9	Ксенолит из четвертичных базальтов (Исландия)	9.5	1	9.5	1.8	0.25	12	0.50	12	0.25

Полученные при ступенчатом отжиге результаты позволяют условно подразделить образцы на две группы. В первую можно объединить обр. 1, 3, 5, 6, характеризующиеся закономерным увеличением изотопного отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ по мере возрастания температуры отжига; например, для обр. 5 наблюдается увеличение изотопного отношения в высокотемпературной фракции в 7 раз:

$$\begin{aligned} ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{900} : ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{600} : ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{300} = \\ = 45 : 20 : 6,4 = 7 : 3,1 : 1. \end{aligned}$$

Наблюдаемые вариации изотопного отношения не могут быть объяснены различием коэффициентов диффузии ${}^3\text{He}$ и ${}^4\text{He}$, поскольку наблюдаемый эффект слишком велик и противоположен по „знаку“, ожидаемому при диффузионном разделении (${}^3\text{He}$ должен был бы выделяться в низкотемпературные фракции). Скорее всего эти вариации обусловлены разной энергией активации миграции атомов ${}^3\text{He}$ (гелия с высоким изотопным отношением) и атомов ${}^4\text{He}$ (гелия с низким изотопным отношением). В тех случаях, когда выделение каждого из изотопов (типов гелия) максимизируется при различных температурах, происходит изменение изотопного состава гелия в температурных фракциях.

Обогащение изотопом ${}^3\text{He}$ высокотемпературных фракций может быть объяснено следующим образом. В момент образования минералов, слагающих породу, ими был захвачен гелий с весьма высоким отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \geq 10^{-5}$; в дальнейшем часть такого гелия сохранилась лишь в наиболее устойчивых, „прочных“ участках минералов. Радиогенный гелий (генетически связанный с ураном ксенолитов), напротив, концентрировался в нарушенных зонах минералов и/или был распределен равномерно; естественно, что часть атомов радиогенного гелия, накопившегося „*in situ*“, находилась в низкоэнергетическом положении и сравнительно легко мигрировала из минералов.

Ко второй группе можно отнести обр. 2, 4, 7, характеризующиеся постоянством отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в температурных фракциях (табл. 4.1). Вероятно, в этих образцах энергия активации миграции обоих изотопов (типов гелия) одинакова, что может иметь место в результате гомогенного распределения радиоактивных элементов либо отжига радиогенного гелия при сравнительно низких температурах в природных условиях.

Из табл. 4.1 видно, что некоторые включения содержат гелий с изотопным отношением, заметно превышающим $1 \cdot 10^{-5}$ (см. температурные фракции обр. 5).

Важные данные (табл. 4.2) о высоких изотопных отношениях ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, близких к $1 \cdot 10^{-5}$, были представлены позднее Канеоккой и Такаоккой, которые исследовали изотопный состав гелия в крупных ксенокристаллах в щелочных базальтах Гавайского архипелага и Исландии (Канеока, Такаока, 1978, 1980). Эти

Т а б л и ц а 4.2

Содержание и изотопный состав гелия
в ксенокристаллах и включениях Гавайев
(Канеока, Такаока, 1978, 1980)

Номер образца	Образец	${}^4\text{He}, 10^{-8}$ $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He},$ 10^{-6}
1	Дунит. Гуалалаи	32.6	11.5 ± 1.0
2	Другой образец. Там же	17.4	14.8 ± 1.0
3	Шпинель-перцолитовое включение. Кратер Сол, озеро, Оаху	32.4	10.5 ± 0.6
4	Другой образец. Там же	27.8	11.3 ± 0.7
5	Гранопироксен. Там же	132	11.0 ± 0.7

данные находились в полном соответствии с высокими значениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в термах Исландии и Гавайев.

Ультраосновные включения в кимберлитах (эклогиты, гранатовые перидотиты и др.) также содержат гелий [${}^4\text{He} = (1.5) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$] с существенно более высокими отношениями [${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (0.3 \pm 1.0) \cdot 10^{-6}$], чем в радиогенном гелии (табл. 4.3). Сравнивая эти данные с приведенными в табл. 4.1, видим, что содержание гелия в современных включениях в базальтах существенно ниже, а изотопное отношение выше, чем в ксенолитах из кимберлитов. Учитывая содержание урана и тория, типичные для ультраосновных включений в кимберлиты (Житков, Комаров, 1974), $U = 0.03 \text{ г/т}$, $Th = 0.1 \text{ г/т}$, и их возраст $t = 420$ млн. лет, можно рассчитать количество радиогенного гелия, которое могло накопиться в ксенолитах ($He = 2.6 \times 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$). Это рассчитанное значение практически совпадает с полученными экспериментально, т.е. почти весь гелий в ксенолитах может быть радиогенным; в этом случае отношение в древнем захваченном гелии должно было быть значительно более высоким, чем наблюдаемое в настоящее время.

Рекордно высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ были обнаружены Озимой и Зашу в алмазах из кимберлитовых трубок Южной Африки (Ozima, Zashu, 1983б); значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в двух из тринадцати исследованных кристаллов оказались почти на порядок выше, чем в других предположительно мантийных образцах, и достигали $3 \cdot 10^{-4}$; в трех других образцах отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ превышали 10^{-5} , в остальных варьировали в основном в диапазоне $10^{-5} - 10^{-7}$ (табл. 4.3). Интерпретируя эти данные, авторы пришли к выводу, что некоторые кристаллы алмазов образовались еще на ранних стадиях эволюции вещества и сохранили гелий, захваченный ими в это время. Дополнительные результаты измерения распространено-

Т а б л и ц а 4.3

Содержание и изотопный состав гелия во включениях в кимберлитах и алмазах*

Номер образца	Образец	${}^4\text{He}$, $10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6}
Включения в кимберлитах, трубка „Обнаженная“, Восточная Сибирь			
1	Перидотит	1.2	0.87
2	Гранатовый перидотит	1.4	0.45
3	То же, другой образец	2.3	0.43
4	Эклогит	2.9	0.44
5	То же, другой образец	2.0	1.3
6	Гранатовый пироксенит	1.7	0.67
7	Амфибол-гранатовый пироксенит	1.8	0.37
8	Слюдяной перидотит	5.1	0.84
Включения в кимберлитах Кимберли, Южная Африка			
9	Флогопитовое включение	27.5	0.7
10	Флогопитоносный перидотит	2.1	5.4
11	Клинопироксен-ильменитовый сросток	1.3	0.97
12	Оливиновый мегакрист	0.5	6.2
Индустриальные алмазы, Кимберли, Южная Африка			
13	1-А	0.15	1.3
14	2-А	0.1	2.1
15	3-А	0.04	235
16	82401	0.13	316
17	82402	0.37	32
18	82405	0.44	33
19	82406	0.12	26
20	3	5.9	0.04
21	4	1.5	0.04

* 1-8 - образцы А.Ф. Уханова, данные из работы (Mamyrin, Tolstikhin, 1984), 9-12 - по данным (Kaneoka et al., 1978); 13-21 - из работы (Ozima, Zashu, 1983b).

сти изотопов гелия в алмазах, представленные теми же авторами (Озима, Зашу, 1984), подтвердили широкий диапазон вариаций отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$; вновь были обнаружены как исключительно высокие отношения, вплоть до $1.2 \cdot 10^{-4}$, так и весьма низкие, $1 \cdot 10^{-7}$, т.е. приближающиеся к значениям, типичным для радиогенного гелия. Интересно отметить, что в некоторых образцах содержание ${}^4\text{He}$ до-

стигало $2 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$. В свете полученных японскими исследователями данных дальнейшие исследования таких уникальных минералов представляются весьма перспективными.

4.2.3. Изотопы гелия в океанических базальтах

В соответствии с современными петрологическими, тектоническими и геохимическими данными океанические базальты являются породами, имеющими мантийное происхождение. Это представление убедительно подтверждается данными изотопии стронция. Изверженные породы дна океанов часто отличаются сравнительно высокими содержаниями захваченных редких газов, что связано со специфическими условиями их кристаллизации и остывания. Резкое уменьшение температуры магмы после излияния приводит к появлению стекловатых оторочек и кор закалывания, которые препятствуют дегазации ювенильных летучих компонентов, в том числе и изотопов гелия. Сохранность газов усиливается высоким (намного большим атмосферного) давлением, при котором происходит застывание расплавов. Низкое содержание урана и тория способствует сохранению высоких отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ длительное (в геологическом смысле) время. Все вышесказанное свидетельствует о том, что обнаружение высоких отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в океанических породах представлялось вполне вероятным, несмотря на неудачную попытку Фишера (Fisher, 1970), который лишь оценил верхний предел содержания ${}^3\text{He}$ в этих породах.

Первое измерение отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в 12 океанических базальтах (отобранных в основном в районах рифтовых зон Тихого, Атлантического и Индийского океанов) было выполнено Крыловым и соавторами (Изотопы..., 1974б). Было обнаружено (рис. 4.2, табл. 4.4), что отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в базальтах, как правило, являются высокими, — в полном соответствии с представлениями об избытке ${}^3\text{He}$ в глубинных недрах Земли. В большинстве образцов отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ близко к $1 \cdot 10^{-5}$. В некоторых случаях высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ встречаются в образцах со сравнительно высокими содержаниями гелия. Так, отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в краевой расстеклованной части вулканической бомбы составляет $1.1 \cdot 10^{-5}$ при содержании $6.3 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$; в центральной, раскристаллизованной части сферы содержание гелия падает более чем на порядок, изотопное отношение — в 2 раза. Результаты Крылова и соавторов были первым важным экспериментальным фактом, свидетельствующим о глубинном происхождении избытка ${}^3\text{He}$ в океанической воде.

Опыты по ступенчатому отжигу гелия из базальтов показали, что для стекловатых разностей отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в температурных фракциях примерно постоянно, в то время как для кристаллических оно заметно варьирует; вероятно, в первом случае произошла полная гомогенизация летучих компонентов (и их изотопов), в то время как кристаллические разновидности пород сохранили память о „предыстории“ летучих компонентов.

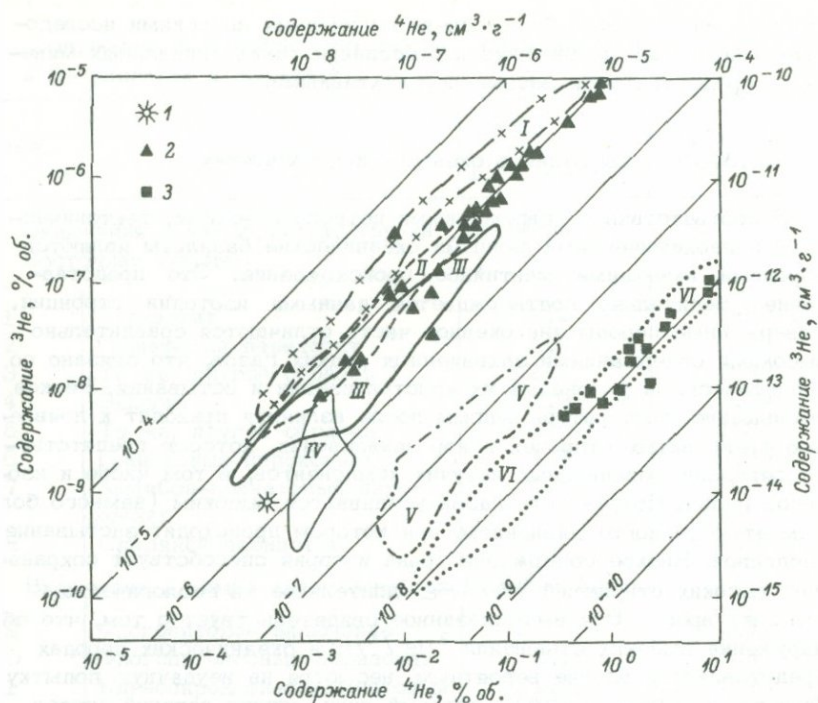


Рис. 4.2. Сопоставление распространенности изотопов гелия в породах океанической коры и природных флюидах (Mamyrin, Tolstikhin, 1984).

1 - атмосфера Земли; 2 - океанические базальты; 3 - древние гранитные породы (приведены для сравнения). Содержания изотопов гелия даны: в породах - $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, в подземных флюидах - % об. Области распространения флюидов отдельных регионов перенесены с рис. 4.1: I - регионы типа „горячих пятен“, Исландия, Гавайи; II - циркум-Тихоокеанская вулканическая зона; III - Кавказ; IV - Сахалин; V - эпигерцинские платформы; VI - докембрийские платформы.

С 1975 г. начинается интенсивное исследование распространенности изотопов благородных газов, прежде всего гелия в океанических базальтах, и к настоящему времени этого вопроса касаются десятки опубликованных работ, количество выполненных анализов исчисляется сотнями (см., например, обзоры Craig, Lupton, 1981; Lupton, 1983 и библиографию в них). Результаты этих работ можно суммировать в виде следующих тезисов.

Во-первых, соблюдается постоянство отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в молодых океанических базальтах рифтовых зон океана - независимо от концентрации гелия, петрологических особенностей пород и мес-

Таблица 4.4

Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в коренных породах дна океанов по данным (Изотопы..., 1974б; Lupton, Craig, 1975; Ануфриев и др., 1976)

Номер образца	Район отбора, координаты, глубина	Порода	${}^4\text{He}$, 10^{-6} см ³ ·г ⁻¹	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6}
Атлантический океан				
1	Впадина Романш, 1°S, 18°W, 7300 м	Габбро-диабаз	0,05	41
2	Там же	Амфибол-плагиоклазовая порода	0,54	8,0
3	Там же	Гипербазит	0,14	1,2
Индийский океан				
4	5°22'S, 62°08'E, 1810 м	Гарцбургит	0,08	4,3
5	34°17'S, 77°57'E 3080 м	Шаровая лава базальтового состава: базальт стекловатый, фракция 2-0,25 мм	6,5	11
		То же, фракция 0,25 мм	1,1	11
		переходная зона, фракция 2-0,25 мм	0,4	7,5
		То же, фракция 0,25 мм	0,3	7,1
		Базальт кристаллический, центральная часть	0,15	5,7
6	23°22'S, 62°36'E 4400 м	Лерцолит	0,02	3,5
Тихий океан				
7	20°42'N, 170°53'W; 1970 м	Плагиобазальт	3,5	4,3
8	19°19'S, 173°09'W; 5700 м	Андезит	0,34	11
9	24°04'N, 157°34'W, 4415 м	Базальт стекловатый	0,64	8,7
10	13°34'S, 112°21'W, 2830 м	Базальт толеитовый	0,64	14,4
11	21°30'N, 108°46'W	Базальт толеитовый, 0-1 мм от края образца, стекло	1,48	12,7
		0-1 см от края, стекло	0,95	13,2
		3 см от края, кристаллический	0,01	-
12	15°10'S, 176°38'W, 1325 м	Оливиновый толеит	0,17	17,2
13	17°21'S, 176°26'W, 2170 м		0,54	13,0

та отбора образцов. В среднем отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в океанических базальтах и соответственно в источнике этих пород — верхней (обедненной) мантии Земли может быть принято равным $(1,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}$. Это означает, что верхняя мантия сравнительно гомогенна относительно первичного ${}^3\text{He}$, (преимущественно) радиогенного ${}^4\text{He}$ и соответственно материнских изотопов урана и тория.

Более того, сравнение среднего значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в гелии океанических базальтов с максимальными значениями этого отношения в гелии терм краевых зон континентов (таких, как циркум-Тихоокеанская зона) и внутриконтинентальных регионов, подверженных современной тектоно-магматической активации (рис. 4.2), показывает, что можно говорить о гомогенном распределении перечисленных выше элементов в верхней мантии Земли — и под океанами, и под континентами.

Во-вторых, несмотря на отмеченное постоянство, незначительные по амплитуде, но закономерные вариации отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ прослеживаются вдоль осей океанических рифтовых зон (Lupton, 1983). Пока причины таких вариаций не выяснены; однако вполне возможно, что наиболее высокие значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, достигающие $2.1 \cdot 10^{-5}$, связаны с влиянием структур типа "горячих пятен".

В-третьих, весьма высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, намного превышающие типичные для верхней мантии, были обнаружены в щелочных и толеитовых базальтах и ксенокристаллах ряда вулканических центров Гавайского архипелага, в том числе и для подводного вулкана Лохи, который, как полагают, маркирует современное положение горячего пятна. Как видно из табл. 4.5, наиболее высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в базальтах Лохи достигают значений $\sim 5.1 \cdot 10^{-5}$. Эти наблюдения представляются важными, поскольку весьма высокие отношения были обнаружены не в сравнительно редких ксенокристаллах, а в обычных застывших базальтовых лавах — главном продукте извержения вулканов Гавайских островов. Изотопный состав гелия в большинстве изученных образцов (табл. 4.5) не зависит от местоположения газа в минерале — отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в пределах погрешности одинаковы для гелия, выделенного путем дробления образцов из газово-жидких включений, и для гелия, полученного путем плавления раздробленных образцов, т.е. преимущественно из стекла. Не обнаружено и вариаций при сопоставлении изотопного состава гелия в разных составляющих породы — стеклах и оливинах. Близкий изотопный состав гелия получен и для дунитового включения. И лишь в образцах, отличающихся наименьшими содержаниями гелия (${}^4\text{He} < 0.05 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$), Рисон и Крэйг (Rison, Craig, 1983) обнаружили различие отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в гелии газовых включений ($\sim 3 \cdot 10^{-5}$) и в стеклах ($\sim 1.5 \cdot 10^{-6}$); обсуждая это различие, авторы пришли к выводу, что оно обусловлено контаминацией образцов атмосферным гелием, содержащимся в океанической воде.

Данные, полученные для Гавайев и для других структур типа "горячих пятен", убедительно свидетельствуют о том, что такие структуры сформированы веществом, поступающим из менее обедненного (в дальнейшем будет использоваться термин необедненного) летучими и несовместимыми элементами глубинного резервуара, который по сравнению с верхней мантией — источником рифтовых базальтов — характеризуется более высокими концентрациями первичных благородных газов и весьма высокими отношениями

Т а б л и ц а 4.5

Изотопный состав гелия в базальтах подводного вулкана Лохи, Гавайи (по данным работ: обр. 1-7 - Helium..., 1983а; 6-7 - Rison, Craig, 1983; 10-14 - Kaneoka et al., 1983)

Номер образца	Порода	Выделено при дроблении образца		Выделено плавлением образца	
		${}^4\text{He}$, 10^{-7} см ³ х хг ⁻¹	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6}	${}^4\text{He}$, 10^{-7} см ³ х хг ⁻¹	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6}
1	Толеитовый базальт	0,61	32,1	0,65	35,8
2	То же, другой образец	6,21	38,2	1,03	39,2
3	То же, другой образец	2,71	44,3	0,17	48,5
4	Базальт переходного типа	0,21	31,5	0,99	30,3
5	То же, другой образец	5,4	31,4	0,41	32,5
6	Щелочной базальт	5,2	33,5	0,056	34,0
7	То же, другой образец	4,01	33,5	0,42	33,6
8	Толеитовый базальт	0,01	36,9	0,01	32,2
9	Базальт переходного типа	0,05	31,7	0,007	22,7
10	Толеитовый базальт, стекло			5,0	34,0
11	То же, оливин			1,2	33,0
12	Щелочной базальт, стекло			7,6	27,8
13	То же, оливин			0,45	27,8
14	Дунитовое включение			19,7	30,2

${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Такое представление усиливается после анализа гелий-стронциевых изотопных соотношений (разд. 4.2.5).

4.2.4. Изотопы гелия в континентальных вулканических породах

Глубинные магматические расплавы, излившиеся вблизи земной поверхности континентальных вулканических зон или океанических островов, могут быть существенно более полно дегазированы, чем аналогичные расплавы, застывшие в виде подводных лавовых потоков.

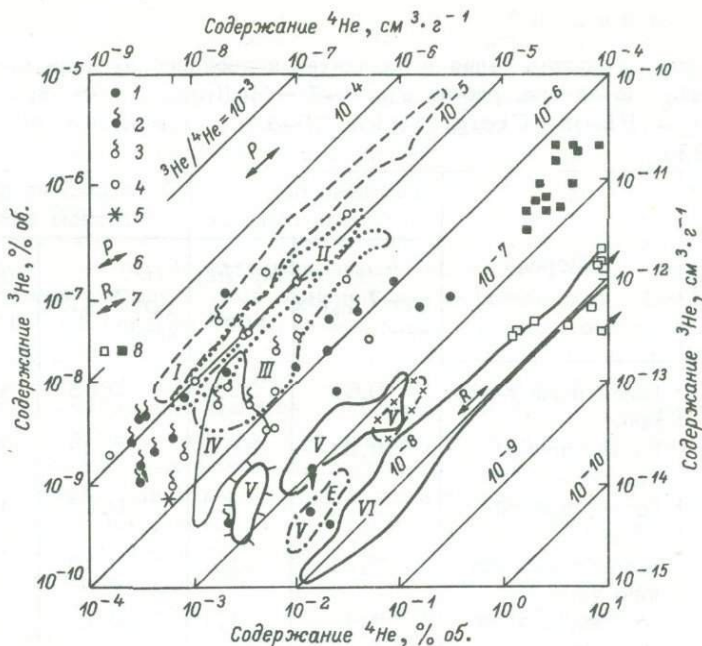


Рис. 4.3. Распространенность изотопов гелия ($\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$) в молодых изверженных породах современных рифтовых и вулканических зон (Mamyrin, Tolstikhin, 1984).

1 - Африка; 2 - Исландия; 3 - Камчатка; 4 - некоторые другие районы мира; 5 - атмосфера; 6, 7 - изотопный состав первичного и радиогенного гелия соответственно; 8 - древние ультраосновные (залитые квадраты) и кислые (белые квадраты) породы континентальной коры. Содержание изотопов гелия во флюидах перенесено с рис. 4.1 и 4.2.

Не менее существенно, что в районах развития континентальной коры весьма вероятна контаминация магм коровыми флюидами. Оба указанных выше процесса ведут к быстрому снижению изотопных отношений $^3\text{He} / ^4\text{He}$. Таким образом, в изверженных породах континентов и островов следует ожидать меньших концентраций захваченных газов и большего разброса значений $^3\text{He} / ^4\text{He}$.

Такая ситуация и наблюдается в действительности (рис. 4.3, табл. 4.6). Как видно из рисунка и таблицы, отношения $^3\text{He} / ^4\text{He}$ варьируют в широких пределах - от 10^{-8} до 10^{-5} и низкие отношения могут быть обнаружены в породах предположительно мантийного происхождения (Mamyrin и др., 1974; Толстихин и др., 1976; Helium..., 1983б). Например, различные породы Исландии характеризуются весьма широкими вариациями отношения $^3\text{He} / ^4\text{He}$, в то время как отношение $^3\text{He} / ^4\text{He}$ в гидротермах Исландии всегда высокое и постоянное (разд. 4.2.2). По всей видимости, источ-

Таблица 4.6

Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах районов с высокой современной вулканической активностью по данным (Мамырин и др., 1974; К вопросу..., 1976; Saito et al., 1978; Helium..., 1983b)

Номер образца	Район отбора	Порода	^3He , 10^{-6} см 3 х x_{r-1}	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6}
Африка, западная рифтовая зона				
1	Руанда, вулкан Високе	Угандит	0.028	3.1
2	Там же	Лейцитовый базанит	0.008	8.3
3	Уганда, оз. Катунга	Катунгит	0.06	1.3
4	Уганда, Кальянго	Карбонатитовая лава	0.02	5.2
Африка, восточная рифтовая зона				
5	Танзания, около Хананг	Мелилитовый пикрит	0.2	2.4
6	Уганда, Морото	Оливиновый меланефелит	3.1	0.2
7	Кения, р. Атти	Фонолит	1.4	0.35
Исландия, северная рифтовая зона				
8	Кратер Вити	Гранофир	0.003	3.5
9	Литли Крабла	Риолит	0.003	5
Исландия, юг рифтовой зоны				
10	Вулкан Гекла	Андезито-базальт	0.004	6.5
11	Там же	Лава из трещины	0.12	1.42
12	Хов	Дацит-риолит	0.003	15
13	Район Рейкьянеса	Гиалокластит	0.052	33.2
14	Там же	Пиллау-базальт	0.64	19.0
15	"	Базальтовое стекло	0.1	17.2
Восточная Исландия				
16	Рейдарфьордур	Базальт	0.23	0.32
17	Там же	Оливиновый базальт	0.40	1.2
18	Беруфьодуртиндур	Риолит	0.13	0.04
19	Исландия, п-ов Снефелльснес	Андезит	0.006	4.7
Камчатка				
20	Срединный хребет	Игнимбрит	0.05	0.63
21	Кальдера Узон	Риолит	0.017	3.2
22	Вулкан Карымский	Дацит	0.015	22

никами гелия гидротерм являются не собственно породы Исландии, но магмы и генетически связанные с ними глубинные флонды.

Однако, несмотря на существенный разброс значений $^3\text{He}/^4\text{He}$, можно констатировать, что молодые континентальные изверженные породы, как правило, характеризуются более высокими отношениями, чем в радиогенном гелии, а во многих случаях и очень высокими, типичными для гидротерм Исландии, Гавайев и для океанических пород.

На рис. 4.3 представлены также данные для древних ультраосновных пород предположительно мантийного происхождения. Видно, что, несмотря на по крайней мере протерозойский возраст этих пород, они все же сохранили гелий с повышенным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$.

В настоящее время для некоторых заведомо древних образцов известны отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 10^{-6}$, вплоть до 10^{-5} ; следовательно, и в древние геологические эпохи в глубинных недрах Земли существовал гелий с изотопным отношением, резко отличающимся от радиогенного.

Для сопоставления на рис. 4.3 показаны также древние породы корового происхождения. Совпадение изотопных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в этих породах и в газах древних платформ вполне удовлетворительное. Таким образом, утверждение Моррисона и Пайна (Morrison, Pine, 1955) о радиогенном происхождении обоих изотопов гелия в газах Земли для этого частного случая является правильным.

4.2.5. Сопоставление гелий-стронциевых изотопных данных

Впервые прямое сопоставление изотопных анализов гелия и стронция для пород предположительно мантийного происхождения было выполнено в работе Толстихина и др. (К вопросу..., 1976), в которой подчеркивалась важность сравнения изотопных характеристик, столь сильно различающихся по химическим свойствам и соответственно поведению в природе элементов.

В дальнейшем прогресс в анализе данных изотопии гелия и стронция связан с исследованиями Поляка и др. (Связь..., 1980) и Курца и др. (Helium..., 1982, 1983a). Как видно из рис. 4.4, на котором представлены данные для океанических рифтовых базальтов, океанических островов и „горячих пятен“, могут быть выделены по крайней мере два мантийных резервуара. Один из них — обедненная верхняя мантия, характеризующаяся наиболее низкими отношениями ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0.7025 \pm 0.0002$ и значениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1.2 \pm 0.2) \cdot 10^{-5}$. Второй резервуар характеризуется более примитивным гелием с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$ и в то же время более радиогенным стронцием (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \approx 0.7037$). Таким образом, изотопный состав указывает на участие в формировании базальтов „горячих пятен“ резервуара, относительно богатого летучими и несовместимыми элементами, в данном случае гелием по отношению к урану и рубидию по отношению к стронцию. Наконец, отклонение точек вправо-вниз есть результат влияния (формирования) земной коры.

Разброс значений изотопного отношения гелия — для одного и того же значения изотопного состава стронция — обусловлен, вероятно, разной степенью дегазации вещества. При сравнительно слабой дегазации отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ может сохраняться длительное время; в тех случаях, когда условия для дегазации были благоприятными и отношение ${}^3\text{He}/\text{U}$ в породе мало, значение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ могло быстро снижаться во времени. Особенно большой разброс значений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ типичен для образцов, отобранных на поверхности суши (см. предыдущий раздел), где существуют возможности как для весьма полной дегазации расплавов, так и для их контаминации радиогенными компонентами. В связи с вышесказанным следует придавать больший вес максимальным значениям отноше-

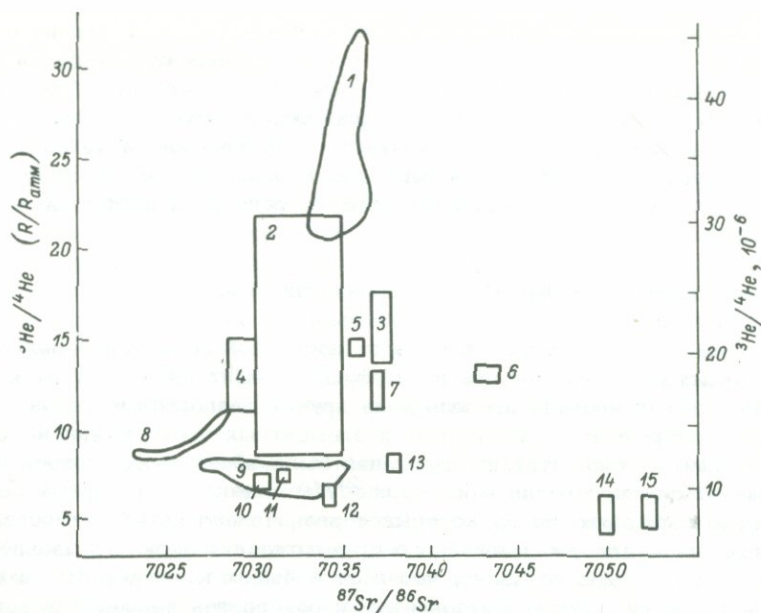


Рис. 4.4. Соотношение изотопов гелия и стронция в океанических породах (Helium..., 1983а).

$R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в породах, $R_{\text{атм}}$ - в атмосфере. Наименование опробованных объектов: 1 - подводный вулкан Лохи, Гавайи, 2 - Исландия, 3 - вулкан Гуалалайи, Гавайи, 4 - Рейкьянес, Исландия, 5 - вулкан Килауэа, Гавайи, 6, 7 - острова Реюньон и Боветт, 8 - СОРЕ, 9 - СОРЕ, профиль вдоль Атлантического рифта, 10, 11, 12 - острова Принца Эдуарда, Ла-Палма, Ян-Майен, 13 - вулкан Мауна-Лоа, Гавайи, 14, 15 - острова Тристан-да-Кунья и Гоух.

ния ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, наблюдаемым в пределах однородной по геологическому строению зоны, структуры и т.д.

Изотопный состав стронция в базальтах не столь подвержен влиянию поверхностных процессов, часто сохраняется практически неизменным в течение гораздо более длительного времени и является поэтому более устойчивым и консервативным трассером.

Следует подчеркнуть, однако, и важное различие в интерпретации данных изотопии гелия и стронция. Повышенные отношения ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ в породах островных дуг и океанических островов многие исследователи связывают с влиянием вещества континентальной коры, погруженного по зонам субдукции в верхнюю мантию. Это вещество может контаминировать мантийные расплавы радиогенным стронцием. Такая точка зрения поддерживается также весьма убедительными наблюдениями над изотопным составом свинца. Она объясняет широкое разнообразие составов пород и изотопных составов стронция, свинца и неодима в породах океанических островов.

Уникальная особенность поведения гелия — его побег из атмосферы Земли — приводит к тому, что изотопный состав гелия в исходном резервуаре принципиально невозможно получить путем смешения гелия продифференцировавшихся резервуаров. В этом отношении уран-гелиевая система является единственной, в которой важнейшая задача идентификации вещества глобальных резервуаров Земли может решаться исключительно на основании изотопных данных.

4.3. Изотопы неона и аргона в мантии Земли

Значительный прогресс в области изотопной геохимии гелия и, как следствие, возможность идентификации мантийных летучих компонент, стимулировали исследование других благородных газов с целью определения их изотопных и элементных соотношений в мантии Земли. В ходе этих исследований была обнаружена изотопная аномалия земного неона — избыток ^{20}Ne в некоторых горных породах и природных газах, который первоначально интерпретировался как свидетельство мантийного происхождения неона. В дальнейшем, однако, было показано, что этот избыток не имеет отношения к ювенильным летучим компонентам и обусловлен процессами масс-фракционирования, которые протекали, по-видимому, в приповерхностных условиях в системе газ-вода-порода. Соответственно обзор современных экспериментальных данных и их интерпретаций будет выполнен в следующей главе, в разд. 5.1.2 и 5.5.5. Отметим только, что пока нет сколько-нибудь убедительных доводов в пользу того, что изотопный состав неона в мантии Земли существенно отличается от такового в его атмосфере; небольшое отличие возможно в связи с несколько различной распространенностью ^{24}Ne и в меньшей степени ^{22}Ne , которые возникают в ходе ядерных реакций, инициируемых процессами радиоактивного распада. Неон мантии, вероятно, несколько обогащен этими изотопами.

Ниже внимание будет сконцентрировано на проблеме изотопного состава аргона в мантии Земли — будет дан краткий обзор развития этой проблемы (4.3.1), представлены современные экспериментальные данные и обсуждены изотопные соотношения гелия и аргона (4.3.2).

4.3.1. Проблема изотопии аргона в мантии Земли

Оценка изотопного отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в современной мантии Земли представляет большой интерес для *K-Ar* геохронологии и изотопной геохимии. Действительно, молодые изверженные породы нередко содержат избыточный аргон; при датировании поправка на „атмосферный“ ^{40}Ar вводится, исходя из количества ^{36}Ar в пробе и отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296$ в атмосфере. Если же ^{36}Ar имеет (хотя бы частично) ювенильное происхождение и изотопный состав аргона в мантии не тождественен атмосферному, то, очевид-

но, изменяются как величина поправки на избыточный аргон, так и результат датирования.

Определение изотопного состава аргона в породах мантии Земли позволяет более определенно судить о происхождении избыточного аргона и о других летучих компонентах. В случае изохронного варианта K/Ar датирования можно более уверенно интерпретировать начальные отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$.

В последние годы усилился интерес исследователей к использованию данных изотопной геохимии инертных газов для построения количественных моделей дегазации Земли и эволюции атмосферы. Почти во всех моделях используется изотопный состав аргона в глубинных недрах Земли; ясно, что отсутствие надежных сведений об отношении $^{40}Ar/^{36}Ar$ в мантии сводит на нет ценность этих построений и сдерживает развитие наших представлений о процессах дегазации Земли.

Определение изотопных отношений $^{40}Ar/^{36}Ar$ в верхней мантии является весьма сложной задачей. Для аргона и других инертных газов (кроме гелия) „закрыты“ пути из атмосферы: отсутствуют как диссипации в космическое пространство, так и консервация в связанном состоянии в пределах коры. Выделяющиеся из твердой Земли инертные газы накапливаются в атмосфере, что приводит к их относительно высоким концентрациям и к сильной контаминации пород и (особенно) газов поверхностных, доступных наблюдению частей земной коры атмосферными компонентами. Возникает задача идентификации ювенильных изотопов ^{36}Ar , ^{40}Ar и ^{38}Ar на фоне высоких концентраций этих же изотопов атмосферного происхождения. Добавим, что ^{40}Ar может быть связан и с радиогенным аргоном земной коры.

Именно в связи с вышесказанным до настоящего времени, несмотря на большой опыт изотопной геохимии аргона и K/Ar датирования, существуют альтернативные точки зрения на отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ в мантии Земли.

Отношения $^{40}Ar/^{36}Ar < 295,5$, т.е. несколько меньшие, чем в атмосфере, впервые обнаружили в некоторых гидротермах Курило-Камчатской вулканической области В.В. Чердынцев с сотрудниками (1967); высказывалось предположение о мантийном источнике этого аргона. В дальнейшем данные этих авторов экспериментально были подтверждены (Басков и др., 1973; Смелов и др., 1975), однако их интерпретация различалась коренным образом. Тщательно изучавший аналогичный эффект в молодых поверхностных изверженных породах Круменэйчер (Krumenacher, 1970) измерил оба отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ и $^{38}Ar/^{36}Ar$ и показал, что в пределах погрешности измерения отношения располагаются вдоль линии фракционирования и наблюдаемые смещения отношений могут быть объяснены фракционированием изотопов при их миграции.

Другим источником данных о пониженных отношениях $^{40}Ar/^{36}Ar$ в верхней мантии являются некоторые результаты датирования пород изохронными вариантами K/Ar метода, которые позволяют получить отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ в „начальном“, захваченном аргоне.

Анализ таких результатов привел Броуна и соавторов (Brown et al., 1974) к представлению о пониженном отношении $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в современной мантии по сравнению с атмосферным и о весьма малой величине этого отношения (около 100) в мантии 1 млрд. лет назад. Следует отметить, что в последовавшей дискуссии была показана (Alexander, Schwartzman, 1976) несостоятельность основных результатов, приведших к столь маловероятным выводам. Не вдаваясь в подробности дискуссии, отметим, что представления Броуна и соавторов не только основаны на недостаточно корректном экспериментальном материале, но и отягчены внутренними логическими противоречиями. Так, например, авторы считают, что основным источником аргона в атмосфере является мантия, вклад ко-ры несуществен, и в то же время утверждают, что отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантии меньше, чем в атмосфере, не обсуждая вопроса о том, как можно привести в соответствие две эти взаимоисключающие посылки.

Таким образом, можно констатировать, что в настоящее время нет сколько-нибудь надежных данных о пониженных отношениях $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантии Земли; маловероятным представляется нахождение такого аргона в мантии и с теоретических позиций.

Отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 295,5$ неоднократно наблюдались в породах и гидротермах современных вулканических и рифтовых зон. Изучение пород, по-видимому, более перспективно, поскольку вероятность их контаминации атмосферным аргоном меньше, чем газов. Подходящими объектами исследования являются подводные изверженные породы (разд. 4.2.3). Изучение изотопного состава аргона из толеитовых базальтов привело к обнаружению довольно широкого диапазона отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — от близких к атмосферным значениям до 25 000 (Ozima, Podosek, 1983). Примерно в таких же пределах менялось это отношение и в ультраосновных включениях в базальтах. Поскольку возможность атмосферной контаминации не вызывает сомнения, обычно в качестве типичных для мантии принимают наиболее высокие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

Некоторые авторы (Kaneoka, 1974) на основании изотопных анализов аргона, выделенного из древних ультраосновных пород, сделали вывод о том, что уже 3–3,5 млрд. лет назад отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантии было больше 10 000. К сожалению, эти авторы не приводят сведений о геологической истории пород, о процессах метаморфизма, которые могли исказить в них начальные изотопные отношения; не обсуждается вопрос о возможных источниках газов, захваченных породами. Отсутствие таких данных обесценивает выводы, сделанные на основании весьма прецизионных измерений.

4.3.2. Соотношение изотопов гелия и аргона

В §4.2 было показано, что гелий является идеальным трассером мантийных летучих компонентов, и поэтому представлялось полезным сопоставить данные об изотопном составе гелия и аргона

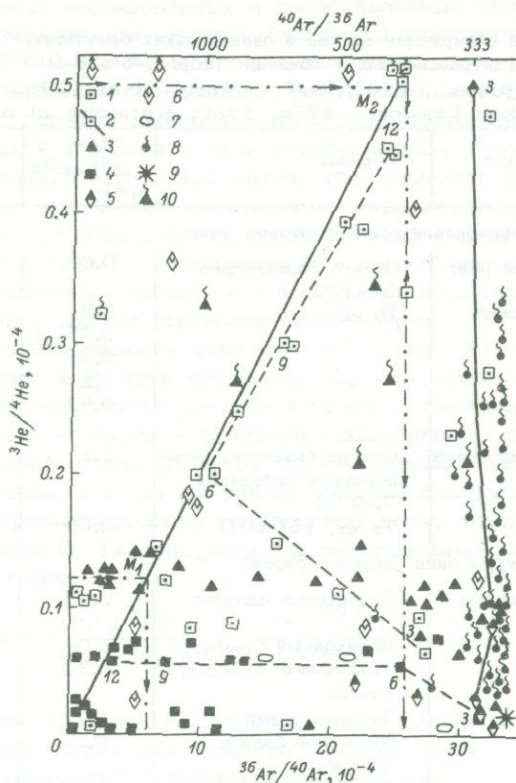


Рис. 4.5. Соотношение между величинами ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ в разнообразных природных образцах предположительно мантийного происхождения.

Видно, что линия OM_1M_2 для образцов с ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 10^{-5}$ является левой границей области, сравнительно густо заселенной экспериментальными точками; слева от линии OM_1M_2 лишь два образца (не считая алмазов).

1 - ультраосновные включения и ксенокристаллы в базальтах; 2 - результаты ступенчатого нагрева образцов в вакууме с последующим измерением отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$, выделившихся в температурных фракциях; цифры возле точек - температура нагрева образца, 100°C ; 3 - океанические базальты; 4 - породы континентальной коры, содержащие захваченные газы; 5 - молодые изверженные породы континентов; 6 - алмазы из кимберлитов Южной Африки; 7 - пластовые газы, о. Сахалин; 8 - гидротермы разных регионов мира; 9 - атмосфера Земли; 10 - волнистой линией возле знаков 1 и 3 показана принадлежность образцов к структурам типа "горячих пятен" (Гавайи, Исландия и др.) (Мамырин, Толстихин, 1981, там же ссылки на первоисточники; с добавлениями из Helium..., 1983a; Kaneoka et al., 1983; Ozima, Zashu, 1983b).

Таблица 4.7

Изотопный состав и содержание аргона в океанических базальтах, ксенокристаллах и ультраосновных включениях (обр. 1-6 и 8-9 из работы Constraints..., 1983; 6-7 - Marty et al., 1983; 10-18 - Kaneoka, Takaoka, 1978, 1980; Kaneoka et al., 1983)

Номер образца	Местоположение	Образец	^{40}Ar , 10 ⁻⁶ см ³ х	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
			хг-1	
Срединно-океанические рифтовые зоны				
1	Атлантический рифт	Стекло толеитового базальта	0,63	24450
2	Индийский океан	То же	1,9	7960
3	Тихий океан	"	0,75	6720
4	Там же	"	0,75	17190
5	"	"	2,2	6900
6	Там же, Галапгосский рифт	"	0,52	14120
7	Атлантический океан	Стекло базальта, температура выделения 750 °С	1,1	10500
		То же, 1500 °С	0,03	930
Структуры типа „горячих пятен“				
8	Гавайи, подводный вулкан Лохи	Толеитовый базальт	0,48	392
9	Там же	Переходный базальт,	5,0	313
10	"	Толеитовый базальт, стекло	0,30	421
		То же, оливин	0,11	1030
11	"	Щелочной базальт, стекло	0,24	868
		То же, оливин	0,054	403
12	"	Дунитовое включение	1,8	4200
13	О. Гавайи, вулкан Килауэа	Оливиновый ксенокрист	0,18	732
14	Там же, вулкан Гуалалаи	Дунитовое включение	0,47	1432
15	Там же	То же	0,59	2371
16	О. Маун, вулкан Гелеокала	Ксетокристалл авгита	0,32	311
17	Там же	Ксенокристалл оливина	0,16	418
18	"	Кристалл авгита	0,53	334

в породах и газах предположительно мантийного происхождения, имея в виду отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в глубинных резервуарах Земли. Такое сопоставление было впервые выполнено в работах Толстихина и соавторов (Толстихин и др., 1978; Tolstikhin, 1978; Друбецкой и др., 1979); позднее его рассматривали японские (Kaneoka, Takaoka, 1980; Kaneoka et al., 1983) и французские (Constraints..., 1983) исследователи. Представительная совокупность экспериментальных данных приведена на рис. 4,5, а изотопные отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и содержания аргона в океанических рифтовых базальтах и породах „горячих пятен“ иллюстрируются табл. 4.7.

В число исследованных и представленных образцов входят: молодые изверженные породы, включения ультраосновного состава в базальтах, коренные породы дна океанов, метаморфические породы (содержащие избыточные газы), газы гидротерм регионов, характеризующихся наиболее интенсивной современной тектоно-магматической и вулканической деятельностью, газы некоторых месторождений. Из рис. 4.5 видно, что, несмотря на различный характер образцов, их генезис, местонахождение, возраст, подавляющее большинство образцов, содержащих гелий с изотопным отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 1 \cdot 10^{-5}$, расположено в правой части графика и может быть ограничено слева прямой OM_1M_2 , проходящей через сгусток образцов с весьма высокими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 5 \cdot 10^{-5}$ и сравнительно низкими отношениями ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \approx 400$. Слева от этой линии находится несколько образцов (пока неясно, связаны ли изотопные характеристики алмазов с таковыми глубинных резервуаров) – оливин и дунитовое включение из базальта, вулкан Лохи, Гавайи (обр. 10 и 12 соответственно, табл. 4.7).

Заметим, что при выбранной системе координат образцы, содержащие преимущественно радиогенные газы, находятся в окрестностях точки O . Тангенс угла наклона граничной линии OM_1M_2 определяет соотношение

$$\text{tg } \alpha = \frac{{}^3\text{He}/{}^4\text{He}}{{}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}} = \frac{{}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}}{{}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}} \approx 0.02$$

Первое из вновь полученных отношений (в числителе) может быть определено, если сделать два допущения: а) при дегазации мантии отсутствует фракционирование газов, т.е. отношения выделившихся и оставшихся первичных благородных газов равны; б) отсутствует контаминация молодых изверженных пород, лежащих на линии OM_1M_2 атмосферным аргоном. Отношение, в котором ${}^3\text{He}$ и ${}^{36}\text{Ar}$ выделились из твердой Земли в атмосферу, рассчитывается путем реставрации концентраций ${}^3\text{He}$ в „недиссипирующей атмосфере“ (гл. 7). Анализ космохимических данных приводит к выводу о том, что для всех объектов Солнечной системы справедливы следующие постоянные соотношения: $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{перв}} \approx 500$; $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{перв}} \approx 3 \cdot 10^{-4}$ (гл. 3). Зная содержание в атмосфере Земли ${}^{20}\text{Ne}$ и ${}^{36}\text{Ar}$ (табл. 1.1) и учитывая два приведенных выше отношения, находим числитель дроби $({}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar})_{\text{атм.недиссип}} \approx 0.08$. Среднее (во времени и пространстве) значение отношения ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в природных газах неоднократно рассматривалось в литературе (разд. 5.5.4). По-видимому, наиболее приемлемые для газового дыхания Земли значения лежат в интервале $1 \div 6$. При $({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_{\text{рад}} \approx 4$ получаем $\text{tg } \varphi = 0.02$. Таким образом, положение граничной линии OM_1M_2 удовлетворительно соответствует априорным космо-геохимическим параметрам.

Обсудим теперь современные представления об изотопном составе аргона в верхней (обедненной) мантии Земли; на поверхности этот резервуар представлен базальтами срединно-океанических

рифтовых зон (СОРБ). Как видно из рис. 4,5, отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в СОРБ меняются на порядки величины — от почти атмосферных значений до ~ 25000 при почти постоянном отношении $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.2 \cdot 10^{-5}$. Следовательно, изотопия гелия не может быть использована непосредственно для выбора значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в обедненной мантии, и необходимы какие-либо дополнительные критерии.

Предлагалось использовать значение абсциссы точки пересечения M_1 горизонтальной линии с ординатой 0.12 с наклонной граничной линией OM_1M_2 (Толстихин и др., 1978; Друбешкой и др., 1979). В поддержку этого предложения выдвигались следующие доводы:

- отклонение образцов от граничной линии вправо связано с их контаминацией атмосферными газами; наиболее подверженные процессу контаминации термальные флюиды действительно располагаются в правой части рисунка;

- отклонение от линии OM_1M_2 влево, возможно, обусловлено контаминацией пород в результате взаимодействия мантийных расплавов с породами океанической коры, содержащими терригенный обломочный материал, либо с погружением вещества континентальной коры (существенно обогащенного радиогенным аргоном по сравнению с гелием — см. гл. 5) в обедненный резервуар по зонам субдукции. Полученное значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 2000$ поддерживалось расчетами для модели „первого порядка“ (Толстихин и др., 1975; O'Nions et al., 1979). Косвенной поддержкой такой оценки являлось среднее значение рассматриваемого отношения в океанических базальтах — также около 2000.

Более простое представление — принимать в качестве типичных для обедненной мантии самые высокие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 25000$, а более низкие считать результатом контаминации атмосферным аргоном — в последние годы получило весьма убедительную поддержку, поскольку было показано, что именно в образцах, наиболее богатых радиогенным аргоном, удается обнаружить избыток радиогенного ^{129}Xe (Staudacher, Allegre, 1982; Constraints..., 1983).

Для уточнения значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантии — источнике СОРБ были предприняты детальные исследования базальтовых стекол, содержащих газово-жидкие включения. В результате исследования типичного толеитового базальта отобранного драгированием в районе Срединно-Атлантического рифа (Marty et al., 1983) было показано, что значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ во флюидных включениях, наполненных преимущественно CO_2 , достигают 10000, в то время как в самом стекле они составляют всего 1000. Изотопный состав гелия во включениях и стекле этого и других аналогичных образцов был одинаков и близок к типичному для СОРБ. Для объяснения наблюдаемых результатов авторы предположили, что газ, наполнивший включения, возник в мантии и пронизывал расплав наподобие гипотетического „трансмагматического флюида“, в то время как сам расплав был контаминирован атмосферными компонентами.

Аналогичные экспериментальные данные были получены другой

группой авторов (Jambon et al., 1984). Отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в газовой-жидких включениях исследованного ими образца достигало 22 000, в то время как в самом стекле оно опускалось до ~ 2000 . Эти авторы, однако, не поддержали идею „трансмагматического флюида“, поскольку время жизни его в расплаве оказывалось недопустимо малым, они предполагали, что непосредственно перед излиянием произошло смешение двух базальтовых магм, характеризовавшихся примерно одинаковым химическим составом, но разным изотопным составом аргона.

Интересно отметить, что к представлению о существовании двух типов базальтов пришли независимо — на основании изучения благородных газов — и Верховский с соавторами (1985).

Однако включения в базальте, отобранном в рифтовой зоне Красного моря, содержали близкий к атмосферному аргон, и такой же аргон наблюдался в самом стекле. Так что не исключено, что изотопные соотношения в стекле и включениях определяются не региональными, а сугубо локальными условиями. В частности, нагрев магмой вмещающих пород приводит к мобилизации в них летучих компонентов, сопровождающейся ростом давления в магматическом канале и пересыщением магм летучими компонентами из вмещающих пород. По мере дальнейшего подъема магм к поверхности происходит снижение давления, вскипание магмы и, если она вскоре выливается на поверхность и подвергается быстрому охлаждению, то и консервация пузырьков с газом (флюидом). Особенности газа во включениях — по сравнению с газами самого расплава — будут определяться конкретной ситуацией, сложившейся непосредственно в зоне канала. Вполне возможно, именно таков был механизм внедрения летучих компонентов в магмы Большого трещинного Толбачинского извержения (Меняйлов и др., 1980), характеризовавшиеся разнообразием изотопных составов гелия и аргона — несмотря на безусловно мантийное происхождение самого силикатного расплава.

По-видимому, благодаря интенсивным исследованиям рассматриваемой проблемы в скором будущем удастся получить достаточно обоснованное значение (спектр значений?) отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в обедненном мантийном резервуаре. В настоящее же время, по-видимому, можно принять в качестве наиболее обоснованной оценки значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 25\ 000 \pm 5\ 000$.

В соответствии с рис. 4.5 изотопному отношению $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 5 \cdot 10^{-5}$ в базальтах районов „горячих пятен“ (ПБ) соответствует значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 400$. Такие значения отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ принимаются большинством авторов в качестве типичных для необедненного мантийного резервуара (Kaneoka, Takaoka, 1978, 1980; Constraints..., 1983, и др.). Промежуточные значения изотопных отношений гелия и аргона объясняются смешением вещества обедненной мантии. Линии смешения в общем случае не являются прямыми и зависят от соотношения распространенностей изотопов в смешивающихся резервуарах. Так что прямая линия, показанная на рис. 4.5, — лишь один из возможных вариантов.

Не исключено, однако, что весьма низкое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в ПБ обусловлено их контаминацией атмосферными газами, а в самом исходном резервуаре — необедненной мантии — это отношение существенно выше. Действительно, в последние годы были обнаружены образцы, характеризующиеся весьма высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He} > 1 \cdot 10^{-5}$ и высокими отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ одновременно. Как видно из рис. 4.5, образцы базальта и дунитового включения в базальт вулкана Лохи, Гавайи, находятся значительно левее „граничной“ линии OM_1M_2 . Такое представление высказано Верховским и др. (1985). Эти авторы предположили, что в необедненном мантийном резервуаре отношение $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{рад}} \approx 1$, и, исправив наблюдаемые значения в соответствии с таким предположением, показали, что в координатах $^3\text{He}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ совокупность экспериментальных данных разделилась на две отчетливые ветви, соответствующие СОРБ и ПБ, экстраполяции которых на гипотетическое мантийное значение $^3\text{He}/^{36}\text{Ar} \sim 0,3$ приводят к весьма высоким отношениям $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \sim 10\,000$ для необедненной мантии.

Подводя итог изложенному в §4.3, можно констатировать, что изотопные отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантийных резервуарах определены весьма приблизительно; тем не менее тенденция к увеличению этих отношений в недрах наметилась вполне отчетливо. Эта тенденция ведет также и к признанию эффективности процесса ранней дегазации Земли, т.е. находится в полном соответствии с обнаруженным недавно избытком радиогенного ^{129}Xe в СОРБ.

4.4. Изотопный состав ксенона

Многочисленные попытки обнаружить в земном веществе и надежно идентифицировать избыток изотопов ксенона — продуктов распада короткоживущих ядер (^{129}I , ^{244}Pu) длительное время оставались безуспешными. Единственным исключением являлся углекислый газ из скважин в Нью-Мехико, США, в котором значительный избыток ^{129}Xe и ^{136}Xe был обнаружен почти четверть века назад (Isotopic..., 1963; Wasserburg, Mazor, 1965). В дальнейшем уникальный образец анализировался неоднократно (Hennecke, Manuel, 1975; Phinney et al., 1978 и др.), однако повторные измерения лишь подтвердили оригинальные. Необычный результат стимулировал дальнейшие исследования, и в литературе было опубликовано несколько изотопных анализов ксенона, хотя и свидетельствовавших о некотором избытке ^{129}Xe , но отягченных значительной погрешностью и в силу этого не внушавших особого доверия.

Положение радикально изменилось после публикации французскими исследователями (Staudacher, Allegre, 1982; Constraints..., 1983) высокоточных измерений изотопного состава ксенона в стеклах океанических базальтов. В результате анализов стекол СОРБ, характеризовавшихся типичными для таких пород отношениями $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 1 \cdot 10^{-5}$ и весьма высокими отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \geq 10\,000$ были обнаружены значительные избытки ^{129}Xe ,

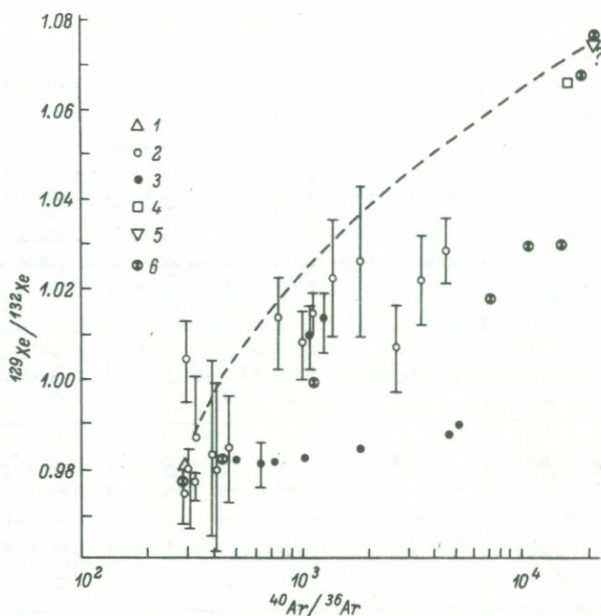


Рис. 4.6. Соотношения изотопов ксенона и аргона в породах предположительно мантийного происхождения (Шуколюков, 1983; Staudacher, Allegre, 1982).

1 - атмосфера Земли; 2 - ультраосновные включения; 3 - океанические базальты; 4 - газ из Нью-Мехико, США; 5 - верхняя мантия; 6 - стекла СОРБ.

близкие к наблюдавшимся ранее в газе Нью-Мехико (рис. 4.6). В то же время в стеклах ПБ, в которых отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ достигало $5 \cdot 10^{-5}$, а отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ снижалось до 400–500, изотопный состав ксенона был близок к атмосферному (табл. 4.8).

Нахождение избыточного ${}^{129}\text{Xe}$ в веществе мантийного происхождения по сравнению с ксеноном атмосферы убедительно свидетельствует о ранней дегазации по крайней мере части силикатной Земли, происходившей в первые десятки миллионов лет истории планеты, до распада сравнительно короткоживущего родительского изотопа ${}^{129}\text{I}$ (разд. 2.3, 4 и §5.3). Совместный анализ $U\text{-He}$, $K\text{-Ar}$ и $I\text{-Xe}$ изотопных систем с учетом новых данных в области изотопии ксенона может привести к количественным оценкам вклада ранней, быстрой, и последующей, медленной, дегазации Земли (§7.5).

Сопоставление результатов, полученных для СОРБ и ПБ, как будто бы поддерживает концепцию двуслойной мантии: верхняя, обедненная мантия характеризуется пониженным отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, весьма высокими значениями ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ и избытком ${}^{129}\text{Xe}$ -

Таблица 4.8

Изотопный состав ксенона, 10^{-14} см³·г⁻¹, в температурных фракциях, выделенных из стекол СОРБ и ПБ (Constraints..., 1983)

Местоположение	Температура, °C	¹³⁰ Xe	¹²⁴ Xe	¹²⁶ Xe	¹²⁸ Xe	¹²⁹ Xe	¹³⁰ Xe	¹³¹ Xe	¹³² Xe	¹³⁴ Xe	¹³⁶ Xe
Лохи, Гавайи	1000	16.2	1.9	2.2	46.8	648	100	515	658	267	216
			<u>+0.4</u>	<u>+0.5</u>	<u>+0.9</u>	<u>+5</u>		<u>+4</u>	<u>+7</u>	<u>+2</u>	<u>+2</u>
Там же	1000	13.3	-	-	47.5	644	100	520	663	256	221
					<u>+0.6</u>	<u>+7</u>		<u>+5</u>	<u>+6</u>	<u>+2</u>	<u>+2</u>
Гуалалаи, Гавайи	1400	11.6	2.2	2.7	45.5	660	100	525	659	261	222
			<u>+0.8</u>	<u>+0.9</u>	<u>+1.0</u>	<u>+2</u>		<u>+2</u>	<u>+3</u>	<u>+1</u>	<u>+1</u>
Атлантический рифт	1300	4.11	3.0	3.7	45.9	723	100	520	666	276	238
			<u>+1.3</u>	<u>+1.4</u>	<u>+1.5</u>	<u>+4</u>		<u>+3</u>	<u>+9</u>	<u>+2</u>	<u>+2</u>
Рифт Индийского океана	1400	14.5	-	2.05	46.9	671	100	482	662	260	223
				<u>+0.09</u>	<u>+0.2</u>	<u>+2</u>		<u>+2</u>	<u>+2</u>	<u>+1</u>	<u>+1</u>
Тихоокеанский рифт	1400	2.3	-	-	-	694	100	503	649	265	238
						<u>+11</u>		<u>+8</u>	<u>+9</u>	<u>+5</u>	<u>+3</u>
Там же, другой образец	1400	2.6	-	-	47	681	100	521	662	266	224
					<u>+1</u>	<u>+7</u>		<u>+6</u>	<u>+7</u>	<u>+3</u>	<u>+2</u>
Галапагосское поднятие	1650	13.2	-	-	48.0	672	100	519	654	262	222
					<u>+1.8</u>	<u>+6</u>		<u>+5</u>	<u>+8</u>	<u>+3</u>	<u>+2</u>
Атмосфера	-	-	2.35	2.21	47.0	648	100	519	659	256	217

все три факта свидетельствуют об относительно большей дегазации по сравнению с нижней, необедненной, мантией, для которой типичны весьма высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, не очень сильно отличающиеся от атмосферных отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и близкая к атмосферной распространенность ^{129}Xe .

Однако рассмотренные данные не противоречат концепции, развинутой Верховским и др. (1985), о значительной контаминации ПБ атмосферными компонентами. Возможно в ходе дальнейших исследований будут обнаружены ПБ с большим вкладом радиогенного аргона и избытком ^{129}Xe . Во всяком случае на современном этапе исследований не следует исключать возможности участия в ранней дегазации и вещества (частично) необедненного резервуара.

Избыток ^{129}Xe отмечался и в карбонатах (Staudacher, Allegre, 1982), т.е. в веществе, при метаморфизме которого мог возникнуть преимущественно углекислый газ. Представлялось целесообразным поэтому сопоставить и другие изотопные характеристики карбонатов с уникальным CO_2 -газом из Нью-Мехико. Такое сопоставление (табл. 4,9) показало (Изотопы..., 1985), что почти все изотопные параметры сопоставляемых образцов близки. На основании табл. 4,9 можно предположить, что газ из Нью-Мехико мог образоваться в результате метаморфизма карбонатов — пород, изотопные характеристики которых убедительно свидетельствуют об их связи с обедненным мантийным резервуаром. Интересно отметить, что в углекислом газе соотношение $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ рад даже ближе к рассчитанному для карбонатов ($0,76 \cdot 10^7$), чем в самом образце карбоната; отношения $^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$ следуют этому тренду, и если „привести“ соотношение радиогенных изотопов к единому „нефракционированному“ значению, то сблизятся и соотношения нерадиогенных изотопов. Отношения нерадиогенных изотопов $^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$ близки к ожидаемому в мантии Земли на основании как космохимических данных, так и экстраполяции результатов, полученных для земных образцов, а отношения $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ в обоих образцах табл. 4,9 практически не отличаются от атмосферного значения 0,52. Кроме того, следует подчеркнуть, что изотопный состав кислорода и углерода в CO_2 -газе находится в интервале значений, полученных как для карбонатов Ковдора, так и для карбонатных пород в целом.

4.5. Элементные соотношения благородных газов в мантии Земли

Исследования распространенности всех благородных газов и их изотопов в термальных флюидах и горных породах предположительно мантийного происхождения показали, что во многих случаях соотношения нерадиогенных изотопов в изученных образцах существенно отличаются от атмосферных. Возникли сомнительные предположения о том, что недра Земли характеризуются специфическим

Т а б л и ц а 4.9

Сравнение изотопных характеристик CO_2 -газа из Хардинг Каунти, Нью-Мехико, США (Phinney et al., 1978) и эгирин-диопсидового карбонатита Ковдор, Кольский полуостров, СССР (Изотопы..., 1985)

Образец	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}, 10^{-6}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$	$\delta^{129}\text{Xe}^*, \%$	$\left(\frac{^4\text{He}}{^{40}\text{Ar}}\right)_{\text{РАД}}$	$\frac{^4\text{He}}{^{21}\text{Ne}}, 10^7$	$\frac{^3\text{He}}{^{20}\text{Ne}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{36}\text{Ar}}$	$\delta^{13}\text{C}^{PDB}, \%$	$\delta^{18}\text{O}^{SMOW}, \%$
CO_2 -газ, Нью-Мехико, США	3,4	11,6	0,062	16200	10,7	0,71 ^{***}	0,71	0,074	0,47	-4,1	+7,6
Карбонатит диопсид-эгириновый, Кольский полуостров, СССР	4,3	11,0	0,048	15000	4,2	3,2	3,2	0,21	0,57	$-6,0 \pm 2,5$	6,7-14,2

* $\delta^{129}\text{Xe} = \left[\left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right)_{\text{обр}} / \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right)_{\text{атм}} - 1 \right] \cdot 100$, где индексами „обр“ и „атм“ отмечены соответствующие отношения изотопов в образце и в атмосфере.

*** В работе (Zartman et al., 1961) приведено значение отношения $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{рад}} = 1,6$.

**** Данные для высокотемпературных карбонатитов Ковдора – из работы Кулешова (1982), для образца CO_2 -газа – из работы (Zartman et al., 1961).

распределением газов и существует сильное фракционирование благородных газов в процессе дегазации мантии (Ануфриев, 1980), или совсем уже фантастические предположения об убегании неона из земной атмосферы (Craig, Lupton, 1976). Для решения вопроса о соотношении благородных газов в мантии Земли Верховский и соавторы (1983) предложили использовать соотношения радиогенных изотопов разных газов, отдельные из которых, например ${}^4\text{He}/{}^{136}\text{Xe}_{sf}$ (${}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$)_{рад}, являются своеобразными геохимическими константами, практически не зависящими от состава вещества, в котором они возникают (§2.3). Эти авторы по значениям таких констант определяли коэффициенты фракционирования и в дальнейшем использовали эти коэффициенты для корректировки соотношения нерадиогенных газов.

Проиллюстрируем сказанное следующим примером. Измеренное отношение ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ в одном из образцов СОРБ оказалось равным 29 000 (Ozima, Zashu, 1983a), а отношение (${}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$)_{рад} — около $1.0 \cdot 10^7$. Теоретически последнее отношение должно составлять $1.5 \cdot 10^7$, т.е. измеренное отношение примерно в 6,5 раз выше рассчитанного. Соответственно и отношение нерадиогенных изотопов в источнике газа должно быть в 8 раз ниже, т.е. оно должно составлять около 4500. Поскольку в гелии СОРБ содержится около 5% первичного гелия, отношение (${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$)_{перв} в источнике вещества составит ~ 220 — в примерном соответствии с оценками, сделанными из космохимических данных (§3.2).

Аналогичным образом могут быть внесены поправки и в наблюдаемые распространенности других благородных газов. Существенно, что после внесения таких поправок диапазон вариаций отношений нерадиогенных изотопов разных газов существенно сузился и приблизился к атмосферным значениям (Верховский и др., 1983). Хотя такого рода построения не претендуют на высокую точность и не являются универсальными, тем не менее они представляются полезными, а сделанный на их основе вывод о тождественности распределения нерадиогенных газов в мантии Земли и в атмосфере кажется вполне правдоподобным.

Глава 5. ИЗОТОПЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В ПОРОДАХ, ВОДАХ И ГАЗАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кора, очевидно, является единственной доступной прямому наблюдению твердой оболочкой Земли. Совершенно естественно поэтому, что именно для вещества коры имеется наиболее полная совокупность экспериментальных данных, в том числе и данных, полученных в области изотопной геохимии благородных газов. Наблюдаемые в самых различных природных образцах (породах, минералах, газовой-жидких микровключениях, глубинных и приповерхностных водах и газах) содержания изотопов интерпретируются с генетических позиций: какие источники и процессы обусловили наблюдаемые композиции изотопов.

Показано, что смешение мантийного, глубинного гелия с радиогенным гелием земной коры, непрерывная генерация радиогенных газов и их смешение с атмосферными компонентами, масс-фракционирование газов и их изотопов и, наконец, дегазация пород коры и миграция газов в атмосферу являются главными процессами, обеспечивающими вариации изотопных и элементных отношений газов. Специфический химический состав минералов, особенности миграции из них инертных газов, способность некоторых минералов захватывать и прочно удерживать летучие компоненты — все эти обстоятельства также могут привести к появлению необычных по изотопному составу газов. Наконец, в результате деятельности человека в глобальном масштабе распространены техногенные изотопы; один из них — тритий — распадается в ${}^3\text{He}$, вызывая избыток этого изотопа в приповерхностных водах.

5.1. Изотопы благородных газов в магматических породах

5.1.1. Изотопы гелия в магматических породах

Целью этого раздела является анализ происхождения изотопов гелия в породах земной коры путем сравнения рассчитанных и измеренных изотопных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Из рис. 5.1, на котором сопоставлены рассчитанные (согласно методике, изложенной в §2.3) и экспериментально определенные отношения, видно, что экспериментальные точки располагаются вдоль линий AC и AB. AC является линией согласованных отношений, когда $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{изм}} = ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{расч}}$. Такие отношения типичны для: 1) радиоактивных

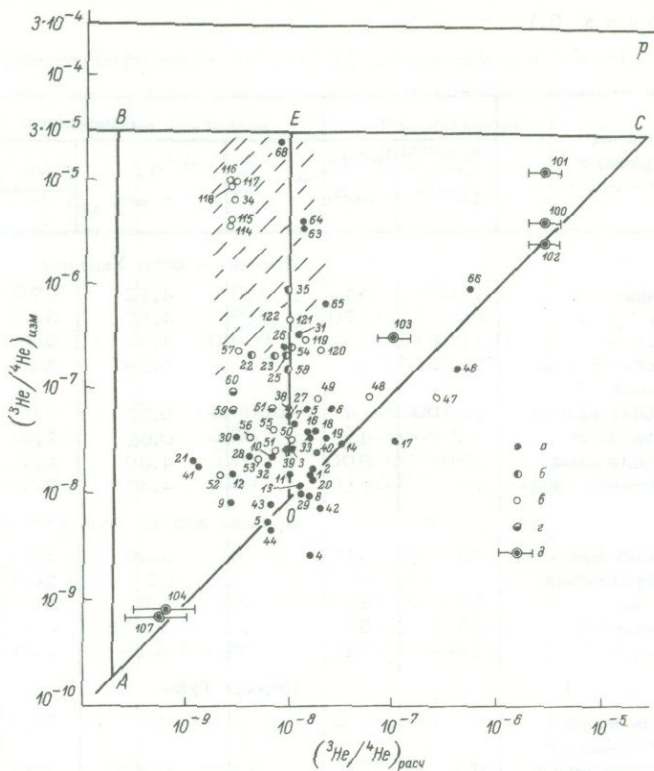


Рис. 5.1. Рассчитанные и измеренные $^3\text{He}/^4\text{He}$ в различных породах и минералах (Толстихин, Друбецкой, 1975).

Изотопные отношения в первичном (р) и мантийном (ВЕС) гелии. АС — линия равных значений $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{расч}} = (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{изм}}$; ОЕ — линия смешения радиогенного (О) и мантийного (Е) типов гелия. Породы: а — кислые, б — средние, в — основные, г — щелочные; д — урановые и литиевые минералы. Возраст и расположение пород: 1–8, 54–61, 119–122 — докембрийские породы Украины; 19 — палеозой, Прибайкалье; 20–25, 46–53 — докембрий, Кольский полуостров и Карелия; 26–33 — юра-неоген, Кавказ; 34–36, 38–44 — докембрий и палеозой, Саяны; 62–65 — четвертичный период, Камчатка; 66, 100–103 — литиевые минералы; 104, 107 — урановые минералы; 114–118 — ксенолиты в базальтах. Заштриховано предполагаемое местонахождение молодых изверженных пород зон современной тектоно-магматической активизации.

Таблица 5.1

Изотопы He, Ar и содержания K, Li, U, Th в некоторых породах

Номер образца	Образец	Измеренные содержания				
		^4He , 10^{-6}	$^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$, $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	K, % вес.	Li	U г/т
Древние породы Украины						
1	Гранит	100	445	4.72	37	4.8
2	"	84	470	4.87	38	9.5
4	"	1135	331	4.04	26	11
13	Альбит слабо-рудный	2960	20	0.28	33	-
15	Альбит рудный	15700	14	0.23	61	-
56	Лабрадорит	5.2	45	0.61	7.4	1.0
59	Нефелиновый	130	300	4.59	8.3	2.5
60	Щелочной сиенит	18	310	4.37	9.3	1.0
Древние породы Кольского полуострова						
20	Гранит рапакиви	85	515	5.06	36	6.7
22	Диорит-гнейс		86	56	10	0.7
25	То же	145	350	1.6	15	1.3
47	Амфиболит	2500	55	0.138	-	0.8
48	"	1300	71	0.19	125	0.9
Породы Тувы						
34	Оливиновый габбро-норит	7	6.0	0.17	5	0.4
35	Гиперстеновый диорит	40	25	0.806	16	1.6
36	Гиперстеновый гранулит	18	5.2	0.304	14	1.3
43	Ганит	42	85	4.4	10	1.6
Молодые кислые породы Кавказа						
26	Гранодиорит	15	0.34	2.8	19	5.2
27	Гранит	5	1.81	3.03	17	4.5
31	Гранодиорит	6	7.17	1.85	22	0.9
Кислые вулканические породы Камчатки						
62	Дациг	0.017	0.263	1.31	14	1.1
63	Риолит	0.017	0.106	2.12	22	1.6
64	Дациг	0.021	0.327	2.85	22	3
65	Игнимбрит	0.05	1.46	3.25	45	2

* Возраст принимался на основании геологических данных, K/Ar датирования. В менателе - K/Ar возраст по породе.

** Торий не определялся, его содержание принималось равным утроенному

(Толстихин, Друбецкой, 1975)

Th	Измеренные отношения		Рассчитанные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6}	Принятый возраст, млн. лет*
	$\left(\frac{^4\text{He}}{^{40}\text{Ar}}\right)_{\text{РАД}}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6}		
44	0.23	0.016	0.016	2000/1590
42	0.18	0.019	0.017	2000/1610
85.4	3.43	0.003	0.014	2000/1440
31.4	148	0.012	0.012	1750/1300
-	1120	0.0055	0.006	1750/1160
2.5	0.116	0.36	0.004	1750/1340
16	0.43	0.06	0.003	1750/1230
2.6	0.06	0.09	0.003	1750/1300
35	0.16	0.0145	0.016	1800/1670
1.4	1.53	0.20	0.005	3500/2680
6	0.41	0.22	0.009	3500/2640
1.0	46	0.09	0.26	2700/3550
1.1	18	0.09	0.05	2700/3450
1.0	1.17	6.7	0.003	-/750
2.5	1.6	0.93	0.01	-/680
3.5	3.5	0.17	0.008	-/400
10.0	0.5	0.008	0.007	-/450
24	44	0.25	0.01	1.3/3
14**	2.8	0.06	0.009	32.5/2/15
2.7**	0.84	0.34	0.012	120.1/38/100
5.4	0.06	22	0.008	$10^{-5}/5.0$
5.4	0.16	3.17	0.013	$10^{-2}/1.3$
6.2	0.06	4.1	0.013	$10^{-1}/2.9$
6.8	0.03	0.63	0.022	7.11/11.2

(по минералам) и/или Rb/Sr изохронного метода и/или U/Pb метода; в знаменателе - K/Ar возраст по породе.

минералов (обр. 104, 107); 2) древних магматических и метаморфических кислых пород (обр. 1, 2, 8, 11, 13, 15, 19, 20, 40, 43, 44 и др.); 3) минералов (100-103) и пород (46-48) с высоким содержанием лития.

Точки на рис. 5.1 (табл. 5.1), соответствующие обычным породам (по содержанию химических элементов близким к главным типам), расположены вдоль линии ОЕ. Эти породы различны по возрасту (от $2.8 \cdot 10^9$ лет до современных), географическому и геологическому положению (Камчатка, Кавказ, Саяны, Украина, Кольский полуостров и др.), химическому составу (от ультраосновных до кислых). Во многих случаях лежащие вдоль ОЕ образцы имеют отношения, близкие к 10^{-8} , т.е. к типично радиогенным; почти полное отсутствие точек ниже линии АС свидетельствует о том, что отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в радиогенном гелии являются минимальными. Наиболее высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1-5) \cdot 10^{-5}$ типичны для „мантийной“ смеси первичного и радиогенного типов гелия (§4.2). Таким образом, ОЕ есть линия смешения мантийного и радиогенного типов гелия в различных пропорциях.

Аналогичное распределение точек наблюдается и на рис. 5.2, где отношения (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$)_{изм} сопоставлены с концентрацией лития в породах. Такое представление данных является более объективным, поскольку исключены неточности, связанные с расчетом. Однако в некоторых случаях высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ могут возникнуть в результате радиоактивного распада и ядерных реакций в минералах с обычным, довольно низким содержанием лития (§5.2). Тогда точки, соответствующие образцам с чисто радиогенным гелием и с мантийной смесью первичного и радиогенного типов гелия, могут оказаться совмещенными в координатах (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$)_{изм} литий.

Рассмотренные данные позволяют сделать следующее заключение. Главным процессом, обеспечивающим отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в породах коры, является смешение мантийного гелия (частично первичного) с непрерывно возникающим радиогенным гелием. Качественно процесс может быть описан следующим образом:

1) при образовании магма захватывает летучие компоненты, среди которых всегда присутствует и гелий; изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в ювенильной магме изменялось от $3 \cdot 10^{-4}$ („первая магма на Земле“) до $1 \cdot 10^{-5}$ (современная магма);

2) в момент внедрения в кору мантийные газы (в том числе и гелий) почти нацело теряются магмой и переходят в атмосферу; однако некоторая их часть все же сохраняется в возникающих из расплавов породах;

3) к мантийному гелию, сохранившемуся в породе, добавляется непрерывно накапливающийся радиогенный гелий; порода теряет гелий, но потери мантийного гелия являются невозполнимыми; этот процесс приводит к уменьшению отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в породе.

Скорость снижения значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ теоретически должна определяться соотношением ${}^3\text{He}^*/(U+0.25\text{Th})$, где ${}^3\text{He}^*$ — избыточный по отношению к радиогенному захваченный гелий (рис. 5.3).

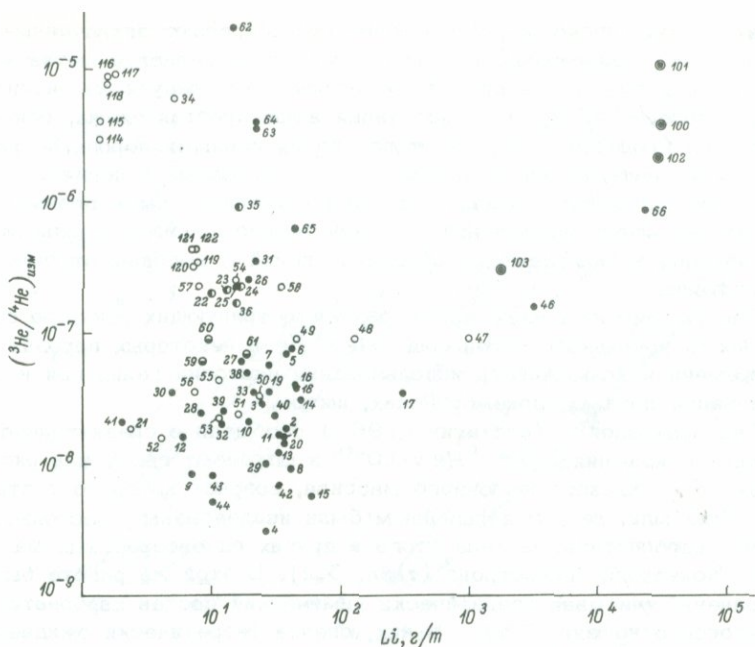


Рис. 5.2. Содержание лития и изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в разнообразных горных породах и минералах (Толстихин, Друбецкой, 1975).

Обозначения те же, что и на рис. 5.1.

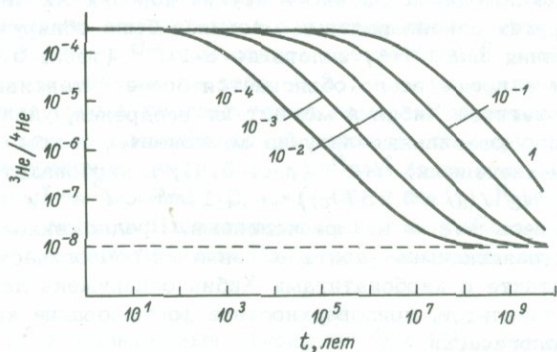


Рис. 5.3. Зависимость между возрастом пород и изотопным составом гелия в них (Толстихин, Друбецкой, 1975).

Числами возле кривых обозначены отношения $^4\text{He}_{\text{перв}}/U$, $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, существовавшие в породе в момент ее образования или метаморфизма. Графики рассчитаны в предположении, что уменьшение отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ происходит только вследствие накопления радиогенного гелия.

Практически, однако, породы и минералы сохраняют захваченные газы лучше радиогенных, и поэтому изотопная гелиевая метка может наблюдаться более длительное время, чем следует из рисунка (см. подробнее §5.2). Рассмотренная выше простая схема, основанная на процессе потерь изотопов гелия горными породами, по-видимому, наиболее часто реализуется в природных условиях.

Следует отметить, однако, что из изложенного выше правила достаточно много исключений, и сравнительно древние породы могут сохранять (или даже приобретать) гелий с высоким отношением изотопов.

Рассмотрим несколько примеров, иллюстрирующих высокую сохранность начального отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в некоторых породах во времени и возможность использования изотопии гелия при исследовании древних, докембрийских, щитов.

Так, Прасолов и Толстихин (1969) сообщали о сравнительно высоких отношениях ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-6}$ в шпуровых газах и в ринчорритах Хибинского щелочного массива, возраст которого составляет 365 млн. лет. В дальнейшем были исследованы (Изотопы..., 1985) карбонатитовые тела этого и других разновозрастных массивов Кольского полуострова (табл. 5.2). В этой же работе была выполнена, учитывая специфически химический состав карбонатитов и высокое отношение Th/U в них, оценка теоретически ожидаемого отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, которое оказалось вполне тривиальным и равным $1.4 \cdot 10^{-8}$.

На основании сопоставления рассчитанных и измеренных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в карбонатитах Хибин и рассчитанных и измеренных концентраций ${}^4\text{He}$ можно сделать вывод о радиогенном „in situ” происхождении гелия в этих породах, причем от 50 до 90% гелия утеряно породами. Однако в других породах Хибин и в карбонатитах других разновозрастных массивов были обнаружены высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, вплоть до $8 \cdot 10^{-6}$ (табл. 5.2). Такое несоответствие проще всего объясняется более интенсивной дегазацией карбонатитов Хибин в момент их внедрения, удалившей практически нацело ювенильные летучие компоненты, в том числе избыточный (захваченный) ${}^3\text{He}^*$ (рис. 5.4); в карбонатитах Хибин отношение $({}^3\text{He}^*/(\text{U} + 0.25\text{Th})) < 0.5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, поскольку практически весь ${}^3\text{He}$ в них радиогенный. Предложенное объяснение имеет и независимое подтверждение из геологических наблюдений: в контакте с карбонатитами Хибин обнаружена дайка гипабиссальных базальтов, приповерхностное формирование которой доказано петрологически.

В карбонатитах остальных исследованных массивов наблюдается существенное превышение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ над радиогенными значениями, что убедительно свидетельствует о сохранности (по крайней мере части) захваченных глубинных летучих компонентов. Отношение ${}^3\text{He}^*/(\text{U} + 0.25\text{Th})$ в карбонатитах Ковдорского массива составляет в среднем $15 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, достигая в отдельных образцах $2 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$.

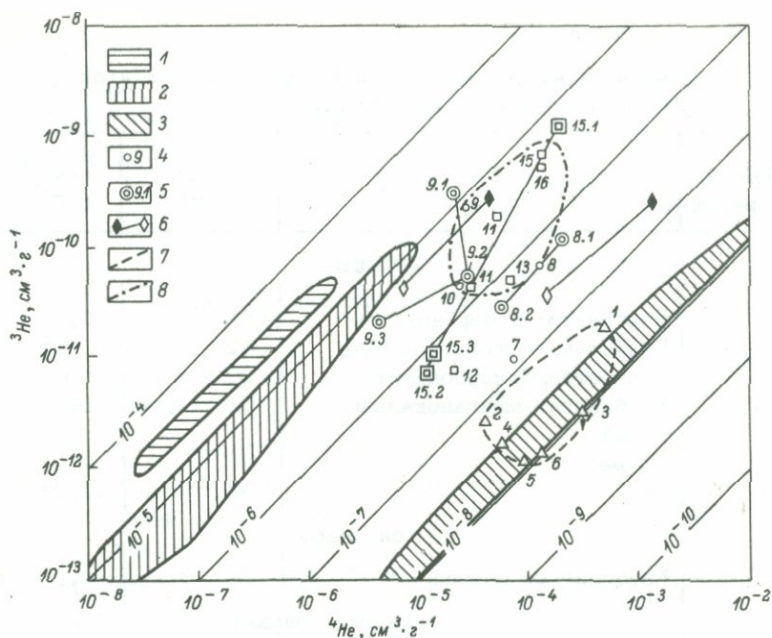


Рис. 5.4. Распространенность изотопов гелия в карбонатах Кольского полуострова (Изотопы..., 1985).

Распространенность изотопов гелия в: 1 – ксенокристаллах и стеклах толеитовых базальтов Гавайев и Исландии (рис. 4.2); 2 – рифтовых океанических базальтах (§4.2); 3 – древних континентальных породах земной коры; карбонатах Кольского полуострова (треугольниками, квадратами и кружками обозначены карбонаты Хибин, Ковдора и других массивов соответственно, числа соответствуют номеру образца в табл. 5.2); 5 – минеральных фракциях карбонатов (числа соответствуют номерам образцов в табл. 5.8, линиями соединены фракции одной породы); 6 – других породах (ромбы) и фракциях амфибола, выделенных из этих же пород (залитые ромбы) по данным, приведенным в §5.2; штриховой линией 7 околтурены точки, соответствующие карбонатам Хибин; штрихпунктиром 8 – карбонатам Ковдора и некоторых других массивов.

Более того, повышенные отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ обнаружены в гелии весьма древних пород Кольского полуострова, а именно в породах Мончегорского плутона, вмещающих его породах Главного хребта и других массивов, возраст которых составляет ~ 2300 млн. лет (табл. 5.3). Породы Мончегорского плутона характеризуются исключительно низкими содержаниями радиоактивных элементов и высокими – захваченных газов, так что отношение ${}^3\text{He}^*/(U + 0.25\text{Th})$ поднимается до 10^{-2} $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$. Возможно, наблюдаемый в них избыток ${}^3\text{He}$ действительно обусловлен

Т а б л и ц а 5.2

Содержание и изотопный состав гелия в карбонатитах
Кольского полуострова (Изотопы..., 1985)

Номер образца	Порода	^4He , 10^{-6} $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6}
Хибины			
1	Карбонатит с бербанкитом	480	0.038
2	Бiotит-кальцитовая порода	42	0.062
3	Анкеритовый карбонатит	307	0.01
4	Карбонатит марганеокальци- товый	58	0.028
5	То же	86	0.013
6	"	130	0.01
Контозеро			
7	Карбонатная порода	72	0.13
Озерная Варака			
8	Карбонатит	120	0.52
Себлявр			
9	Карбонатит доломитовый	27	7.9
10	То же	24	1.8
Ковдор			
11	Карбонатит доломитовый	29	1.3
12	То же	22	0.35
13	"	70	0.70
14	Карбонатит диопсид-эгириновый	52	3.4
15	То же	130	4.3
16	"	-	-

захватом ювенильных газов в период становления плутона. Вопрос же о происхождении избыточного ^3He в подстилающих плутон диорит-гнейсах (§5.2) и в метаморфизованных породах Главного хребта следует считать открытым. Пока неясно, как породы, не отличающиеся дефицитом радиоактивных элементов и имеющие весьма древний возраст, могли в условиях древней континентальной коры сохранить (может быть, захватить) ювенильный гелий.

Известны повышенные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в сравнительно древних породах и других регионов (см., например, Толстихин и др., 1977), так что перспективность использования изотопии гелия в докембрийской геологии не вызывает сомнения.

Породы с высокими концентрациями урана и тория содержат гелий с низкими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$. Наиболее ярко эта тен-

Таблица 5.3

Содержание и изотопный состав гелия в некоторых древних породах Кольского полуострова (Изотопный состав..., 1971; Новые исследования..., 1972)

Номер образца	Порода	${}^4\text{He}$, 10^{-6} $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6}
Мончегорский плутон, гора Сопча			
1	Жильная руда	130	0,29
2	Пироксенит	132	0,23
3	Бронзитит	40	0,24
Там же, гора Ниттис			
4	Бронзитит, вал	21	0,44
5	Оливин из бронзитита (обр. 4)	32	0,59
6	Бронзит из бронзитита (обр. 4)	18	0,23
Там же, гора Травяная			
7	Халькопиритовая жила	145	0,27
Там же, подстилающие породы			
8	Диорит-гнейс	177	0,21
9	Кварцевый диорит	168	0,22

денция проявляется для урановых минералов; особенности процесса формирования изотопных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в таких минералах будут рассмотрены ниже (§5.2). Здесь же приведены результаты сопоставления изотопного состава гелия и содержания тяжелых радиоактивных элементов в разнообразных горных породах (рис. 5.5). Видно, что между содержанием радиоактивных элементов и изотопным составом гелия существует слабая обратная зависимость — при увеличении содержания материнских элементов на 5 порядков величины отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в радиогенном гелии уменьшается примерно на 2 порядка. Аппроксимация полученных результатов методом наименьших квадратов дает уравнение регрессии следующего вида:

$${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 10^{-7}(U + 0,24Th) - 0,44; \quad (5.1)$$

погрешность аппроксимации $\sigma^2 = 0,5$. Эти результаты интересно сравнить с приведенными на рис. 5.7 сопоставлением отношений материнских радиоактивных элементов и дочерних изотопов (разд. 5.1.3).

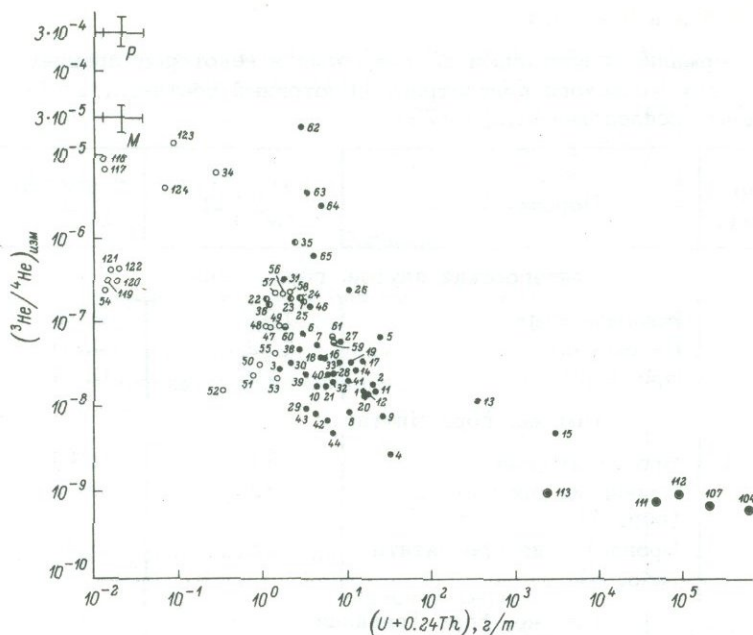


Рис. 5.5. Соотношение между содержанием радиоактивных элементов в горных породах и изотопным составом гелия (Толстихин, Друбецкой, 1975).

P — хондриты, богатые первичными газами; M — примерные значения в мантии Земли. Остальные обозначения приведены на рис. 5.1.

5.1.2. Изотопы неона в магматических породах; соотношение радиогенных изотопов гелия и неона

Распространенности изотопов неона в обычных породах земной коры посвящено немного работ. Изотопный состав неона из докембрийских пород Украинского и Балтийского щитов был исследован Верховским и Шуколюковым (1976). Эти авторы обнаружили радиогенный $^{21}\text{Ne}_{\text{рад}}$ во всех использованных образцах. Принимая, что весь ^{20}Ne имеет атмосферное происхождение, рассчитывали содержание $^{21}\text{Ne}_{\text{рад}}$ по формуле

$$^{21}\text{Ne}_{\text{рад}} = ^{20}\text{Ne} \left[\left(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} \right)_{\text{изм}} - \left(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} \right)_{\text{атм}} \right]. \quad (5.2)$$

Определенное таким образом содержание радиогенного ^{21}Ne сравнивалось с теоретически рассчитанным (разд. 2.3.2) для изучавшихся пород и с содержаниями других благородных газов, преж-

Таблица 5.4

Распространенность изотопов неона и отношение (${}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$)_{рад} в некоторых горных породах (Верховский, Шуколоков, 1976; Изотопы..., 1985)

Номер образца	Порода, местоположение	Возраст, млн. лет	${}^4\text{He}$,	${}^{20}\text{Ne}^*$,	${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$	${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$	${}^{21}\text{Ne}_{\text{рад}}$,	$({}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{рад}}$,
			10^{-6} см ³ х гг-1	10^{-9} см ³ х гг-1			10^{-9} см ³ х гг-1	
1	Гранит, Украина	2000	1200	25.2	9.71	0.0485	0.052	2.31
2	Гранит, Вольнь	1800	70	98.5	9.62	0.0346	0.065	0.11
3	Пегматит, Украина	1930	300	54.3	9.85	0.0335	0.025	1.20
4	Нефелиновый сиенит, Приазовский массив	1750	100	32.1	9.09	0.0318	0.18	0.56
5	Гранит, Белое море	1800- 2400	220	68.6	9.71	0.0369	0.059	0.37
6	Пегматоидный гранит, Белое море	2400- 2900	130	29.4	9.85	0.0340	0.015	0.87
7	Гнейс, Белое море	2400- 2900	400	25.0	9.85	0.0424	0.034	1.18
8	Гнейс, Кольский полуостров	3000	200	18.4	9.85	0.0493	0.038	0.53
9	Анкеритовый карбонатит, Хибинь	365	310	4.4	2.9	0.044	0.053	0.58
10	Мангано-кальцитовый карбонатит, Хибинь	365	130	1.2	3.1	0.039	0.011	1.2
11	То же, другой образец	365	86	0.23	5.1	0.23	0.010	0.83
12	Карбонатит доломитовый, Себляяр	365	27	2.4	10.15	0.035	0.001	3
13	Карбонатит диоксид-эгириновый, Ковдор	365	130	2.7	11.0	0.048	0.004	3.2
	Атмосфера				982	0.0288		

* Содержание ${}^{20}\text{Ne}$ в обр. 1-8 авторами (Верховский, Шуколоков, 1976) не определялось; в таблице даны значения, восстановленные по содержанию ${}^{21}\text{Ne}$ _{рад} и изотопному составу неона.

де всего гелия. Аналогичные экспериментальные результаты и близкая интерпретация были представлены позднее при исследовании изотопов благородных газов в более молодых изверженных породах — карбонатитах Кольского полуострова (Изотопы..., 1985). Полученные результаты (табл. 5.4) приводят к следующим основным выводам. Во-первых, экспериментальные данные находятся в хорошем соответствии с представлениями об образовании радиогенного ^{21}Ne за счет реакции α -частицы с ядром изотопа ^{18}O (разд. 2.3.2). Как правило, измеренное содержание радиогенного ^{21}Ne ниже расчетного, так что коэффициент сохранности радиогенного неона варьирует в диапазоне от 0.1 до 0.9. Во-вторых, отношение $^4\text{He}/^{24}\text{Ne}_{\text{рад}}$ в породах изменяются в сравнительно узких пределах $(0.2 \div 1.2) \cdot 10^7$, в среднем составляя значение, примерно в 2 раза меньшее, чем соотношение, в котором эти изотопы генерируются в обычных горных породах, — $1.25 \cdot 10^7$. Исключение составляют некоторые образцы карбонатитов, характеризующиеся повышенными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ и содержаниями ^{20}Ne , свидетельствующими о присутствии захваченной компоненты. В-третьих, в тех случаях, когда удается выделить избыточный ^{22}Ne , он также имеет радиогенную природу и для его появления в породах не требуются другие объяснения. В-четвертых, источником радиогенных изотопов неона в природных флюидах являются породы земной коры и мантии. Ожидаемое соотношение радиогенных $^4\text{He}/^{24}\text{Ne}$ в природных газах заметно выше, чем среднее, измеренное в породах, и несколько выше, чем рассчитанное теоретически, в связи с преимущественными потерями гелия (§5.5).

В результате исследований изотопного состава неона в некоторых горных породах был обнаружен заметный избыток ^{20}Ne — отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ достигало 11. Впервые этот феномен наблюдали Верховский и Шуколюков (1975) в сэдберите Мончегорского плутона, отличавшемся высокими концентрациями захваченных газов. Проанализировав несколько гипотез, выдвинутых для объяснения столь значительного избытка, авторы склонились к идее о глубинном, мантийном источнике аномального неона. Аналогичные экспериментальные данные и интерпретацию представили позднее Крэйг и Луптон, (Craig, Lupton, 1976), обнаружив избыток ^{20}Ne в океанических базальтах, и Ануфриев и др. (1976), наблюдавшие такой избыток в термальных флюидах зон современного вулканизма (рис. 5.6).

Некоторые следствия предложенной интерпретации представлялись сомнительными. Например, изотопный состав земного неона не мог быть объяснен в этом случае смешением неона известных земных источников, поскольку точки отсутствуют в области X (рис. 5.6). Поэтому приходилось делать труднодоказуемое предположение, что отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в мантии было негетогенным во времени и пониженные отношения наблюдались в прошлые геологические эпохи. Отношение $^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$ варьировало в газах, содержащих избыток ^{20}Ne , в тысячи раз при почти постоянном отношении в них ($^4\text{He}/^{24}\text{Ne}$)_{рад} — несоответствие, которое проще

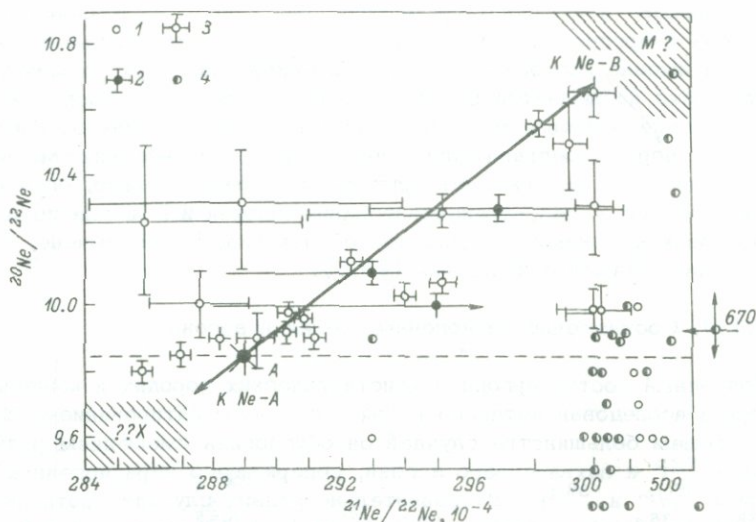


Рис. 5.6. Изотопный состав неона в разнообразных горных породах и природных газах (Mamyrin, Tolstikhin, 1984).

Данные из работ: 1 - Геохимия..., 1974; 2 - Craig, Lupton, 1976; 3 - Ануфриев и др., 1976, 1978; 4 - Верховский и др., 1977.

Если предположить, что неон в мантии находится вблизи *M*, то неон атмосферы *A* не мог образоваться путем смешения известных на Земле источников этого газа, поскольку в районе *X* точки отсутствуют.

всего объяснялось контаминацией многих образцов атмосферным неонem. Эти и некоторые другие соображения усиливали гипотезу о появлении повышенных значений $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ за счет масс-фракционирования атмосферного неона (Tolstikhin, 1978).

Такая гипотеза была по существу доказана в серии работ японских исследователей (Nagao et al., 1979, 1981), исследовавших природу повышенных отношений $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в термальных флюидах (85.5).

Детальное повторное изучение благородных газов в сэдберитах (Верховский и др., 1983) показало, что и ксенон в них - по крайней мере в некоторых образцах - имеет масс-фракционированный характер. Более того, и элементные соотношения благородных газов хранят следы воздействия такого процесса, причем захваченные сэдберитами благородные газы обогащены легкими элементами и изотопами. В цитируемой работе авторы приходят к заключению, что собственно процесс захвата летучих компонентов породами при их образовании и/или метаморфизме обуславливает масс-фракционирование благородных газов и их изотопов. Однако и это объяс-

нение природы изотопного масс-фракционирования, во всяком случае неона и аргона, не является убедительным. Аналогичные эффекты, а именно изотопное масс-фракционирование двух упомянутых газов, часто наблюдается в гидротермальных флюидах. Поскольку представление о появлении неона и аргона в гидротермах за счет дегазации пород, предварительно обогащенных масс-фракционированными газами, не выдерживает критики, то, следовательно, один и тот же процесс — масс-фракционирования должен иметь для пород и флюидов как минимум два разных объяснения. Не исключено, что одно из них окажется излишним (§5.5).

5.1.3. Соотношение радиогенных гелия и аргона

Изотопный состав аргона в кристаллических породах и минералах коры исследован детально в связи с $K-Ar$ датированием. В подавляющем большинстве случаев он обусловлен смешением радиогенного ^{40}Ar и захваченного аргона, содержащего нерадиогенные изотопы ^{36}Ar и ^{38}Ar . В сравнительно редких случаях соотношение $^{38}Ar/^{36}Ar$ (а иногда и $^{40}Ar/^{36}Ar$) свидетельствует о том, что захваченные атмосферные газы подверглись процессу масс-фракционирования (Krummenacher, 1970; Прасолов, 1976; §5.5). В некоторых минералах ^{36}Ar и ^{38}Ar возникли (частично) и в ходе ядерных процессов (§5.2).

Ниже мы подробнее остановимся лишь на отношении $(^{4}He/^{40}Ar)_{рад}$ в горных породах — источниках радиогенных изотопов в природных газах.

Дамон и Калп (Damon, Kulp, 1958), по-видимому, первыми использовали отношение $(^{4}He/^{40}Ar)_{рад}$ при обсуждении вопроса о природе избыточных гелия и аргона в бериллах. В дальнейшем это отношение рассматривалось преимущественно в природных газах, в частности, отмечалось, что даже весьма высокие отношения $(^{4}He/^{40}Ar)_{рад}$ не всегда связаны с изменением $(U+Th)/K$ отношения, а вполне могут быть обусловлены процессом миграции радиогенных изотопов из пород, поскольку установлено, что энергия миграции гелия из минералов практически во всех случаях существенно меньше, чем аргона (Морозова, Ашкинадзе, 1971). Таким образом, одна и та же порода с кларковым отношением радиоактивных элементов при сравнительно низких температурах будет терять преимущественно гелий, а при последующем высокотемпературном воздействии оставшийся в ней радиогенный аргон. Иными словами, теоретически одна и та же порода может служить источником радиогенных изотопов в отношении, изменяющемся от бесконечности до нуля.

Аппроксимация измеренных (рис. 5.7) в породах и минералах отношений $(^{4}He/^{40}Ar)_{рад}$ породы приводит к уравнению регрессии вида

$$(^{4}He/^{40}Ar)_{рад}^{пор} = 1.02.67 \left(\frac{U+0.25Th}{K} \right) 0.81; \quad (5.3)$$

погрешность аппроксимации $\sigma^2 = 0.27$.

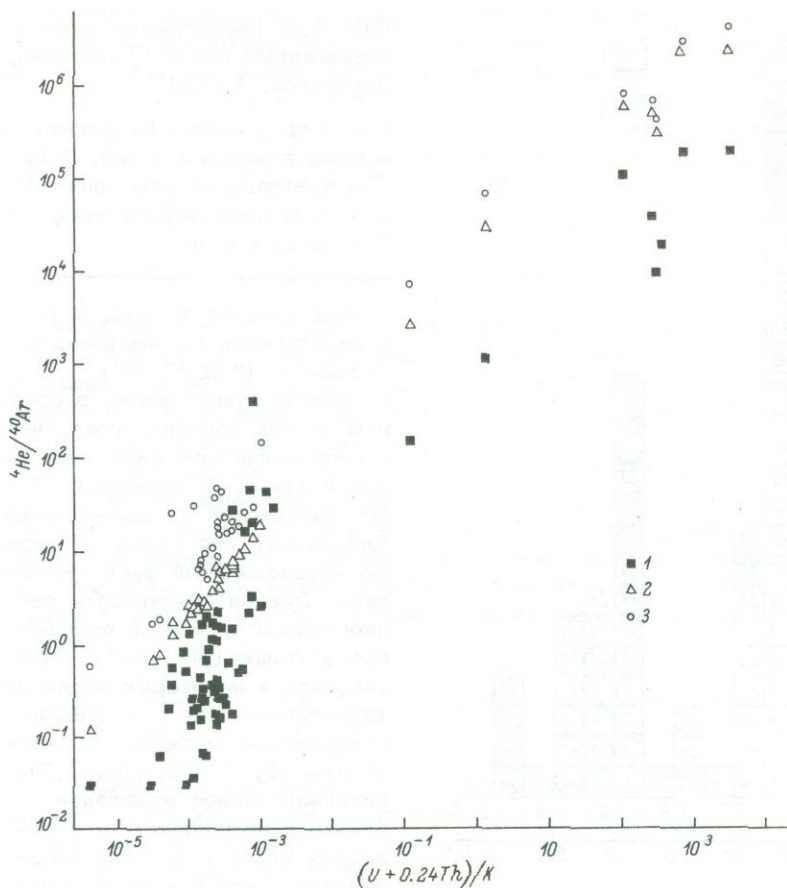


Рис. 5.7. Соотношение между радиоактивными элементами и радио-
генными газами в породах земной коры и в гипотетических газах,
выделившихся из этих пород (Толстихин, Друбейской, 1975).

1 - измеренные отношения $({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_{\text{рад}}$ в породах; 2 - расчи-
танные значения в соответствии с возрастом и содержанием радио-
активных элементов; 3 - отношения $({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_{\text{рад}}$ в газах, ге-
нетически связанных с породами (отношения потерянных породами
гелия и аргона).

Соответственно для гипотетических газов, выделившихся из
этих пород (минералов), имеем:

$$({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_{\text{газы}} = 10^{4.60} \left(\frac{U + 0.25\text{Th}}{K} \right)^{0.93}, \quad (5.4)$$

причем $\sigma^2 = 0.08$.

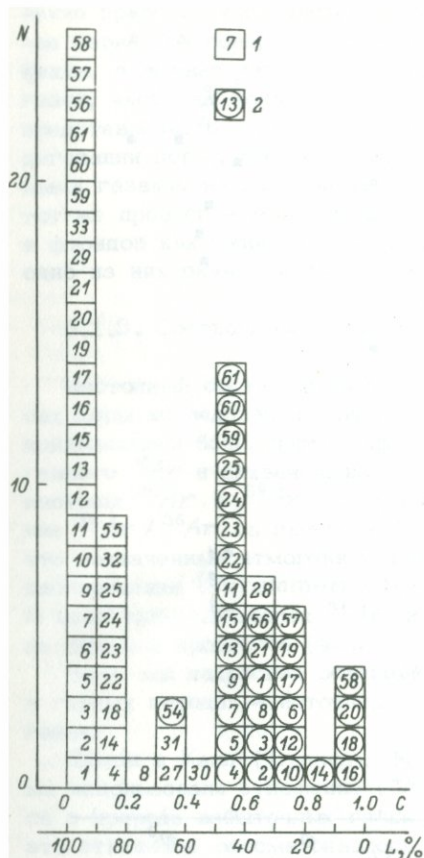


Рис. 5.8. Гистограммы потерь радиогенных газов (Толстихин, Друбейской, 1975).

1 - He; 2 - Ar. Номера приведены в подписи к рис. 5.1. C - коэффициент сохранности; L - доля потеряннного газа; N - число случаев.

Как следует из рис. 5.7 и результатов аппроксимации, отношение (${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$)_{рад} в породах существенно, в среднем на два порядка, ниже, чем в гипотетическом газе, связанном с этими же породами. Это обстоятельство не является неожиданным, оно отражает хорошо установленный факт существенно лучшей сохранности радиогенного аргона по отношению к гелию (рис. 5.8). Отметим, что в некоторых образцах, характеризующихся обычными отношениями материнских элементов (3, 7, 65, рис. 5.7), гелий-аргоновое отношение близко к полученному для калийных солей (!). Если предположить, что подобные образ-

цы в дальнейшем подвергнутся интенсивному разрушению и потеряют радиогенные изотопы, то в составе природных газов могут появиться аномально низкие отношения (${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$)_{рад}, ни в коей мере не связанные с нарушением в соотношении материнских элементов или с потоком подкорковых флюидов. Подобная ситуация может иметь место, например, при метаморфизме терригенных осадочных пород (уже характеризующихся низкими отношениями) в областях их значительного погружения и сравнительно высокого теплового потока.

Итак, в зависимости от характера распределения радиоактивных элементов в породах, их минерального состава, особенностей миграции радиогенных газов из минералов и геологической истории отношение (${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$)_{рад} в породе и в генетически связанном с ней газе может изменяться в широких пределах. Однако если перечисленные выше факторы являются в какой-то мере случайными и приводят к увеличению дисперсии гелий-аргонового отношения в породах и газах, то изменение отношения материнских элементов является постоянно действующим фактором, что и фиксиру-

ется зависимостью рис. 5.7. Увеличению отношения $(U + Th)/K$ на пять порядков соответствует такое же увеличение отношения дочерних изотопов, в уравнениях (5.3), (5.4) показатели степени у отношений радиоактивных элементов близки к единице.

Из приведенных выше данных можно сделать следующий важный вывод: при анализе вопроса о происхождении гелия во флюидах земной коры отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и $({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_{\text{рад}}$ следует интерпретировать совместно.

5.2. Изотопы благородных газов в минералах

Вариации изотопных составов благородных газов в горных породах и природных газах обусловлены в известной степени разнообразием минералов — конкретных „носителей“ газов. С таких позиций особенно интересны исследования распространенности благородных газов в обычных породообразующих минералах, из которых состоят обычные породы земной коры. Именно таким исследованиям и будет посвящено основное внимание в настоящем разделе (5.2.1). Однако для полноты картины будут также кратко обсуждены современные исследования благородных газов в минералах пегматитов (5.2.2), радиоактивных минералах и в минералах уникального создания природы — естественного ядерного реактора в Габоне (5.2.3).

5.2.1. Изотопы гелия, аргона и неона в мономинеральных фракциях горных пород

Содержание и изотопный состав газов определялись в породах, различающихся химическим и минеральным составом, возрастом, а также соотношением рассчитанных и экспериментально установленных соотношений изотопов.

В табл. 5.5 приведены результаты, полученные для гранита рапакиви (обр. 20, рис. 5.1), который характеризуется равенством $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{измер}} = ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{расч}} = 1.6 \cdot 10^{-8}$. Из таблицы видно, что содержания элементов (K, Li) и изотопов (${}^{40}\text{Ar}$, ${}^3\text{He}$), концентрирующихся в породообразующих минералах, находятся в соответствии с распределением этих элементов в породе. Напротив, баланс отсутствует для радиоактивных элементов (уран, торий) и радиогенного ${}^4\text{He}$, что, вероятно, связано с утерей части акцессорных минералов в процессе сепарации. Несмотря на это несоответствие, следующий неожиданный и важный факт может быть надежно установлен: отношения ${}^4\text{He}/(U + 0.24Th)$ изменяются существенно в породообразующих минералах, несмотря на почти полное постоянство отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$. Биотит и амфибол являются антиподами: эти минералы характеризуются резко различным содержанием ${}^4\text{He}$ (несмотря на примерно одинаковые концентрации U и Th):

Т а б л и ц а 5.5

Содержания изотопов гелия и аргона, радиоактивных элементов и лития в минеральных фракциях гранита рапакиви (обр. 20, рис. 5.1)

Фракция	Содержание в минерале*							Содержание минерала в породе, %
	^3He	^4He	^{40}Ar	K	Li	U	Th	
Ортоклаз	0,8	2	960	10,9	6,0	2,5	2,7	56
Биотит	2,3	18	622	6,4	620	7,2	4,8	3
Плагиоклаз	1,35	27	17,2	0,155	10	5,9	5,3	10
Кварц	0,3	2	11,4	0,186	12	5,1	3,0	30
Амфибол	16,6	368	135	1,31	37	3,5	12,7	1
Циркон	50	25.10 ³	6,4	-	-	990	150	0,003
Валовая проба: рассчитано по минераль- ным фракци- ям	0,91	9,4	565	6,43	27,4	3,74	3,18	
измерено	1,23	85	515	5,06	36	6,7	35	

* Единицы величин: ^3He - 10^{-12} , ^4He , ^{40}Ar - 10^{-6} см³·г⁻¹, табл. 5.5-5.7 заимствованы из работы Герлинга и др. (1976).

Т а б л и ц а 5.6

Содержание изотопов гелия и аргона, радиоактивных элементов и лития в минеральных фракциях диорито-гнейса (обр. 25, рис. 5.1)

Фракция	Содержание в минерале*							Содержание минерала в породе, %
	^3He	^4He	^{40}Ar	K	Li	U	Th	
Биотит	18	83	1100	7,4	64	0,8	4,0	20
Плагиоклаз	4,6	19	33	0,132	0,6	1,0	3,0	60
Кварц	5,3	29	64	0,14	0,1	0,8	2,7	10
Амфибол	250	1250	111	0,6	17	1,0	9,0	9
Хлорит	9,4	39	25	0,2	6,4	0,6	5,6	1
Валовая проба: рассчитано по минераль- ным фракци- ям	29,6	144	257	1,64	15	0,93	3,7	
измерено	32	145	350	1,6	15	1,3	6,0	

* См. сноску к табл. 5.5.

$$\frac{{}^4\text{He}/(U + 0.24Tn)_{\text{амфибол}}}{\text{биотит}} = 25,8. \quad (5.5)$$

Более того, отношение ${}^3\text{He}$ к своему „материнскому“ элементу литию в амфиболе на два порядка (!) выше, чем в биотите:

$$\frac{({}^3\text{He}/\text{Li})_{\text{амфибол}}}{({}^3\text{He}/\text{Li})_{\text{биотит}}} = 120. \quad (5.6)$$

Биотит содержат почти весь литий в породе и в то же время наименьшее количество легкого изотопа гелия. Следует подчеркнуть, что оба минерала характеризуются одинаковыми Ar/K отношениями, равными соответственно 9,7 и 10,3 ($10^{-3} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$) для биотита и амфибола. Качественно эти результаты могут быть объяснены следующим образом:

1) ${}^3\text{H}$ (${}^3\text{He}$) образовался в минералах по реакции ${}^6\text{Li} + n \rightarrow \alpha + {}^3\text{H} + Q$;

2) энергия реакции ($Q = 4.8 \text{ МэВ}$) превращается в кинетическую энергию тритона [$Q({}^3\text{H}) = 2.75 \text{ МэВ}$] и α -частицы [$Q(\alpha) = 2.05 \text{ МэВ}$];

3) длина трека тритона гораздо больше, чем толщина монослоя кристаллической структуры биотита, и атомы ${}^3\text{H}$ (${}^3\text{He}$) могут мигрировать из минерала вдоль трека и затем между слоями кристаллической структуры.

Ситуация с ${}^4\text{He}$ может быть объяснена аналогичным образом, если допустить, что уран и торий в биотите частично рассеяны или находятся в виде мелких минералов, меньших, чем длина пробега α -частицы. В этом случае для части атомов ${}^4\text{He}$ возникает та же ситуация, что и для всех атомов ${}^3\text{He}$. Сказанное находится в хорошем соответствии с приведенными выше „отношениями отношений“ (5,5) и (5,6).

Пример с гранитом рапакиви показывает, что полное совпадение рассчитанных и измеренных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ не должно наблюдаться всегда в связи с разными потерями изотопов гелия породообразующими и аксессуарными минералами. Минеральный состав породы может влиять на измеряемые в ней отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в сохранившемся радиогенном гелии. Лучше других минералов сохраняет гелий амфибол.

Изучение мономинеральных фракций другой древней породы (ее возраст составляет $2,8 \cdot 10^9$ лет) — диорито-гнейса (Кольский полуостров, обр. 25, рис. 5.1) — подтверждает сделанные выше заключения: так же как и в граните рапакиви, в гнейсе более 80% лития связано с биотитом (табл. 5.6) и в то же время биотит содержит менее 10% ${}^3\text{He}$. Практически весь гелий (оба изотопа) сконцентрирован в амфиболе, несмотря на сравнительно малый вклад урана, тория и лития, вносимый этим минералом. Заметим, что в диорито-гнейсе отношение $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{изм}} = 0,20 \cdot 10^{-6}$, в то время как рассчитанное в 40 раз меньше ($0,005 \cdot 10^{-6}$). Высокое

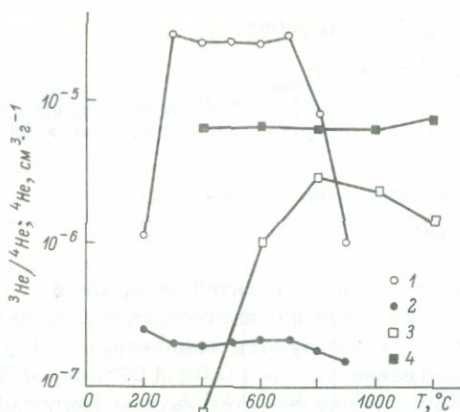


Рис. 5.9. Количество и изотопный состав гелия, выделенного ступенчатым нагревом из диорито-гнейса и оливинового габбро-норита (показано кружками и квадратами соответственно).

1, 3 - количества гелия, выделенного из диорито-гнейса и оливинового габбро-норита соответственно; 2, 4 - отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в гелии диорито-гнейса и оливинового габбро-норита соответственно.

содержание обоих изотопов гелия невозможно объяснить с позиций их радиогенного происхождения: возраст амфибола, определенный по отношению $(U+Th)/{}^4\text{He}$, заметно больше, чем рассчитанный по K/Ar отношению; наблюдаемое содержание ${}^3\text{He}$ в амфиболе в 30 раз выше расчетного. Захваченная компонента, видимо, достаточно прочно удерживается породой, поскольку отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в температурных фракциях постоянно (рис. 5.9) и следы чисто радиогенного гелия с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-8}$ незаметны.

Примером сравнительно древней породы (возраст 400-700 млн. лет), сохранившей мантийный гелий, является оливиновый габбро-горит (табл. 5.7, обр. 3.4, рис. 5.1) из Сангиленского массива (Саяны). Для этой породы измеренное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ составляет $6.7 \cdot 10^{-6}$, в то время как рассчитанное в 2000 раз меньше. Примечательно, что почти весь гелий и в этой породе приурочен к темноцветной фракции, содержащей амфибол. Порода отличается и сравнительно высокой концентрацией ${}^4\text{He} = 7.1 \cdot 10^{-6}$ см³/г.

Исследование мономинеральных фракций карбонатов было предпринято с целью выделить минералы, которые наилучшим образом сохраняют сравнительно высокие концентрации захваченного гелия и дальнейшее исследование которых может оказаться полезным для реставрации начальных изотопных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и на их основе суждения об источнике летучих компонентов карбонатов. Как видно из табл. 5.8, наиболее высокие содержания гелия характерны для пироксена. Так, содержание ${}^4\text{He}$ в пироксене из диопсид-эгиринового карбоната (Ковдор, обр. 15) почти в 20 раз

Т а б л и ц а 5.7

Содержание изотопов гелия и аргона, калия и лития в минеральных фракциях оливинового габбро-норита (обр. 34, рис. 5.1)

Фракция	Содержание в минерале*					Содержание минерала в породе, %
	^3He	^4He	^{40}Ar	K	Li	
Плагиоклаз	1,39	0,19	7,3	0,26	3	65
Оливин	10,4	1,4	0,84	0,071	5,5	15
Клинопироксен+ +гиперстен	1,07	16	0,86	0,061	4,5	15
Гиперстен+амфибол+ +клинопироксен	280	42	9,1	0,43	-	5
Валовая проба: рассчитано по минеральным фракциям	32	4,8	5,5	0,21	3,5	
измерено	47	7	6,0	0,17	5	

* См. сноску к табл. 5.5.

выше, чем в биотите из той же породы, а содержание ^3He в пироксене превосходит такое в кальците в 100 раз и в биотите в 150 раз (!). В образце карбонатита из массива Озерная Варака пироксен также характеризуется существенно большим содержанием обоих изотопов гелия, чем другой минерал этой породы — кальцит. Такой результат находится в хорошем соответствии с опубликованными и приведенными выше данными и позволяет рекомендовать темноцветные минералы, прежде всего пироксены и амфиболы, в качестве наиболее перспективных для исследования захваченных благородных газов.

Наиболее высокое значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, как уже отмечалось выше, было обнаружено в доломите из карбонатита массива Себлявр. Такое значение близко к изотопному составу гелия в обедненной мантии и может рассматриваться как убедительный аргумент в пользу происхождения по крайней мере части летучих компонентов карбонатитов в глубинном подкоровом резервуаре. Заметим, однако, что даже в этом рекордном образце содержание захваченного ^3He примерно в 5 раз ниже, чем в пироксене из обр. 15.

Результаты измерения изотопного состава неона в минеральных фракциях не позволяют пока уточнить наши представления о природе избытка ^{20}Ne в карбонатитах. Из табл. 5.8 видно, что отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ во фракциях и в валовой пробе близки. Если даль-

Т а б л и ц а 5.8

Содержание и изотопный состав гелия, неона и аргона в минеральных фракциях карбонатитов
(Изотопы..., 1985)

Номер образца	Порода, минерал	Изотопное отношение				Содержание, см ³ ·г ⁻¹		
		³ He/ ⁴ He, 10 ⁻⁶	²⁰ Ne/ ²² Ne	²¹ Ne/ ²² Ne	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴ He, 10 ⁻⁶	²⁰ Ne, 10 ⁻⁹	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁶
8	Карбонатит, Озерная Варака, вал	0.52	10.4	0.035	1890	120	3.0	15
8.1	Пироксен	0.56	-	-	-	198	5	-
8.2	Кальцит	0.40	9.9	0.041	885	56	0.82	15
9	Карбонатит доломитовый Себлявр, вал	7.9	10.1	0.035	802	27	2.4	7.1
9.1	Доломит	11.2	10.8	0.04	349	22	4.0	37
9.2	Пирротин	4.3	-	-	383	4.4	0.15	0.9
9.3	Анкерит	1.98	10.4	0.060	959	27	3.0	9.5
15	Карбонатит диопсид-эгириновый, Ковдор, вал	4.3	11.0	0.048	15000	130	2.7	71
15.1	Пироксен	5.5	-	0.039	7250	191	1.5	16.9
15.2	Биотит	0.64	-	-	50000	11	0.43	157
15.3	Кальцит с примесью ортоклаза	0.77	-	0.041	7400	14.7	7.1	128

нейшие анализы подтвердят такое распределение изотопов неона, их можно будет рассматривать как указание на захват минералами уже профракционировавших газов. Однако для надежных выводов необходимы дальнейшие высокоточные измерения.

Анализируя содержание и изотопный состав аргона в мономинеральных фракциях, можно еще раз подчеркнуть, что диопсид-эгириновыми карбонатитами Ковдора был действительно захвачен существенно радиогенный аргон. Примерная оценка отношения $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ в пироксене — главном концентрате захваченных газов — приводит к значениям 2000—4000, редко встречаемым в природных газах. Напротив, изотопный состав аргона в доломите из обр. 9 близок к атмосферному, что можно объяснить, по-видимому, контаминацией образца атмосферным аргоном. В то же время доломит характеризуется наиболее высоким отношением $^3\text{He} / ^4\text{He}$, намного превышающим атмосферное значение. Принимая, что в атмосфере Земли 365 млн. лет назад отношение $^3\text{He} / ^{36}\text{Ar}$ не отличалось от современного и составляло $0,23 \cdot 10^{-6}$, можно, используя приведенные в табл. 5.8 данные для доломита, оценить количество атмосферного гелия, захваченное минералом вместе с ^{36}Ar , а именно $0,02 \cdot 10^{-12}$ см³/г — неизмеримо меньше наблюдаемой концентрации этого изотопа. Этот пример еще раз наглядно иллюстрирует принципиальное различие между поведением гелия и других благородных газов в природе, связанное с убеганием гелия и из атмосферы Земли.

Подводя итог разделу, полезно отметить, что породообразующие минералы теряют гелий и другие благородные газы различно. Амфибол и биотит являются, если иметь в виду гелий, антиподами: амфибол удерживает гелий почти так же хорошо, как аргон, биотит теряет оба изотопа гелия практически полностью. Породы, богатые амфиболом (пироксеном), могут считаться наиболее подходящими для изучения генезиса захваченных летучих компонентов.

5.2.2. Изотопы благородных газов в минералах пегматитов

Некоторые минералы пегматитов, особенно обладающие кольцевыми структурами, являются идеальными „пробоотборниками“ природных флюидов; они способны захватывать сравнительно большие количества благородных газов и сохранять их в течение миллиардов лет. Естественно, что интерес к исследованиям благородных газов в этих своеобразных минералах не ослабевает вот уже на протяжении почти 40 лет — со времени пионерской работы Алдрича и Нира (Aldrich, Nier, 1948), исследовавших изотопный состав гелия в бериллах и сподуменах.

Исследования изотопного состава гелия, выделенного из бериллов (Aldrich, Nier, 1948; Mamyrin, Tolstikhin, 1984), показали, что отношения $^3\text{He} / ^4\text{He}$ варьируют в широком диапазоне ($0,02 \div 1$) $\cdot 10^{-6}$ (табл. 5.9).

Количественная интерпретация изотопных отношений $^3\text{He} / ^4\text{He}$ в бериллах затруднена присутствием в них двух типов гелия: преж-

Т а б л и ц а 5.9

Содержание и изотопный состав гелия в бериллах
(Aldrich, Nier, 1948; Mamyrin, Tolstikhin, 1984)

Номер образца	Местонахождение	${}^4\text{He}$, 10^{-6} $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6}
1	Финляндия, Ераджави	18000	0,05
2	Финляндия, Кимито	11000	0,05
3	США, Южная Дакота	22000	0,12
4	Швеция, Лапландия	23000	0,18
5	США, Новый Хэмпшир	4000	1,2
6	СССР, Сибирь	7000	0,20
7	То же	39000	0,023
8	СССР, Вольнь	1700	1,1
9	СССР, Кольский полуостров	7400	0,30
10	То же	1600	0,11
11	СССР, Карелия	25000	0,29

де всего избыточного гелия и „собственного“, радиогенного. Исходный изотопный состав избыточного гелия неизвестен, и, поскольку могли существовать потери газов минералами, неизвестна доля сохранившегося радиогенного гелия, т.е. нет ясности, с чем следует сравнивать результаты расчета. Качественные рассуждения приводят к следующему представлению. Если избыточный гелий образовался в пределах земной коры, то его изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ должно быть существенно ниже, чем для гелия, возникшего непосредственно в берилле, поскольку: а) бериллий характеризуется максимальным выходом нейтронов при (α, n)-реакциях (Естественный..., 1966); б) содержания лития в бериллах высоки. Такое представление как будто бы подтверждается полученными результатами: чем ниже содержания гелия, тем выше должен был бы быть вклад радиогенного гелия и тем выше наблюдаемое отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. В обр. 7 с максимальным содержанием гелия (табл. 5.9) отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ соответствует среднему для газов древней континентальной земной коры (§5.5). Нельзя исключить, однако, и возможность захвата бериллами гелия с повышенным отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$.

Результаты ступенчатого отжига гелия в бериллах свидетельствуют об одинаковом положении обоих изотопов гелия в кристаллической решетке минералов; лишь небольшая часть выделяющегося при высоких температурах гелия отличается по изотопному составу от гелия минералов в целом (табл. 5.10).

Наиболее высокими изотопными отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (вплоть до $\sim 10^{-5}$) среди минералов коры характеризуются литиевые минералы сподумены, содержащие обычно кроме радиогенного некоторые количества избыточного гелия.

Таблица 5.10

Отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, 10^{-6} , и концентрации гелия, 10^{-6} см 3 ·г $^{-1}$, полученные при ступенчатом нагреве (Mamyrin, Tolstikhin, 1984)

Номер образца	Место отбора проб	Возраст, млн. лет	Определяемая величина	Температурный интервал, °C				
				200-400	400-600	600-800	800-1000	1000-1200
1	Сибирь	350	He ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	1220 0,18	3630 0,19	750 0,21	10 0,25	1 0,23
2	"	390	He ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	5930	20200	5110	2,2	3,7
3	Украина	$1.8 \cdot 10^3$	He ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	~ 1310	0,027 5830	0,025 265	0,32 9,7	0,11 3,1
4	"	$1.8 \cdot 10$	He ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	0,32 57	0,3 540	0,3 560	0,10 95,5	0,05 0,4
			${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	0,89	1,2	1,05	0,89	1,18

Таблица 5.11

Изменение изотопного состава гелия при динамическом отжиге сподумена (Mamyrin, Tolstikhin, 1984)

Температура, °C	200	300	540	640	720	840	970
$({}^3\text{He}/{}^4\text{He}), 10^{-6}$	0,8	2,5	10,3	6,1	2,9	2,0	1,2

Благодаря высоким концентрациям лития в сподуменах доля нейтронов, реагирующих именно с Li, достигает в этих минералах максимально возможного значения ~ 1 , что приводит к увеличению изотопных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в радиогенном гелии в 30–50 раз по сравнению с обычными породами, т.е. к появлению отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, близких к 10^{-6} . Поскольку минералы могут облучаться нейтронным потоком, генерируемым вмещающими породами, в них может возникнуть гелий с еще более высокими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$.

При динамическом отжиге изотопов гелия из сподумена оказалось, что изотопный состав гелия в температурных фракциях существенно варьирует (табл. 5.11). Из таблицы видно, что образовавшийся в минерале по реакции (2.3) радиогенный ${}^3\text{He}$ освобождается преимущественно при температурах около 500 °C; низко- и высокотемпературные фракции характеризуются существенно меньшими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Эти данные свидетельствуют, вероятно, о разном положении радиогенных и захваченных атомов гелия в кристаллической структуре сподумена.

Изучение изотопного состава неона в бериллах (Верховский и др., 1976, 1983) показало, что в этих минералах присутствуют две компоненты неона – захваченный нерадиогенный неон и радиогенные изотопы ${}^{21}\text{Ne}$ и ${}^{22}\text{Ne}$ (табл. 5.12).

При содержаниях $U \approx 10^{-6}$ г·г $^{-1}$ за время, равное возрасту минералов, в них могло возникнуть $\leq 10\%$ от наблюдаемых концен-

Т а б л и ц а 5.12

Изотопы неона в бериллах (Верховский и др., 1983)

Номер образца	Место отбора*	Изотопные отношения		Содержание изотопов				
		$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$10^{-10}\text{ см}^3\cdot\text{г}^{-1}$			$10^{-3}\text{ см}^3\cdot\text{г}^{-1}$	$\frac{^4\text{He}}{^{21}\text{Ne}_{\text{РАА}}}$
				$^{21}\text{Ne}_{\text{РАА}}$	$^{22}\text{Ne}_{\text{РАА}}$	^{20}Ne	^4He	
1	Воронья тундра, Кольский полуостров	7.75	0.233	9.2	9.4	340	10	1.1
2	Шонгуйское месторождение, Кольский полуостров	6.67	0.66	39	20	420	2.8	0.07
3	Там же, другой образец	9.61	0.281	5.5	0.6	210	4.5	0.82
4	Сибирь	4.03	0.139	5.3	25	170	6.0	1.1

* Возраст обр. 1, 2 (3) и 4 составляет 2,9, 2,0 и 0,35 млрд. лет.

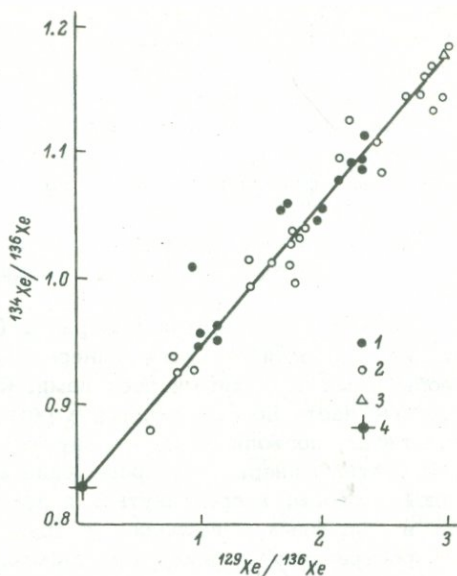
Рис. 5.10. Изотопный состав ксенона в бериллах (Верховский и др., 1983).

1 - валовые пробы; 2 - температурные фракции; 3 - ксенон земной атмосферы; 4 - ксенон, образующийся при спонтанном делении ^{238}U .

траций радиогенных изотопов неона. Отношение $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ в трех из четырех представленных в таблице образцов близко к теоретической оценке - см. формулу (2.13); соотношение радиогенных изотопов $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ также находится в пределах значений, наблюдавшихся для пород и фторсодержащих минералов (Геохимия ..., 1974).

Еще ранними работами (Damon, Kulp, 1958; Гинзбург, Пантелеев, 1971 и др.) было установлено, что бериллы содержат значительные избытки радиогенного аргона, причем многие образцы характеризуются и весьма высокими отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, достигающими 50 000, - существенно более высокими, чем в обычных природных флюидах. Эти данные свидетельствуют о формировании пегматитовых тел, содержащих бериллы, в закрытых системах, достаточно хорошо изолированных от воздействия атмосферных флюидов. В то же время соотношения радиогенных ($^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$)_{рад} в бериллах варьируют в том же диапазоне, что и в природных газах континентальной коры, в основном в пределах 1-20.

В последние годы (Верховский и др., 1983; Rare gases..., 1984) в бериллах была определена гамма инертных компонентов, включая ксенон. Для некоторых минералов характерны значительные концентрации радиогенных изотопов ксенона - продукта спонтанного деления ^{238}U (рис. 5.10). Важным результатом этих последних работ было обнаружение сильного фракционирования как радиогенных, так и атмосферных изотопов благородных газов, причем захваченные бериллами (и другими исследованными минералами этого типа, например кордиеритами) газы обогащены легкими изотопами. Вопрос о процессе, ответственном за элементное масс-фракционирование благородных газов, содержащихся в циклосиликатах, пока не ясен. Некоторые исследователи склоняются к мысли, что основную роль сыграл сам процесс захвата газов, в ходе которого происходило фракционирование в зависимости от размера атома и/или его массы. С другой стороны, можно считать доказанным, что, во-первых, флюиды обычно обогащены легкими радиогенными газами по сравне-



нию с породами, в которых они генерируются, и, во-вторых, существует элементное и изотопное фракционирование благородных газов, никоим образом не связанное с процессами захвата и консервации газов породами и минералами (разд. 5.1.3 и 5.5.5). В свете вышесказанного одной из актуальных задач современных исследований является идентификация процесса, ответственного за изотопное и элементное фракционирование в газовой фазе.

5.2.3. Изотопы благородных газов в радиоактивных и некоторых других минералах; феномен Окло

Уже в ранних работах Везерилла (Wetherill, 1954) было показано, что радиоактивные минералы содержат благородные газы с необычными изотопными составами. Обилие радиогенных изотопов, которые часто не фиксируются в обычных горных породах и природных газах, позволило глубже изучить ядерные процессы, протекающие в этих минералах и приводящие к изотопным аномалиям, — с одной стороны, и продвинуться в понимании процессов миграции газов в природных минералах — с другой. Главный вклад в изучение распространенности изотопов благородных газов в радиоактивных минералах внесли многочисленные работы Ю.А. Шуколюкова и его коллег (Шуколюков, 1970; Шуколюков, Левский, 1972; Геохимия..., 1974; Шуколюков и др., 1976; Шуколюков, Данг Ву Минь, 1977; Ашкинадзе, 1980 и др.). Обзор этих работ выходит за рамки настоящего раздела, в котором будет представлена лишь краткая сводка основных результатов.

Результаты первого определения изотопного состава гелия в урановых минералах были опубликованы Хлопиным и Герлингом (1948) и подтверждены последующими работами (Мамырин, Толстихин, 1981); отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в таких минералах оказалось предельно низким, $\sim 10^{-10}$ – 10^{-11} .

Низкая распространенность легкого изотопа ^3He в урановых минералах связана с особенностями их химического состава. Малые (по сравнению, например, с гранитами) содержания кремния, алюминия и других легких элементов приводят к соответствующему уменьшению выхода нейтронов в результате (α, n)-реакций. В уранинитах и смолках нейтронный поток формируется в основном за счет спонтанного и нейтронно-индуцированного деления изотопов урана, и выход нейтронов в этих минералах при нормировании на α -частицу в 2–5 раз ниже, чем в гранитах (Естественный..., 1966). Резонансное поглощение нейтронов ураном существенно снижает вероятность достижения нейтроном тепловых энергий. Так, ^{238}U обладает довольно резкими резонансными максимумами поглощения для относительно медленных нейтронов (в области 10 Эв). Вероятность избежать резонансный захват в уранитовых минералах снижается до 0,2–0,4 (для гранитов эта величина достигает $\sim 0,8$), т.е. в 2–4 раза. Низкое содержание лития в уранитовых минералах и высокое редких земель — активных поглотителей тепловых нейтронов приводит к уменьшению ожидаемого отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ еще

приблизительно на порядок по сравнению со средним гранитом. Учитывая все приведенные выше оценки, приходим к выводу, что изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в урановых минералах должно быть в 40–200 раз ниже, чем в гранитах, что находится в согласии с экспериментальными данными.

Благодаря интенсивным потокам α -частиц в радиоактивных минералах образуются большие количества радиогенных изотопов неона. В некоторых минералах отношения ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ и ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ заметно отличаются от атмосферных значений, приближаясь к 0,2 (Wetherill, 1954). Измеренные содержания ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ достигают $0,4 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, а рассчитанные значения составляют $5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, причем наблюдается прямая корреляционная связь между рассчитанными значениями и измеренными исправленными на потери неона (Геохимия ..., 1974). Соотношения радиогенных изотопов (${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$)_{рад} варьируют в пределах 0,1–100 в соответствии с расчетными оценками (§2.3) и со значениями этого отношения в природных газах. Отношение (${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$)_{рад} существенно варьирует и при ступенчатом отжиге газов из радиоактивных минералов. Особенно большой эффект обнаружен при отжиге неона из самарскита (от 0,1 до 0,6), что объясняется существенно различным положением кислорода и фтора в кристаллической решетке этого минерала (Ашкинадзе и др., 1973). В целом можно констатировать, что наблюдаемые количества и соотношения радиогенных изотопов неона в радиоактивных минералах согласуются с изложенными в § 2.3 представлениями об их генерации в ядерных реакциях, инициируемых процессами радиоактивного распада.

Более неопределенная ситуация сложилась при интерпретации изотопного состава аргона в урановых минералах. В отличие от оценок, сделанных для „средней“ породы (разд. 2.3.3), отношение ${}^{38}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в таких минералах существенно, иногда на порядок величины, выше, чем в воздухе, т. е. превышает теоретическую оценку до 100 раз. Такое несоответствие объясняется специфическим химическим составом радиоактивных минералов, приводящим к сильному уменьшению потока тепловых нейтронов по сравнению с потоком α -частиц, как это уже обсуждалось выше, при анализе причин появления исключительно низких отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Снижение нейтронного потока приводит соответственно к снижению вклада ${}^{36}\text{Ar}$ по сравнению с ${}^{38}\text{Ar}$ (табл. 2.4). Поскольку оба малораспространенных изотопа возникают в ядерных реакциях, существует проблема учета влияния атмосферного аргона. Эта проблема обсуждалась в работе Шуколюкова (1970): наиболее эффективным ее решением является оценка количества радиогенного ${}^{36}\text{Ar}$ по содержанию ксенона – продукта нейтронно-индуцированного деления урана-235 и хлора

$$\frac{\text{Xe}_{nf}}{{}^{36}\text{Ar}(Cl)} = \frac{\sigma_{235} Y(\text{Xe}_{nf}) {}^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1)}{\sigma_{35} \lambda_{235} Cl_{35} t} \quad (5.7)$$

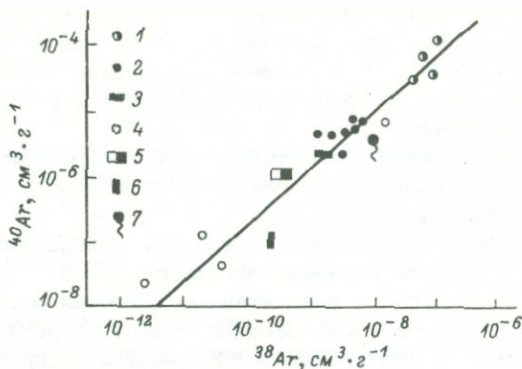


Рис. 5.11. Зависимость между содержанием радиогенных ^{40}Ar и ^{38}Ar в различных радиоактивных минералах (Ашкинадзе, 1980).

1 - ураниниты ($2.0 \cdot 10^9$); 2 - настуран ($0.2 \cdot 10^9$); 3 - менделеевит ($0.4 \cdot 10^9$); 4 - тухолиты ($0.6 \cdot 10^9$); 5 - монацит ($0.5 \cdot 10^9$); 6 - эвксенит ($0.6 \cdot 10^9$); 7 - настуран ($0.6 \cdot 10^9$). Около названия минерала указан его возраст в годах.

Вычисленный по формуле (5.7) $^{36}\text{Ar}(Cl)$ вычитался из измеренного количества этого изотопа в минерале и разность использовалась для введения поправки за атмосферный ^{38}Ar . Обычно такая поправка достаточно мала и количества радиогенного ^{38}Ar надежно определяются даже и при отсутствии анализов хлора.

Одним из удивительных результатов исследований является отсутствие корреляции приведенной к 1 г урана концентрации ^{38}Ar в минералах и концентрации хлора в них. Корреляция не наблюдается и после внесения поправок на радиогенный $^{38}\text{Ar}(Cl)$. Однако еще более удивительным (Шуколюков, 1970; Ашкинадзе, 1980) является постоянство отношения $(^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar})_{\text{рад}} \approx 1000$ (рис. 5.11), причем $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в некоторых образцах является избыточным по отношению к калию и известному из априорных данных возрасту минералов; ^{38}Ar , напротив, потерян минералами; концентрация урана в исследованных минералах изменяется более чем на два порядка; возраст минералов изменяется от 0.2 до 2.0 млрд. лет; сами концентрации радиогенных ^{40}Ar и ^{38}Ar варьируют в пределах четырех порядков. Проблема изотопии аргона в радиоактивных минералах пока не решена. Отвлекаясь от экзотических объяснений (Шуколюков, 1970), подчеркнем, что причина малых вариаций отношения $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$, по всей видимости, кроется в составе, строении и истории этих необычных минералов.

В фундаментальной работе Ю.А. Шуколюкова (1970), в частности, показано, что изотопный состав ксенона - продукта деления ядер урана - в значительной мере определяется особенностями состава радиоактивных минералов. Например, в тех случаях, когда концентрации редкоземельных элементов - основных поглотителей

Т а б л и ц а 5.13

Изотопный состав ксенона из радиоактивных и теллурсодержащих минералов*

Номер образца	Минерал, местоположение	Изотопный состав ксенона, %								Ссылка	
		^{124}Xe	^{126}Xe	^{128}Xe	^{129}Xe	^{130}Xe	^{131}Xe	^{132}Xe	^{134}Xe		^{136}Xe
1	Ловчоррит, Хибины, СССР	-	-	-	2.7	-	10.0	20.8	29.0	37.3	Шуколюков, 1970
2	Уранинит Г4, СССР	-	-	-	1.1	-	6.4	22.6	32.7	37.8	Там же
3	Самарскит, Забайкалье, СССР	-	-	-	0.46	-	3.62	23.7	32.7	39.4	"
4	Настуран из зоны цепной ядерной реакции, Окло, Габон, Африка	-	-	-	3.77	-	12.0	21.4	34.3	27.5	Поиски..., 1980
5	Вторичный слюдоподобный минерал из валовой пробы, там же XX	-	-	-	5.33	-	9.6	62.2	16.9	5.93	Шуколюков и др., 1979
6	Природный теллур	0.041	0.037	0.826	16.97	49.09	13.1	11.5	4.54	3.86	Kirsten et al., 1983
7	Ксенон земной атмосферы	0.096	0.090	1.92	26.44	4.08	21.18	26.89	10.44	8.87	См. табл. 1.2

* В результаты измерения изотопного состава Xe из обр. 1-5 внесена поправка на атмосферный ксенон.

** В таблице приведен рассчитанный изотопный состав загадочного ксенона из месторождения Окло.

нейтронов – велики, вклад процесса нейтронно-индуцированного деления ^{235}U существенно снижается (табл. 5.13). В урансодержащих силикатных минералах и в оксидах урана содержание редкоземельных элементов невелико; например, в оксидах урана отношения редкоземельных элементов к урану составляют 0,05 и ниже. Соответственно в этих минералах (обр. 1 и 2) значителен вклад нейтронно-индуцированного ксенона, который отчетливо фиксируется в распространенности изотопа ^{131}Xe (табл. 1.4). Напротив, титанотанталниобаты отличаются весьма высокими отношениями редких земель к урану, достигающими 3 и более; в таких минералах вклад нейтронно-индуцированного ксенона мал (обр. 3, табл. 5.13). Таким образом, соотношение длительных компонентов ксенона является чутким индикатором вариаций нейтронного потока в минералах. С другой стороны, если однотипные минералы облучаются одинаковым нейтронным потоком, выход изотопов Xe_{nf} пропорционален концентрации урана; выход же изотопов Xe_{sf} (в предположении, что потери Xe_{sf} невелики) пропорционален концентрации урана и возрасту минерала; соотношение спонтанного и нейтронно-индуцированного (в настоящее время) ксенона является функцией возраста минерала. Своеобразный $\text{Xe}_{nf} - \text{Xe}_{sf}$ метод определения возраста урансодержащих минералов был предложен и развит в течение последнего десятилетия Ю.А. Шуколюковым и сотрудниками (см., например, Новые возможности ..., 1977).

Пока не получила объяснения изотопная аномалия ксенона, обнаруженная в уникальном произведении природы – естественном ядерном реакторе уранового месторождения Окло, Габон, Африка (Шуколюков и др., 1979; Поиски ..., 1980). В настурине из активной зоны реактора был обнаружен обычный ксенон – продукт нейтронно-индуцированного деления урана. В отличие от других образцов в Окло эта компонента явно преобладает – около 99% ксенона деления возникло в результате „работы“ реактора. Однако в валовой пробе породы, отобранной из месторождения, был обнаружен небольшой избыток ^{132}Xe . В дальнейшем методами дифференциального растворения и ступенчатого отжига газов из этой пробы был выделен сплюсноподобный минерал – носитель аномального по изотопному составу ксенона, существенно обогащенного изотопом ^{132}Xe . Измеренные отношения $^{132}\text{Xe} / ^{136}\text{Xe}$ в нем после внесения поправки на атмосферный ксенон достигали 6, в то время как в обычном ксене деления это отношение близко к 2/3 (табл. 5.13). Экстраполяция большого числа выполненных изотопных анализов позволила авторам оценить изотопный состав необычного ксенона во вторичном минерале, который и приведен в табл. 5.13 (Шуколюков и др., 1979). Одновременно были выполнены также изотопные анализы калия (показавшие, что минерал образовался после завершения цепной ядерной реакции в Окло) и бария (в изотопном составе которого также не было обнаружено отклонений, что позволило отнести одну из выдвинутых ранее гипотез о появлении аномального ксенона в результате ядерных реакций на изотопах этого элемента). Поиски аномального ксенона в других, достаточно древних место-

рождениях (содержавших ранее уран, относительно богатый изотопом ^{235}U) не привели к положительному результату (Поиски..., 1980).

Интерпретируя полученные данные, авторы склоняются к предположению, что в ходе ядерной реакции в Окло возник сверхтяжелый делящийся изотоп – прогенитор аномального ксенона. Геохимические особенности этого изотопа обусловили его концентрацию во вторичном минерале, где он впоследствии и распался с возникновением специфического по изотопному составу ксенона (Шуколюков, 1979). Однако не исключено и другое, менее экзотическое объяснение: поскольку при делении возникает не непосредственно ксенон, а цепочка радиоактивных изотопов, одни из них, покинув собственно урановый минерал, могли сконцентрироваться во вмещающей руду породе и в ней распасться с появлением аномального по изотопному составу ксенона. Для выяснения загадки ксенона в месторождении Окло необходимы дальнейшие исследования.

Совершенно необычен изотопный состав ксенона в минералах, содержащих высокие концентрации теллура (табл. 5.13), где он определялся по крайней мере четырьмя различными процессами: захватом ксенона атмосферного изотопного состава; резонансным захватом нейтронов изотопами теллура ^{128}Te и ^{130}Te с последующим распадом в $^{129}\text{Xe}_{\text{РАД}}$ и $^{131}\text{Xe}_{\text{РАД}}$; двойным β -распадом этих же изотопов, приводящим к генерации ^{128}Xe и главным образом ^{130}Xe ; делением изотопов урана. Исследование распространенности изотопов ксенона в минералах теллура началось давно – в связи с попытками определить геохимическим методом константу распада столь редкого события, как двойной β -распад (Шуколюков, Левский, 1972); в последнее время интерес к таким исследованиям усилился в связи с проблемой массы покоя нейтрино – одной из фундаментальных проблем современной физики (Kirsten, 1983).

5.3. Изотопы благородных газов в газовой-жидких микровключениях в минералах

Покидая структуру минералов и пород, радиогенные изотопы благородных газов (и другие летучие компоненты) переходят в состав природных газов Земли, которые могут быть несколько условно подразделены на две категории: 1) заключенные в минералах и в закрытых порах пород (более 90% газов земной коры); 2) находящиеся в рассеянном, водорастворенном (около 10%) или сконцентрированном в виде залежей (<1%) состоянии. В настоящем разделе мы остановимся на вопросе о распространенности изотопов гелия в газах первой из двух указанных категорий.

Содержания ^4He в микровключениях варьируют в широком диапазоне – от 10^{-8} до 10^{-3} (при модальном значении $\sim 10^{-5}$) см³/г. Изотопный состав гелия свидетельствует прежде всего о том, что основным источником летучих во включениях являются породы земной коры, выделяющие их в процессах метаморфизма, в меньшей степени – глубинные подкоровые флюиды.

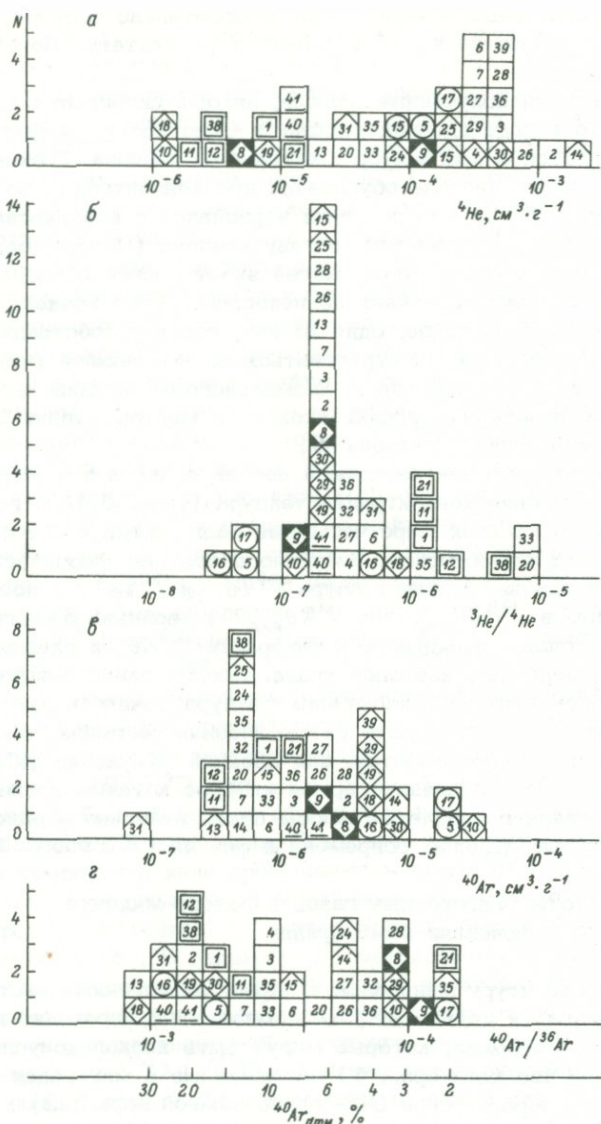


Рис. 5.12. Изотопы гелия и аргона в минералах пегматитов (Прасолов, 1976; Мамырин, Толстихин, 1981).

а - содержание ${}^4\text{He}$; б - отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$; в - содержание ${}^{40}\text{Ar}$; г - отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$; д - отношение ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ (штриховой линией показано то же отношение в газах).

1 - топаз; 2 - кварц поздний; 3 - кварц сотовый; 4 - кварцевое ядро; 5 - минералы из краевых зон; 6 - гранит; 7 - габбро-лабрадорит; N - число случаев.

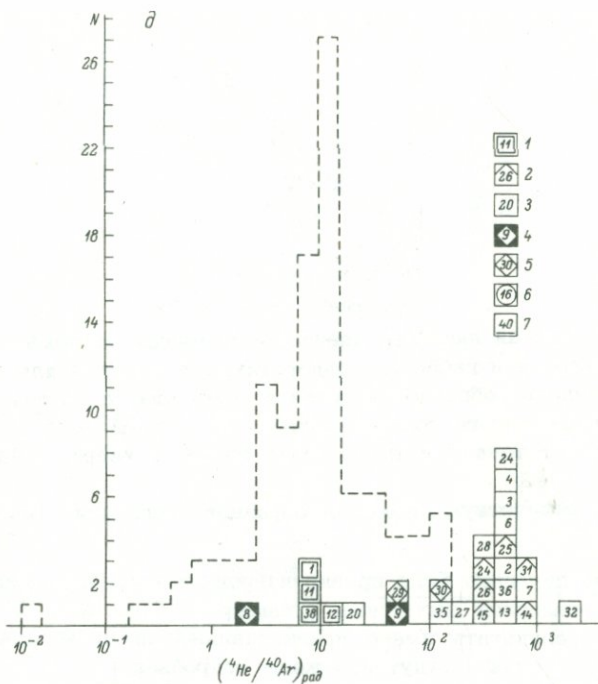


Рис. 5.12 (продолжение).

Число в квадрате соответствует номеру образца в списке. 1 – топаз, пегматитовое тело А; 2 – кварц зональный сотовый, пегматитовое тело Б; 3 – кварц сотовый, край кварцевого ядра, пегматитовое тело Б; 4 – кварц сотовый, пегматитовое тело В; 5 – гранит среднезернистый, порфиривидный, вмещающий пегматитовое тело Г; образцы из пегматитового тела Д; 6, 7 – образцы сотового кварца; 8 – кварц белый из кварцевого ядра; 9 – кварц светло-серый, середина кварцевого ядра; 10 – кварц темный, апографическая зона; 11 – топаз; 12 – топаз из полости в пегматите; образцы из пегматитового тела Е; 13 – кварц сотовый, низ погребя; 14 – морион, полость в пегматите; 15 – кварц бесцветный, поздний, нарушенная зона кристалла; 16 – гранит измененный из-под пегматитового тела; 17 – гранит вмещающий; 18 – полевой шпат из апографической зоны; 19 – кварц из апографической зоны; образцы из пегматитового тела Ж; 20 – кварц сотовый; 21 – топаз; 22 – биотит литиевый; 23 – берилл с многофазовыми включениями, полость в пегматитовом теле З; образцы из пегматитового тела И; 24, 25 – морион из края большого кристалла кварца; 26 – кварц сотовый, тот же кристалл, глубже на 4–5 см; 27 – кварц сотовый, тот же кристалл, глубже на 8–10 см; 28 – кварц сотовый, боковая поверхность того же кристалла; 29 – морион в полевошпатовой зоне; 30 – кварц из зоны окварцевания; 31 – морион из внешней зоны кристалла; 32 – сотовый кварц, тот же кристалл; 33–37 – кварц сотовый из отвала; 38 – топаз; 39 – кварц бесцветный с крупными газовыми включениями; 40, 41 – образцы окаймляющих массивов габбро-лабрадоритов.

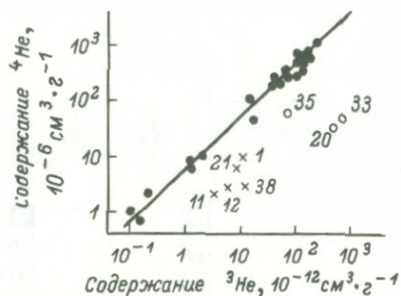


Рис. 5.13. Четкая линейная зависимость между содержанием ${}^4\text{He}$ и ${}^3\text{He}$ в кварцах и габбро-лабрадоритах, характерная для подавляющего большинства образцов и свидетельствующая о захвате ими гелия одного изотопного состава — ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 0.22 \cdot 10^{-6}$. Исключения составляют топазы и три образца сотового кварца (Мамырин, Толстихин, 1981).

Числа соответствуют номерам образцов в подписи к рис. 5.1.

Наиболее детально была проанализирована коллекция минералов их древних камерных пегматитов (Мамырин, Толстихин, 1981); полученные результаты имеют принципиальное значение для изотопной геохимии гелия и будут изложены подробнее.

Камерные пегматиты сформировались в спокойных в тектоническом отношении условиях, они залегают среди гранитов, пространственно и генетически связанных с габбро-лабрадоритами. Возраст гранитов, определенный $Rb-Sr$ изохронным методом, равен $(1.715 \pm 0.12) \cdot 10^6$ лет (Горохов, 1964).

Результаты измерения содержания и изотопного состава He из микровключений приведены на рис. 5.12 и в табл. 5.14; образцы на гистограммах различаются в соответствии с последовательностью образования: габбро-лабрадорит — гранит — краевые части пегматитов — кварцевое ядро — „сотовый“ кварц — кварц поздний и топаз.

Содержания ${}^4\text{He}$ изменяются в пределах $(1 \div 1600) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$. Заметим, что содержание ${}^4\text{He}$ в образцах кварца, отличающихся чрезвычайно низким содержанием радиоактивных элементов, выше, чем во вмещающих пегматитовые тела гранитах (табл. 5.14). Отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ для подавляющего большинства образцов изменяются в пределах $(1 \div 6) \cdot 10^{-7}$, причем почти половина образцов имеет отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (2.0 \pm 0.5) \cdot 10^{-7}$, несмотря на большой диапазон изменения содержаний ${}^4\text{He}$. Исключение составляют отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 10^{-6} \div 10^{-5}$, обнаруженных в трех образцах сотового кварца и во всех исследованных образцах топаза; эти отношения в дальнейшем будут называться высокими (рис. 5.12, 5.13). Нахождение в микровключениях кварцев и топазов камерных пегматитов гелия с высокими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ требует специального объяснения, поскольку: содержание лития в минералах ни в какой мере нельзя считать повышенным (табл. 5.14); захват мантий-

Таблица 5.14

Содержание гелия, аргона ($10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$) и радиоактивных элементов (г/т) в образцах минералов и вмещающих пород

Номер образца (рис. 5.12)	Образцы	Содержание радиоактивных элементов		Содержание гелия и аргона						Избыточные содержания гелия, аргона и отношение He/Ar в захваченном газе		
				рассчитанное		измеренное						
		U	K	${}^4\text{He}$ (Th-3U)	${}^{40}\text{Ar}$	${}^4\text{He}$		${}^{40}\text{Ar}$		${}^4\text{He}$	${}^{40}\text{Ar}$	${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$
						*	**	*	**			
13	Минералы пегматитов	0.020	23	8.5	0.26	47	1.4	0.26	0.1	40	0.1	400
20		0.040	23	17	0.26	46	1.0	0.85	1.5	30	2.1	11.5
33		0.0016	-	0.68	-	75	4	-	-	78	-	-
36		0.020	7	8.5	0.08	1100	10	1.3	1.3	1090	-	410
1		0.020	-	8.5	-	6.5	8.5	-	-	6.5	-	-
2		***	84	10	0.95	1090	-	3.0	-	1080	2	540
14		***	490	10	5.5	1640	-	5.4	1.0	1630	1.9	860
15		***	27	10	0.30	210	-	0.61	0.3	200	0.6	330
25		***	20	10	0.23	210	-	0.54	0.2	200	0.5	400
16	Породы вмещающие	7.2	47.000	3400	480	110		410		-	-	-
5		3.3	43.700	1150	450	128		505				

* Газ выделен из микровключений (дроблением).

** Газ выделен из кристаллической решетки минералов (плавлением мелкой фракции).

*** Поправки на радиогенный гелий введены в предположении, что содержание U равно среднему из приведенных выше значений.

ного гелия несколькими кристаллами представлялся маловероятным с геологических позиций; высокой современной тектоно-магматической активности в рассматриваемом регионе не наблюдается, судя по геологическим данным, вулканическая деятельность не имела места и в период образования пегматитовых тел.

Для объяснения высоких отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ была предложена схема, основанная на резком различии содержания радиоактивных элементов в кристаллах кварца, топаза ($U < 10^{-8}$ г/г) и во вмещающих породах ($U > 10^{-6}$ г/г; $\text{Th} > 10^{-5}$ г/г). α -частицы, образующиеся при радиоактивном распаде урана и тория во вмещающих породах, имеют малую длину пробега ($\sim 10^{-3}$ см) и не попадают в кристаллы (размер последних составляет ~ 10 см); в самих кристаллах возникает пренебрежимо малое количество α -частиц. Нейтроны, образующиеся в результате (α, n)-реакций и деления изотопов урана во вмещающих породах, имеют большую длину пробега (~ 10 см), попадают в кристаллы и, взаимодействуя с изотопом ${}^6\text{Li}$, приводят к появлению ${}^3\text{He}$ по реакции (2.3). Таким образом, в кристаллах происходит непрерывное накопление ${}^3\text{He}$ (при прочих равных условиях пропорциональное литию, сконцентрированному, как это было экспериментально установлено, преимущественно в микровключениях), а концентрация ${}^4\text{He}$ практически не меняется (она определяется количеством захваченного гелия).

Приведенные в табл. 5.15 данные полностью подтверждают предложенную схему: отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ наиболее высоко именно в минералах с высоким отношением $\text{Li}/{}^4\text{He}$. Модельными расчетами было показано, что коэффициент диффузии гелия в кристаллическом кварце $D \approx 10^{-20}$ см²/с (Толстухин и др., 1974) много меньше, чем в плавленом кварце. Таким образом, кристаллы кварца, хорошо удерживающие гелий и лишенные радиоактивных элементов, являются идеальными детекторами естественного нейтронного потока, установленными самой природой и действующими в течение миллиардов лет. Расчет среднего нейтронного потока, выполненный для одного из кристаллов кварца (в предположении, что поток одинаков для обоих отобранных из этого кристалла образцов, они отмечены звездочкой в табл. 5.15), привел к величине $8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ — в отличном соответствии с современным нейтронным потоком в гранитах (Естественный ..., 1966). Этот результат свидетельствует об отсутствии процессов, которые бы приводили к дополнительным нейтронным потокам в земной коре по крайней мере в течение последних 2 млрд. лет (примерно таков возраст исследованных минералов). Естественный ядерный реактор в Габоне является пока единственным исключением из этого правила (разд. 5.2.3). Подчеркнем, что полученные результаты имеют принципиальное значение для изотопной геохимии гелия, поскольку впервые была показана возможность появления высоких отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в минералах, не отличающихся высокими содержаниями лития и не захвативших мантийный гелий.

Интересен и другой результат этого исследования: начальное изотопное отношение в микровключениях в кварцах ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 2 \cdot 10^7$

Т а б л и ц а 5.15

Содержание ${}^4\text{He}$, Li и отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и $\text{Li}/{}^4\text{He}$ в кварцах и топазах камерных пегматитов

Номер образца (рис. 5.12)	Минерал	${}^4\text{He}, 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	$\text{Li}, \text{ г/т}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}, 10^{-6}$	$\text{Li}/{}^4\text{He}, \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$
15	Кварц	210	1,5	0,19	0,0071
2		1090	40	0,25	0,037
36		1100	60,5	0,26	0,039
28 ^x		640	43	0,23	0,067
27 ^x		300	64	0,40	0,21
33		75	50	7,0	0,67
20		46	60,5	6,5	1,31
1		Топаз	15	24	1,5
11	2,2		-	1,5	-
12	3,2		-	1,8	-
21	10		-	1,1	-
38	5,7		-	4,3	-

Т а б л и ц а 5.16

Изотопный состав гелия и содержания радиоактивных элементов в породах

Номер образца (рис. 5.12)	Измеренные содержания, $(\text{г/г}) \cdot 10^{-6}$			Отношения	
	U	Th	$K, 10^3$	$(U+\text{Th})/K, 10^{-3}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}, 10^{-6}$
17	3,3	6,2	44	0,215	0,05
16	7,2	30,4			0,04
5	8,3	8,3	42	0,275	0,04
*	3,0	17	42	0,475	-
40	1,7	1,1	6,3	0,445	0,23
41	1,1	3,5	7,6	0,605	0,23
**	1	4	8,3	0,600	-

* Средний гранит.

** Средняя основная порода.

(определенное тремя независимыми методами) оказалось почти на порядок выше, чем во вмещающих пегматитовые тела гранитах (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 3 \cdot 10^{-8}$), и в точности совпало с таковым в окаймляющих массив габбро-лабрадоритах (табл. 5.16). Весьма высокие отношения (${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} = 10^2 \div 10^3$, обнаруженные в газах из микровключений, также противоречили представлениям о том, что источником летучих компонентов является собственно гранитный рас-

плав, при кристаллизации которого возникли породы с кларковыми отношениями U/K . Было высказано предположение, что источником газа во включениях должно быть более глубинное вещество, нагретое до не очень высоких температур – возможно, подстилающие массив габбро–лабрадориты.

5.4. Изотопы благородных газов в осадочных породах

Принципиально происхождение благородных газов в осадочных породах не отличается от такового в изверженных. Осадочные породы всегда содержат радиогенную и атмосферную и могут содержать ювениальную компоненты. Различие заключается в их количественном соотношении: по сравнению с изверженными породами осадочные, как правило, богаты атмосферными газами. Радиогенная компонента обычно частично унаследована с периода, предшествовавшего разрушению породы. Можно предположить, что ювенильная компонента в таких породах вносит существенно меньший вклад, чем две предыдущих. В связи с некоторой тривиальностью проблематики исследование благородных газов в породах осадочной толщи уделялось неизмеримо меньше внимания, чем, например, породам предположительно мантийного происхождения. Если отвлечься от геохронологических приложений, то наиболее важным и интересным направлением представляется изучение системы газ–вода–порода с использованием элементных и изотопных соотношений благородных газов в качестве своеобразных характеристик процессов миграции летучих компонентов.

Содержания атмосферных благородных газов в осадочных породах варьируют в весьма широких пределах – более четырех порядков. Так, например, содержания ^{20}Ne изменяются от 10^{-10} до 10^{-5} $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$, ксенона – от 10^{-12} до 10^{-7} $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ (разд. 7.4.1). В одноклассных осадках наблюдаются вариации концентраций захваченных атмосферных газов на порядок и более. Соотношение атмосферных газов тоже весьма изменчиво и, как правило, существенно отличается от атмосферного соотношения. Озима и Подосек (Ozima, Podosek, 1983) выделяют два типа соотношений захваченных газов: один из них – монотонное увеличение относительной распространенности газов по сравнению с атмосферной (I), другой – заметное превышение распространенности неона относительно аргона и тяжелых газов (II, рис. 5.14).

Наиболее эффективным процессом, способным обеспечить и наблюдаемое в типе I соотношение атмосферных газов, и их достаточно высокие концентрации в некоторых образцах, является адсорбция (рис. 5.15), сопровождаемая последующей фиксацией газов в порах осадочных пород. Отношение поверхности пор к их объему, заполненному пластовым флюидом, свойства сорбирующей поверхности, температура, давление, время, в течение которого происходит закупорка пор, – эти и другие факторы определяют, по всей видимости, абсолютные и относительные концентрации захваченных газов I типа. Именно многообразие факторов, действующих в природных условиях,

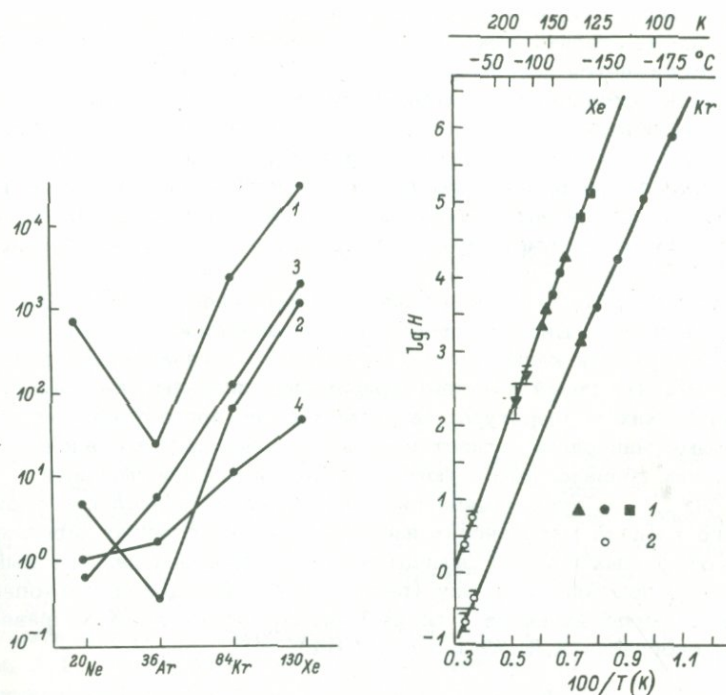


Рис. 5.14. Примеры типичных трендов распространенности атмосферных благородных газов в осадочных породах (Ozima, Podosek, 1983).

По вертикальной оси – нормализованные концентрации, т. е. концентрации указанного на горизонтальной оси изотопа в породе, деленные на его концентрации в Земле в среднем; последние получены делением количества этого изотопа в атмосфере (табл. 1.1 и 1.2) на массу Земли ($5.98 \cdot 10^{27}$ г.). В ряде случаев наблюдается значительный избыток ^{20}Ne , например в некоторых углеродсодержащих образцах: 1 – тухолит, 2 – кероген; для большинства осадочных пород характерно монотонное увеличение концентрации тяжелых газов: 3 – сланец, 4 – шунгит.

Рис. 5.15. Константа адсорбции ксенона и криптона H , $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}$, на вулканическом пепле (Podosek et al., 1981).

1 – результаты, полученные в разных экспериментах; 2 – результаты экстраполяции экспериментальных данных к температурам 0 и 25 °С.

ответственно за те различия, которые наблюдаются между распространенностью газов в природных образцах и распространенностью, полученной в результате лабораторных экспериментов.

Избыток неона в газах II типа пока однозначно не объяснен; может быть предложено несколько не исключающих один другого про-

цессов. В частности, можно предположить, что при эффективном захвате преимущественно тяжелых газов I типа породами флюид, напротив, обогащается легкими газами, в дальнейшем такой флюид может стать источником избыточного неона. Не исключено, что при сорбции газов весьма тонкодисперсными сорбентами важную роль начинает играть проницаемость, которая у неона должна быть выше, чем у тяжелых газов, имеющих большие массы и размеры атомов (табл. 1.5). Определенный вклад в наблюдаемые избытки неона может быть связан с процессами растворимости и дегазации флюидов (разд. 5.5.5).

Содержания радиогенных изотопов, прежде всего ${}^4\text{He}$ и ${}^{40}\text{Ar}$, также варьируют в широких пределах — в зависимости от возраста породы, содержания калия в ней и степени ее дегазации. Следует подчеркнуть, что гелий покидает природные минералы даже при сравнительно низких температурах, в то время как аргон удерживается структурами минералов существенно лучше. Поэтому в осадочных породах, как правило, фиксируются весьма низкие соотношения ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ — существенно ниже возникающих в процессе радиоактивного распада материнских изотопов. Соответственно циркулирующие в осадочных породах флюиды обычно обогащены радиогенным гелием по отношению к аргону (разд. 5.5.4). Данные об изотопном составе благородных газов в современных морских осадках приведены в монографии А.Я. Крылова (1984).

5.5. Изотопы благородных газов в подземных флюидах

Теряя связь с атмосферой, т. е. становясь „подземными“, флюиды уносят с собой атмосферные благородные газы, начальные концентрации которых могут быть оценены исходя из известных данных о растворимости газов (§ 1.4) и их парциальных давлений в атмосфере (§ 1.2). В подавляющем большинстве случаев вкладом ювенильных нерадиогенных компонентов можно пренебречь, если речь идет о флюидах континентальной земной коры; единственное исключение составляет гелий.

В ходе подземной миграции флюида в его состав добавляются радиогенные и захваченные газы из вмещающих пород и происходит осреднение изотопных соотношений благородных газов, которые становятся региональными характеристиками.

Таким образом, исследуя благородные газы в подземных флюидах, можно решать широкий круг проблем, связанных как с эволюцией самого флюида, так и с особенностями геологического строения региона и его истории. Особенно интересные результаты были получены в результате сопоставления изотопного состава гелия в подземных флюидах с возрастом тектоно-магматической активизации и тепловым потоком; их рассмотрению и будет посвящена значительная часть настоящего раздела (5.5.1–5.5.3). Кроме того, будут рассмотрены некоторые соотношения радиогенных изотопов благородных газов (5.5.4), проблема фракционирования атмосферных газов в подземных флюидах (5.5.5) и, наконец, проблема идентификации химически активных газов (5.5.6).

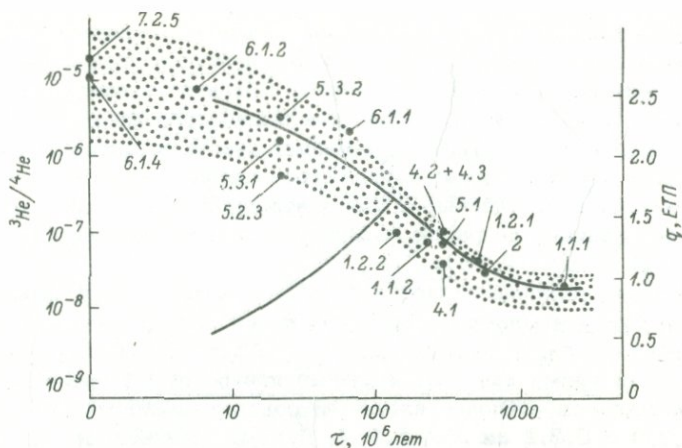


Рис. 5.16. Зависимость изотопного состава гелия от возраста тектоно-магматической активизации региона τ (Поляк и др., 1979).

Сплошные линии – зависимость теплового потока от возраста тектогенеза; крап – зона, для которой выполняется рассматриваемая зависимость. Цифрами обозначены регионы, для которых даны средние отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в подземных флюидах (см. также рис. 5.17) в соответствии со следующей классификацией: 1 – древние платформы, 1.1 – Восточно-Европейская платформа, 1.1.1 – ее стабильные участки, 1.1.2 – ее активизированные участки, 1.2 – Сибирская платформа, 1.2.1 – ее юго-западная часть, 1.2.2 – Витойская синеклиза; 2 – байкалиды; 3 – каледониды; 4 – герциниды, 4.1 – Западно-Сибирская плита, 4.2 – скифская плита, 4.3 – Туранская плита; 5 – структуры Среднеземноморского пояса, 5.1 – краевые прогибы, 5.1.1 – Индоло-Кубанский прогиб, 5.1.2 – Терско-Каспийский прогиб, 5.2 – межгорные внутренние депрессии, 5.2.1 – депрессия р. По, 5.2.2 – Западно-Туркменская депрессия, 5.2.3 – депрессии Закавказья (а – Куринская, б – Рионская), 5.3 – мегантиклинории, 5.3.1 – Большой Кавказ, 5.3.2 – Малый Кавказ; 6 – структуры Тихоокеанского пояса, 6.1 – северо-западный сегмент, 6.1.1 – депрессии (а – Сахалин, б – Западная Камчатка), 6.1.2 – вулканические зоны (а – Центральная Камчатка, б – Восточная Камчатка); 6.1.4 – Курильская островная дуга; 7 – зоны активного рифтогенеза, 7.1 – континентальные, 7.2 – океанические, 7.2.5 – Исландия.

5.5.1. Изотопный состав гелия во флюидах разных регионов

Уже в ранних работах было показано, что в пределах единой геотектонической структуры флюиды любого типа содержат гелий с примерно одинаковым изотопным составом. В дальнейшем среднее значение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, рассчитанное для таких структур, было сопоставлено с возрастом их тектоно-магматической активизации (Поляк и др., 1979). Самые низкие значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1,94 \pm 0,38) \cdot 10^{-8}$ были установлены во флюидах стабильных участков наиболее

древних платформ — в полном соответствии с представлениями о радиогенном происхождении обоих изотопов гелия в породах континентальной земной коры. Недавно аналогичные результаты были опубликованы для флюидов Канадского щита (Bottomley et al., 1984). Для омоложенных участков древних платформ характерны заметно более высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-7}$. Такие же значения типичны и для платформ с более молодым складчатым основанием, например герцинских (ср. регионы 1.1.2 и 1.2.2 с 4,2, 4,3 на рис. 5.16).

Еще более высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ наблюдаются во флюидах структур Среднеземноморского складчатого пояса, причем минимальные отношения здесь типичны для предгорных прогибов и межгорных впадин, в то время как максимальные приурочены к орогенам, характеризующимся наиболее активным современным вулканизмом (ср. 5.1, 5.2.3 с 5.3.2 на рис. 5.16). Данные, полученные для Кавказа, хорошо поддерживаются и результатами изучения изотопного состава гелия в Италии (Изотопный состав ..., 1979). Большой диапазон вариаций изотопного состава гелия во флюидах альпийского пояса обусловлен контаминацией глубинного гелия гелием континентальной коры, мощность которой в этих районах достигает 50 км.

Наиболее высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ типичны для структур Тихоокеанского вулканического пояса, современных рифтовых зон и структур типа „горячих пятен“, где средние значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ близки или даже превышают 10^{-5} (см. разд. 4.2.1 и работы: Каменский и др., 1974; Компоненты ..., 1976; Craig et al., 1978; Helium ..., 1978; "Helium spots" ..., 1978; Nagao et al., 1981 и др.).

5.5.2. Корреляция изотопного состава гелия и земного теплового потока

Выявленный тренд изменений в пространстве и времени величин $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах похож на вариации земного теплового потока (рис. 5.16). Казалось очень интересным и многообещающим сравнить эти параметры непосредственно. Первая попытка такого рода, базировавшаяся на довольно ограниченном материале, была сделана Поляком и соавторами (The helium..., 1976). Как и следовало ожидать, графическое сопоставление обоих параметров, определявшихся независимо, указало на положительную корреляцию между ними. В дальнейшем для уточнения характера взаимосвязи между этими геофизическими и геохимическими параметрами в каждом географическом пункте, для флюидов которого было известно значение $^3\text{He}/^4\text{He}$, определялось значение наблюдаемого теплового потока q (по „Карте теплового потока на территории СССР“, составленной в 1978 г.) и далее q были сопоставлены с логарифмом $^3\text{He}/^4\text{He}$. Такие пары данных были получены в 400 пунктах различных геологических структур. Их статистическая обработка подтвердила существование между рассматриваемыми параметрами

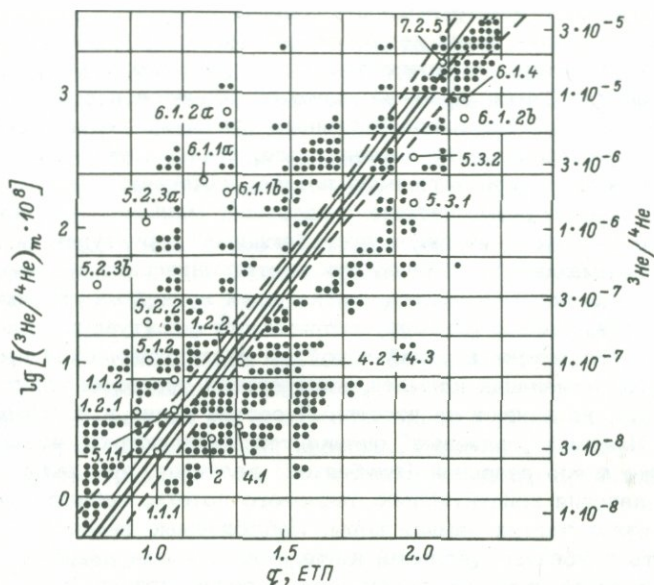


Рис. 5.17. Корреляция изотопного состава гелия флюидов с величиной наблюдаемого теплового потока (в единицах теплового потока, ЕТП; Поляк и др., 1979).

Сплошная линия – линия регрессии, штриховые – границы доверительного интервала. Полые кружки – средние значения для районов, обозначенных числами, как на рис. 5.16.

тесной положительной корреляции ($\eta_{x/y} = \eta_{y/x} = 0.72$) и позволила аппроксимировать эту взаимосвязь в определенных пределах прямой линией (рис. 5.17). Эта линия описывается следующим уравнением:

$$\ln ({}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^8) = 6q - 5.3 \pm 0.2, \quad (5.8)$$

где q – значение наблюдаемого теплового потока в ЕТП*.

Приведенная выше формула позволяет по значению одного параметра вычислить значение другого. Средние значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в различных геологических структурах использовались для получения „гелиевых” оценок кондуктивного теплового потока в каждом районе, последние были сопоставлены со средними величинами теплового потока, определенными ранее на основе прямых геотермических наблюдений („наблюдаемые” оценки). Как видно из рис. 5.17, „гелиевые” и „наблюдаемые” значения среднего теплового потока в тектонически стабильных структурах практически совпадают друг с дру-

* ЕТП – единица теплового потока, равная 10^{-6} кал·см⁻²·с⁻¹ = 41.868 мВт·м⁻².

гом при нынешней точности оценок. Однако в мобильных поясах „гелиевые” значения закономерно отличаются от „наблюдаемых”. Первые больше вторых в прогибающихся структурах и меньше – в воздымающихся. Такое различие легко объясняется нестационарными возмущениями глубинного кондуктивного теплового потока из-за вертикального перемещения земных масс. В результате возмущений значения кондуктивного теплового потока, измеренные почти у поверхности Земли („наблюдаемые” значения), меньше, чем значения глубинного теплового потока в прогибающихся структурах, и больше – в воздымающихся. Именно эти неотектонические тепловые возмущения обуславливают существование двух ветвей на графике теплового потока. Однако факторы, вызывающие флюктуации кондуктивного теплового потока в одной и той же геотектонической провинции (топография, изменения климата, контрастная теплопроводность, эрозия и т. д.), не влияют на изотопный состав гелия в подземных флюидах. Поэтому „гелиевые” оценки теплового потока, возможно, даже ближе к его реальной (глубинной) величине, чем выборочные средние значения кондуктивного теплового потока, наблюдаемого в самых верхних частях земной коры. Наблюдаемые значения позволяют оценить глубинный тепловой поток только после введения поправки, учитывающей скорость погружения и седиментации (или поднятия и эрозии), тепловые свойства пород, топографию, морфологию геологических тел и т. п. Часто довольно трудно ввести такие поправки с достаточной точностью. Когда это оказывается возможным, исправленные значения теплового потока гораздо лучше согласуются с „гелиевыми” оценками.

Как должно быть ясно из предшествующего анализа, область существования рассмотренной взаимосвязи ограничена диапазоном значений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в геологических объектах – от $\sim 2 \cdot 10^{-8}$ в коровом (радиогенном) гелии до $\sim 10^{-5}$ в мантийном. Поэтому кривая, графически выражающая эту взаимосвязь, должна приближаться к этим предельным уровням. Соответствующие пределы вариаций теплового потока примерно соответствуют интервалам (1.0 ± 0.1) ЕТП и (2.2 ± 0.1) ЕТП. Но измерения иногда фиксируют значения теплового потока, выходящие за этот диапазон. Очевидно, эти значения не связаны с общей геотермической и изотопно-гелиевой спецификой геологических структур и должны быть приписаны особенно сильным флюктуациям теплового потока. Например, конвективный теплоперенос подземными водами может снижать кондуктивный тепловой поток в интервале наблюдений до нуля или увеличить его в несколько раз.

Наиболее реалистическое объяснение установленной корреляции предполагает импульсный характер тепло-массопотока из мантии, гомогенной по изотопному составу гелия. Каждый индивидуальный импульс проявляется не на всей площади земного шара, а только в пределах тектонически мобильных зон в период времени, отвечающий определенной эпохе тектоно-магматической активности (Пушкарев, Обухова, 1980). Эти импульсы приносят в верхние горизонты Земли (в тектоносферу) мантийное вещество и тепло, причем последнее является источником энергии для процесса тектогенеза в целом,

обеспечивая как необратимые потери земной энергии (через кондуктивный тепловой поток, вулканизм, разгрузку гидротерм), так и ее трансформацию в скрытые (латентные) формы в ходе разнообразных деформаций, горообразования и метаморфизма. После прекращения этапа тектоно-магматической активизации остатки привнесенного глубинного тепла выводятся из тектоносферы кондуктивным тепловым потоком; одновременно во флюидах и породах уменьшается отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (рис. 5.16). Геотермические и изотопно-гелиевые следы этого этапа постепенно снижаются и достигают стабильного минимального уровня, который наблюдается в добайкальских структурах континентальной коры, а именно значений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$ и $\sim 1,0$ ЕТП (есть некоторые основания полагать, что минимальный уровень теплового потока еще ниже, $\sim 0,7$ ЕТП). Превышение кондуктивного теплового потока в континентальных структурах над этим минимальным уровнем, поддержанное соответствующим изменением изотопного состава гелия во флюидах, должно рассматриваться как реликт конвективного привноса тепла из мантии.

5.5.3. Соотношение изотопов гелия и стронция

Выше уже обсуждались перспективы совместной интерпретации изотопии гелия и стронция в различных геотектонических ситуациях (разд. 4.2.5). Весьма важные результаты в этом направлении были получены в пионерской работе Поляка и соавторов (Связь ..., 1980), которые обнаружили отчетливую корреляцию между изотопным составом гелия термальных флюидов и изотопным составом стронция вулканитов, среди которых эти флюиды циркулируют (рис. 5.18).

Учитывая весьма молодой возраст вулканитов, не превышающий 4 млн. лет, можно констатировать, что представленная на рис. 5.18 связь отражает процесс смещения корового и мантийного материала. Собственно накопление радиогенных изотопов гелия и стронция и соответствующее изменение изотопных составов этих элементов — существенно более длительный процесс (рис. 5.16). Единственным возможным носителем мантийного стронция — сравнительно малоподвижного элемента — являются магматические расплавы. Кроме того, из обзора распределения значения рубидий-стронциевого возраста геологических формаций известно (Пушкарев, Обухова, 1980), что поступление силикатных глубинных расплавов в земную кору происходит эпизодически, в периоды высокой тектоно-магматической активизации планеты. Таким образом, изложенная выше концепция получает прямое подтверждение. В заключение отметим, что представленная на рис. 5.18 корреляция может быть использована для оценки изотопного состава стронция земной коры, поскольку отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в радиогенном гелии этого резервуара известно из теоретических оценок (§ 2.3).

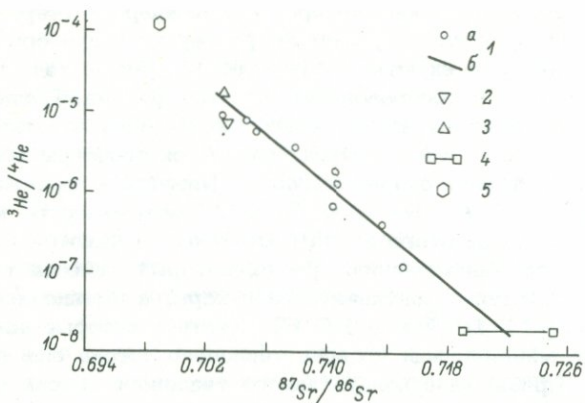


Рис. 5.18. Связь между изотопным составом гелия и стронция в некоторых природных объектах (Polyak, Tolstikhin, 1983).

1 – корреляция между измеренным соотношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах Италии и средними значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, вмещающих эти флюиды (а – отдельные районы, б – линия регрессии); 2 – изотопный состав гелия и стронция в термальных флюидах и вулканитах Камчатки; 3 – то же для Исландии; 4 – то же для флюидов древних континентальных платформ и слагающих их пород; 5 – изотопный состав первичного гелия и начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в веществе метеоритов.

5.5.4. Некоторые соотношения радиогенных изотопов

Для изучения происхождения и эволюции подземных флюидов, а в некоторых случаях, возможно, и для оценок геотектонической ситуации в регионе целесообразно использовать некоторые соотношения радиогенных изотопов, прежде всего те из них, которые образуются в породах в известных из априорных геохимических соображений пропорциях.

Исторически раньше других рассматривалось соотношение наиболее распространенных радиогенных изотопов $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}}$, причем в ранних работах отмечалось относительное постоянство этого отношения в природных газах, а наблюдаемые вариации относились за счет соответствующих вариаций концентраций материнских элементов (Zartman et al., 1961; Изотопы ..., 1967). Позднее, однако, было показано, что при одном и том же, близком к среднему отношению $(U+Th)/K$ отношение дочерних изотопов в породах изменяется в широком диапазоне – в 100 раз и более и что главная причина таких изменений – различие механизмов потери радиогенных газов и, как следствие, существенно неодинаковая их сохранность в породах (разд. 5.1.3).

По мере накопления данных о вариациях отношения $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}}$ в природных газах было показано, что его изменение в значитель-

ной степени контролируется геотектоническим фактором – возрастом кристаллического основания платформы. Так, среднее значение рассматриваемого параметра в газах древних платформ составляет 19, молодых платформ – 10 и зон альпийской складчатости – 4 (Воронов и др., 1974). В дальнейшем такое распределение данных подтвердилось исследованиями зон молодого вулканизма (Nagao et al., 1981), рифтовых зон и т. д. Интерпретируя приведенную выше последовательность, авторы склоняются к предположению, что она возникла в результате смешения вещества двух разных резервуаров – континентальной коры, характеризующейся отношением $(^4\text{He}/^40\text{Ar})_{\text{РАД}} \approx 10$, и верхней мантии, содержащей радиогенные газы в меньшей пропорции, $\sim 1-2$ (Воронов и др., 1982б). В качестве дополнительного аргумента приводится обратная корреляция между рассматриваемым отношением и изотопным составом гелия в природных флюидах.

Однако более вероятной представляется альтернативная интерпретация: не собственно мантийные флюиды, смешиваясь с флюидами земной коры в разных пропорциях, обуславливают наблюдаемый тренд, но мощной тепловой импульс, связанный с внедрением мантийных расплавов, обеспечивает метаморфизм и дегазацию пород коры, потерявших ранее радиогенный гелий и поэтому эманулирующих (в фазу высокой тектоно-магматической активизации региона) преимущественно сохранившийся в них радиогенный аргон (разд. 5.1.3). Такая гипотеза лучше объясняет имеющиеся наблюдения, а именно: высокие (выше средних для коры) отношения $(^4\text{He}/^40\text{Ar})_{\text{РАД}}$ в газах древних платформ (в некоторых случаях это отношение достигает 100 – вне связи с изменениями соотношения радиоактивных элементов) и весьма низкие, ниже принимаемых для мантии, значения $(^4\text{He}/^40\text{Ar})_{\text{РАД}}$ в газах тектонически активных в настоящее время регионов (где оно опускается до значений 0.1 и ниже). Кроме того, следует иметь в виду, что кора является принципиальным источником радиогенных газов, поскольку отличается от верхней мантии сильным обогащением радиоактивными элементами, мантия же, напротив, основной источник ^3He ; поэтому для наблюдаемых в коре флюидов типичной должна быть ситуация, когда радиогенные газы коры сочетаются с ювенильным ^3He .

Существенно более тесная связь (рис. 5.19) обнаружена между радиогенными ^4He и ^{21}Ne . При вариациях содержания указанных изотопов в природных газах в пределах четырех порядков отношение $(^4\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}}$ изменяется в несколько раз, приближаясь к среднему значению $2.7 \cdot 10^7$ (Верховский и др., 1977, см. также ссылки в этой работе). Столь тесная корреляция хорошо согласуется с существующими представлениями о происхождении радиогенных изотопов гелия и неона (разд. 2.3.1 и 2.3.2), а небольшое превышение отношения $(^4\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}}$ в газах по сравнению с рассчитанным отношением $1.2 \cdot 10^7$ отражает преимущественные потери гелия по сравнению с неоном породами земной коры: в последних, как уже отмечалось выше (разд. 5.1.2), наблюдаются, как правило, пониженные относительно рассчитанного значения $(^4\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}}$. Таким об-

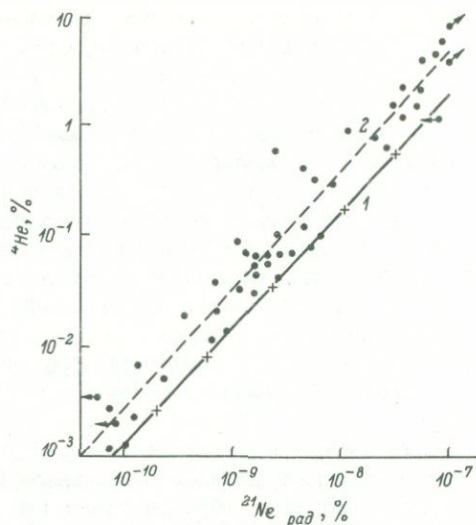


Рис. 5.19. Связь между содержанием радиогенных изотопов ${}^4\text{He}$ и ${}^{21}\text{Ne}$ в природных флюидах (Верховский и др., 1977, см. также ссылки в этой работе).

1 – рассчитанное для „средней“ породы отношение $({}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}} \approx 1.2 \cdot 10^7$; 2 – линия регрессии для газов, соответствует отношению $2.7 \cdot 10^7$.

разом, отношение $({}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}}$ является своеобразной геохимической константой, которую можно эффективно использовать при решении широкого круга проблем геохимии газов – от глобальной дегазации Земли до локальных процессов масс-фракционирования. Весьма перспективным представляется развиваемый в настоящее время метод совместной интерпретации соотношений атмосферных и радиогенных благородных газов (Верховский и др., 1983). С этой целью можно использовать постоянство как рассмотренного отношения и отношения ${}^4\text{He}/{}^{136}\text{Xe}_{\text{sf}}$, так и их комбинации, а именно ${}^{21}\text{Ne}_{\text{РАД}}/{}^{136}\text{Xe}_{\text{sf}}$. В последнем случае радиогенные изотопы „метят“ преимущественно атмосферные компоненты флюидов, ${}^{20}\text{Ne}$ и ${}^{130}\text{Xe}$.

5.5.5. Проблема фракционирования атмосферных компонентов

Исследование изотопного и элементного фракционирования благородных газов в природных флюидах можно с полным основанием отнести к наиболее значительным достижениям изотопной геохимии благородных газов в последнее десятилетие. По-видимому, в определенной мере такие исследования были стимулированы как обнаружением изотопной аномалии в земном неоне (Верховский, Шукольников, 1975; Ануфриев и др., 1976; Craig, Lupton, 1976), так и не вполне корректной интерпретацией этого эффекта. Наиболее убе-

Т а б л и ц а 5.17

Содержание и изотопный состав He , Ne и Ar в газах геотермальных проявлений Нигорикава (Nagao et al., 1979)

Характеристика образца	Содержание газов, 10^{-6}			
	4He	^{20}Ne	^{36}Ar	$^3He/^4He$
Спонтанно выделяющийся газ	4.0	0.014	0.058	9.95 ± 0.25
Газ, отобранный из подпочвенного воздуха (A 15)	4.9	4.8	3.6	3.0 ± 0.15
Там же, другой образец (A 31)	4.0	4.2	2.6	4.38 ± 0.29
Атмосферный воздух	5.24	16.5	31.5	1.390

Т а б л и ц а 5.17 (продолжение)

Характеристика образца	Изотопное отношение			
	$^{20}Ne/^{22}Ne$	$^{21}Ne/^{22}Ne$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{38}Ar/^{36}Ar$
Спонтанно выделяющийся газ	9.95 ± 0.08	0.0298 ± 0.0009	325 ± 7	0.185 ± 0.002
Газ, отобранный из подпочвенного воздуха (A15)	10.29 ± 0.06	0.0298 ± 0.0004	276 ± 2	0.180 ± 0.002
Там же, другой образец (A 31)	10.33 ± 0.10	0.0295 ± 0.0005	276 ± 7	0.179 ± 0.002
Атмосферный воздух	9.800	0.0290	295.5	0.187

дительные экспериментальные результаты в этом направлении связаны с исследованиями К. Нагао и его коллег (Nagao et al., 1979; Change ..., 1980; Isotopic ..., 1980; Nagao et al., 1981), показавшими, что наблюдаемые эффекты масс-фракционирования благородных газов и их изотопов связаны с процессом миграции атмосферных компонент, возможно в приповерхностных условиях. Наиболее сильное фракционирование изотопов всех благородных газов, от неона до ксенона, было обнаружено в подпочвенном воздухе, отобранном в 1 м от дневной поверхности (!), причем процесс, ответственный за масс-фракционирование, привел к резкому обогащению легкими газами и легкими изотопами (табл. 5.17).

Ряд весомых аргументов в дополнение к „впечатляющей” глубине опробования по существу доказывает участие атмосферного воздуха в процессе масс-фракционирования газов термальных площадок Нигорикавы. Изотопное отношение $^3He/^4He$ в глубинном, спонтанно выделяющемся газе в два, а $^4He/^{20}Ne$ — в сотни раз

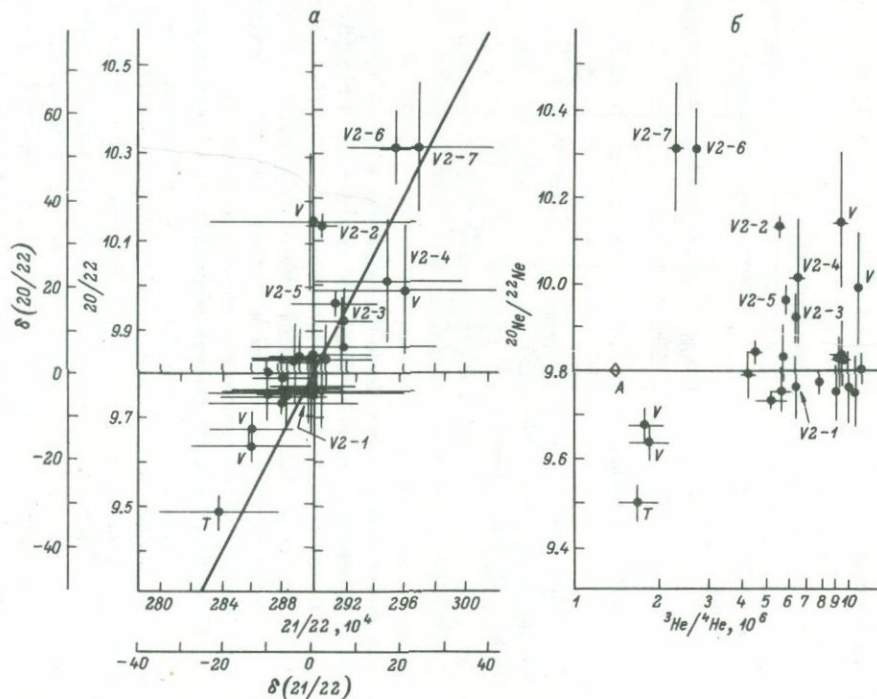


Рис. 5.20. Масс-фракционированный характер изотопного состава неона в вулканических и гидротермальных газах (а) и соотношение между изотопными отношениями $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в тех же образцах (б), Японские острова (Nagao, Ogata, 1982).

$$\delta(20/22) \equiv \left[\frac{(^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{обр}}}{(^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{атм}}} - 1 \right] \cdot 1000,$$

где „обр“ и „атм“ – соответственно „образец“ и „атмосфера“; $\delta(21/22)$ определяется аналогично; $20/22 \equiv ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$; $21/22 \equiv ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$.

V – вулканические газы; T – газы термальных источников; A – атмосфера Земли; цифры позволяют идентифицировать образцы на рис. а и б. Наклонная прямая на рис. а – линия масс-фракционирования. Видно, что изотопный состав гелия в образцах, где неон наиболее сильно масс-фракционирован, приближаются к атмосферным значениям и наоборот – наиболее высокие, мантийные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ типичны для неона, изотопный состав которого близок к атмосферному.

выше, чем в подпочвенных масс-фракционированных газах. В глубинном газе 98% двуокиси углерода и аргон содержат заметную (около 10%) добавку радиогенного изотопа, в подпочвенных — около 80% составляет азот, а аргон — с учетом масс-фракционирования — аналогичен атмосферному. Более того, Нагао и Огата (Nagao, Ogata, 1982) показали, что фракционирование неона увеличивается в термопроявлениях Шова-Шицзян вместе со спадом вулканической активности: в течение 10 лет, когда проводились наблюдения, геотермальная активность быстро затухала, уменьшились отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, в то же время возрастала степень масс-фракционирования: отношение ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ увеличилось от атмосферного значения до 10.3. Сказанное иллюстрируется рис. 5.20. Газы, избежавшие фракционирования, характеризуются наибольшими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, наиболее сильно фракционированные газы содержат атмосферные компоненты.

Полученные данные (Nagao et al., 1979) не только выявили источник масс-фракционированного газа, но и позволили объяснить, почему в некоторых газах наблюдается масс-фракционированный неон и в то же время изотопный состав аргона не отличается от атмосферного. Действительно, как следует из данных табл. 5.17, содержание ${}^{20}\text{Ne}$ в подпочвенных газах в 350 раз выше, чем в образце глубинного газа; содержание же аргона меняется только в 50 раз. Изотопный эффект смешения двух газов, столь сильно различающихся концентрациями, описывается кривой таким образом, что в сегмент, ограниченный этой кривой и линией масс-фракционирования, попадают практически все образцы (рис. 5.21).

Хотя источник масс-фракционированных газов идентифицирован достаточно надежно, сам процесс масс-фракционирования пока неясен. Отмечалось (Nagao, et al., 1979), что столь сильное фракционирование (0.5–0.8% на 1 а.е.м.) не может быть обеспечено одноступенчатым рэлеевским процессом.

Б. Марти (Marty, 1984) предположил, что процесс масс-фракционирования может быть идентифицирован, если рассматривать изотопные составы как минимум двух благородных газов, и выполнил соответствующее исследование для неона и аргона. Он рассматривал три возможных процесса диффузии газов: свободную молекулярную диффузию, взаимную диффузию (одних газов в других) и тепловую диффузию. Первый процесс имеет место в тех случаях, когда длина свободного пробега больше расстояния между стенками, ограничивающими движение газа, и в обычных приповерхностных условиях составляет $\sim 10^{-7}$ м. Длина свободного пробега пропорциональна отношению температуры газа к давлению; таким образом, процесс свободной диффузии наиболее эффективен в приповерхностных условиях при повышенных температурах и весьма мелкой пористости среды. Полученные оценки фактора фракционирования в таком процессе ближе всего (хотя и не полностью) соответствуют наблюдениям; кроме того, условия, в которых были отобраны наиболее сильно масс-фракционированные образцы (табл. 5.17), также свидетельствуют в пользу такого процесса. Добавим, что некоторые авторы от-

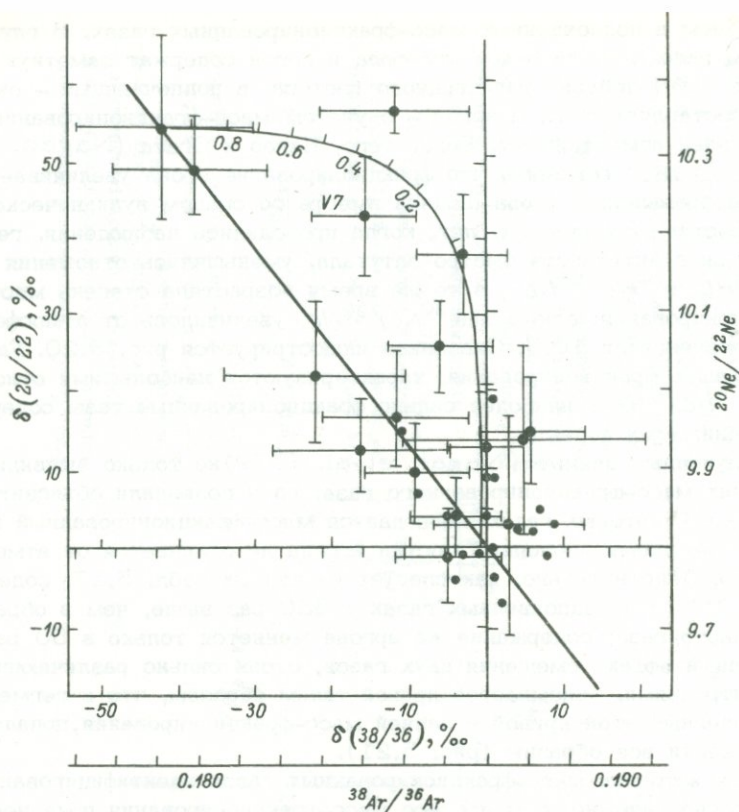


Рис. 5.21. Соотношения изотопов неона и аргона в газах термопроявлений Японии.

Они объясняются процессами масс-фракционирования (наклонная прямая) и смешения (кривая линия, цифрами обозначена пропорция смешения наиболее сильно обогащенных легкими элементами и изотопами газов с газами, характеризующимися атмосферной распространенностью изотопов). Видно, что практически все экспериментальные точки находятся между определенными выше линиями (Nagao et al., 1979). Обозначения осей см. на рис. 5.20.

мечают наиболее сильное обогащение неонам газов высокотемпературных гидротерм (Прасолов и др., 1982а и др.,).

Не следует упускать из виду и возможность элементного фракционирования газов за счет их различной растворимости. В частности Э.М. Прасолов и соавторы (1982а) тщательно проанализировали возможное фракционирование газов при одноактной и многоактной дегазации вод и показали, что в последнем случае может наблюдаться существенное обогащение тяжелыми газами, выходящее за пределы соотношений, характерных для свободного и растворен-

ного в воде воздуха. Обогащение тяжелыми газами встречается нередко и в породах осадочной толщи (§ 5.4).

Проблема изотопного и элементного фракционирования атмосферных газов пока остается открытой. Не вызывает, однако, сомнения, что ее дальнейшая разработка приведет к созданию нового метода познания истории природных газов и вод.

5.5.6. Изотопы гелия и другие летучие компоненты в земных флюидах

Как было показано в гл. 4, дегазация Земли является глобальным процессом, достаточно интенсивно протекающим в настоящее время. На пути к поверхности Земли ювениальные летучие компоненты смешиваются с таковыми, входящими в состав атмосферы и земной коры. Геохимические и изотопные исследования летучих элементов, таких как H , O , S , N , показали, что вклад мантийных компонентов, как правило, существенно меньший, чем коровых и атмосферных, за исключением гелия, который является единственным надежным трассером ювениальных летучих компонентов (Кононов, Поляк, 1982).

Рассмотрим возможность количественной оценки вклада гелия коры, мантии и атмосферы в наблюдаемую смесь его изотопов, а также перспективы подобных оценок для других, химически активных газов.

Зная значения отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в гелии мантии земли ($R_M = 1.2 \cdot 10^{-5}$ — § 4.2), коры ($R_K = 2 \cdot 10^{-8}$) и атмосферы ($R_A = 1.4 \cdot 10^{-6}$), можно количественно оценить вклад гелия из трех этих резервуаров в гелий, наблюдаемый в подземных флюидах (Компоненты ..., 1976). Единственное необходимое допущение — нерадиогенные изотопы других благородных газов в исследуемом образце (индекс 0) имеют атмосферное происхождение, например ${}^{20}\text{Ne}_0 = {}^{20}\text{Ne}_A$. Это предположение выполняется, видимо, почти всегда. Отношение ${}^4\text{He}_A/{}^{20}\text{Ne}_A$ в атмосфере и в растворенном в пресной воде воздухе составляет 0.32 и 0.25 соответственно (температура воды принята равной $+10^\circ\text{C}$). Среднее отношение этих компонент для простоты может быть принято равным 0.285, поскольку в подавляющем большинстве случаев соотношение атмосферных газов находится в соответствии с их растворимостью.

С учетом приведенных выше значений может быть написана простая система уравнений:

$${}^4\text{He}_A = 0.286 {}^{20}\text{Ne}_0;$$

$${}^4\text{He}_A + {}^4\text{He}_K + {}^4\text{He}_M = {}^4\text{He}_0;$$

$${}^4\text{He}_A + {}^4\text{He}_K + {}^4\text{He}_M = {}^4\text{He}_0; \quad (5.9)$$

$$R_A \cdot {}^4\text{He}_A + R_K {}^4\text{He}_K + R_M {}^4\text{He}_M = R_0 {}^4\text{He}_0,$$

где ${}^4\text{He}_A$, ${}^4\text{He}_K$ и ${}^4\text{He}_M$ — неизвестные концентрации атмосферного, корового и мантийного типов гелия соответственно; ${}^4\text{He}_0$ и ${}^{20}\text{Ne}_0$ обозначают измеренные концентрации соответствующих изотопов в образце.

Решая систему (5.9), можно определить вклад гелия мантии в гелий образца:

$${}^4\text{He}_M/{}^4\text{He}_0 = [(R_0 - R_K) - (R_A - R_K)({}^4\text{He}_A/{}^4\text{He}_0)] / (R_M - R_K). \quad (5.10)$$

Формула, аналогичная (5.10), может быть получена для оценки вклада гелия земной коры, а пропорция между гелием атмосферы и образца определяется как

$${}^4\text{He}_A/{}^4\text{He}_0 = 0.285 {}^{20}\text{Ne}_0/{}^4\text{He}_0.$$

Результаты расчетов по этим формулам прямо зависят от значения R_M , которое известно с некоторой неопределенностью. Возможные колебания в оценках этого отношения приведены в § 4.2. Каменский и др. (Компоненты ..., 1976) использовали высокое значение $R_M = 3 \cdot 10^{-5}$ и соответственно получили ${}^4\text{He}_M/{}^4\text{He}_0 \approx 0.3$

для большинства термальных источников Камчатки, обогащенных ${}^3\text{He}$. В настоящее время для верхней, обедненной, мантии предлагается более низкая оценка $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_M \approx 1.2 \cdot 10^{-5}$. Соответственно вклад мантийного гелия во многих гидротермах Тихоокеанского вулканического пояса будет близок к 1. Каменский и соавторы (Компоненты ..., 1976) доказали, что в подавляющем числе образцов вклад атмосферного гелия мал или даже практически отсутствует — в полном соответствии с оценками, приведенными в разд. 7.1.2.

Как правило, соотношение мантийного, корового и атмосферного типов гелия является более-менее постоянным во времени. Здесь имеется в виду время, в течение которого выполнимы прямые наблюдения, измеряемое годами или десятками лет. Это утверждение справедливо прежде всего для газов нефтяных и газовых месторождений и для газов, растворенных в глубинных водах платформенных регионов, которые являются весьма консервативными системами. Повторные измерения изотопного состава гелия в термальных источниках Исландии и Камчатки подтверждают сказанное. Однако в некоторых случаях отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в вулканических районах могут значительно и закономерно изменяться в течение десятилетия, как это было показано для фумарольных газов вулкана Шоушинзян в Японии (Change ..., 1980). В результате анализов семи образцов газа, отобранных в период от 1958 до 1977 г., было показано, что отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ уменьшились от $7.6 \cdot 10^{-6}$ и 130 до $3.1 \cdot 10^{-6}$ и 0.61 соответственно

вместе с затуханием вулканической активности и ростом контаминации гидротерм атмосферными газами. Наблюдались случаи, когда равновесие между газами, растворенными в водах и выделяющимися из них спонтанно, отсутствовало. Например, отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в кислых источниках (Лассанский национальный вулканический парк, США) в газовой фазе были соответственно в 2 и в 1000 раз выше этих же отношений в газах, растворенных в воде гидротерм (Helium ..., 1978). Такие наблюдения представляются весьма важными; не исключено, что на их основе может быть разработан новый метод исследования термальных флюидов.

Очевидно, поток гелия к земной поверхности сопровождается потоком других летучих элементов. Однако идентификация мантийной компоненты последних, даже на качественном уровне, является весьма сложной проблемой. В редких случаях такая идентификация может быть выполнена с помощью изотопных данных, например установление мантийного источника серы в Исландии (разд. 4.2.1). Как правило, вклад летучих компонентов коры и атмосферы несоизмеримо выше, чем мантии, что естественно, затрудняет выделение ювенильной компоненты. Сравнительный анализ показывает, что непосредственное соотношение между изотопным составом гелия и химическим составом газов отсутствует (табл. 5.18). Высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ были обнаружены в гидротермах разного состава — азотно-углекислых термах гейзерного типа, водородных термах исландского типа, в азотных и даже в метановых газах; изотопный состав гелия определяется тектоно-магматической активностью региона в целом, в то время как химический состав флюидов связан с более локальными и приповерхностными геологическими процессами. Все же данные изотопии гелия, вероятно, могут быть использованы для идентификации глубинных, мантийных, газов. Можно наметить два подхода к решению этой сложной проблемы.

Первый из них — отбор образцов, которые согласно аргон-гелиевой изотопной корреляции полностью избежали контаминации коровыми и/или атмосферными газами (разд. 4.3.2). Второй (The helium..., 1976) основан на анализе отношения $C_0/{}^3\text{He}_0$, где C_0 — содержание химически активного летучего компонента в исследуемом образце; ${}^3\text{He}_0$ — содержание в нем легкого изотопа гелия; при этом предполагается, что ${}^3\text{He}_0$ имеет мантийное происхождение.

Результаты, полученные для образцов, полезно сравнить с общепланетарным значением рассматриваемого отношения, $C_{\Sigma}/{}^3\text{He}_{\Sigma}$, где C_{Σ} , ${}^3\text{He}_{\Sigma}$ — количества химически активного компонента и ${}^3\text{He}$, потерянные твердой Землей за всю ее историю. Если допустить, что химически активные и инертные газы покидают недра Земли в одинаковой пропорции, то соотношения компонентов в „мантийном” образце должны быть близки к планетарным, т. е. $C_0/{}^3\text{He}_0 \approx C_{\Sigma}/{}^3\text{He}_{\Sigma}$. Верхние оболочки Земли, кора и атмосфера, обогащены летучими компонентами, которые сконцентрировались в них за всю историю дегазации Земли. Соответственно, если отношение $C_0/{}^3\text{He}_0$ будет существенно превосходить общепланетарное, можно предположить значительный вклад летучих компонентов коры в таком образце.

Таблица 5.18

Отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в различных типах подземных флюидов

Газопроявление	$^3\text{He}/^4\text{He}, 10^6$	$T, ^\circ\text{C}$
Метановые пластовые		
Лиманская площадь, Западная Камчатка	0.0092	
Пиначево, Восточная Камчатка	4.9	
Тункинская впадина, Прибайкалье	8.9	
Азотные термы		
Горячинский источник, Забайкалье	0.42	57
Малкинские горячие источники, Центральная Камчатка	8.7	82.7
Хверавик, Северо-Западная Исландия	33	77
Углекислые холодные		
Ямаровка, Забайкалье	0.55	2
Малкинские холодные источники, Центральная Камчатка	4.6	5.6
Фурубракка, Западная Исландия	12.5	7.0
Углекислые термы		
Джермук, Малый Кавказ	4.1	54
Нальчево, Восточная Камчатка	8.0	75
Лизуходоль, Западная Исландия	13.0	57.5
Азотно-углекислые термы		
Долина гейзеров, Восточная Камчатка	9.0	кип.
Хвераведлир-Кьелур, Центральная Исландия	21	"
Группа Большого гейзера, Юга-Западная Исландия	26.5	"
Хвераведлир-Рейкьяхверри, Северная Исландия	17.0	"
Архвер, Западная Исландия	23.5	"
Водородные термы		
Кермигарфьодл, Центральная Исландия	2.0	кип.
Там же	18.0	"
Хвер-Ландма, Южная Исландия	25.0	"

(The helium..., 1976)

Состав газов, % об.							
He+Ne	Ar	N_2	CH_4	CO_2	H_2S	H_2	O_2
подземные воды регионального распространения							
			95.9	0.0	0.0	0.0	0.0
0.01	0.26	24.2	74.7		11	0.0	0.0
0.242	0.31	23.3	74.5	1.60	0.0	0.02	0.0
0.078	1.03	98.2	0.0	0.40	0.0	0.0	0.0
0.026	1.47	98.5					
0.0169	2.61	97.0	0.03	0.35	0.0	0.001	0.1
минеральные воды							
0.018	1.03		0.02	99.0			
	1.57		0.0	98.5	0.0	0.0	0.0
0.001	0.03	0.92	0.92	99.0	0.0	0.0003	0.01
0.0093	0.167	2.2	0.016	97.8	0.0		0.0
0.002		5.80	0.74	93.4			
0.0022	0.071	4.6	0.01	95.0			
„гейзерного типа“							
0.0024	0.60	26.9	3.85	66.0	0.0	2.67	0.0
0.001	0.34	21.61	1.06	76.0	0.0	0.54	0.45
0.118	1.26	62.2	1.08	26.2	0.0	0.282	8.56
0.004	2.84	85.0	0.35	11.7	0.0	0.007	0.1
0.0167	2.3	95.1	0.3	2.23	0.0	0.062	0.01
„исландского типа“							
0.001	0.03	1.64	0.14	81.3	7.09	9.78	0.0
0.001	0.1	9.48	1.01	53.5		35.6	0.26
0.0005	0.084	3.0	0.35	86.5		9.79	0.27

Проиллюстрируем сказанное на примере углерода, для которого $C_{\Sigma}/^3\text{He}_{\Sigma} \approx 1 \cdot 10^7$. Отношения $C_0/^3\text{He}_0$ в термах Исландии варьируют вокруг этого планетарного значения. Такие же низкие отношения $C_0/^3\text{He}_0 \approx 10^7$ обнаружены в некоторых термопроявлениях Камчатки; в большинстве терм двух последних регионов наблюдаются существенно более высокие значения ($\sim 10^{10}$). Еще более высокие отношения (10^{11} – 10^{12}) и соответственно меньший вклад ювенильного углерода типичны для углеродных газов газонефтяных месторождений Сахалина, Японии, Камчатки (отличающихся повышенным отношением $^3\text{He}/^4\text{He} > 10^7$). Следует отметить в заключение, что кратко рассмотренный выше метод практически не разработан и является сугубо приблизительным, прежде всего в связи с существенно различным поведением газов. Например, растворимость CO_2 и He различается более чем на два порядка, и в опробованных термальных источниках гелий может быть преимущественно сконцентрирован в спонтанно выделяющемся газе, а углекислый газ – в воде.

5.6. Спаллогенный гелий в земных образцах

Хотя на Земле распространены преимущественно радиогенные и первичные газы, в приповерхностных породах недавно была обнаружена и спаллогенная компонента. Курц (Nature, 1986, vol. 320, № 6061, с. 435–439), Крайг и Поредра (Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1986, vol. 83, с. 1970–1974) показали, что в результате дробления ксенокристаллов оливина и клинопироксена из базальтов вулкана Гелеокала, Гавайи, выделяется $\sim 10^{-8}$ см³·г⁻¹ He с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = 11,5 \cdot 10^{-6}$, а при последующем ступенчатом нагреве раздробленных образцов в некоторых температурных фракциях выделяется $\leq 3 \cdot 10^{-10}$ см³·г⁻¹ He с максимальным для земных образцов отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \leq 3 \cdot 10^{-3}$. Существенно, что такие же минералы, отобранные в пределах того же слоя, но с глубин ≥ 100 м, содержали только мантийный He – и при дроблении и при плавлении выделялся He с типичным для СОРБ отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = 11 \cdot 10^{-6}$. В пользу выдвинутого авторами представления о спалляционном происхождении ^3He в таких образцах свидетельствуют следующие аргументы: наиболее высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-1}$ типичны для спалляционного He, таким образом, наблюдаемые отношения могут быть объяснены смешением радиогенного (мантийного) и спаллогенного He; высокие отношения обнаружены только в He приповерхностных образцов, которые подвергались высокоэнергетическому космическому облучению; экспериментально установленный выход легких ядер при облучении образцов в высокогорных условиях достаточен для образования наблюдаемых концентраций ^3He .

Концентрация спаллогенного He (третия) в породах определяется его выходом, сохранностью и скоростью эрозии; если имеется возможность оценить первые две величины из априорных данных, исследования спаллогенных изотопов могут быть использованы для определения скорости эрозии горных массивов.

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ВОДАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Внимание к изучению гелия в водах Мирового океана было привлечено, по-видимому, работой Ревелля и Зюсса (Revelle, Suess, 1962), которые обнаружили небольшой избыток содержания гелия по сравнению с ожидаемым согласно растворимости. Авторы считали, что избыток связан с потоком гелия из твердой Земли в атмосферу и может быть использован для оценки последнего. Величина потока важна для оценки баланса гелия на Земле, изучения теплового потока, радиоактивности литосферы и тектонического строения океанической земной коры. Полученные впоследствии результаты подтвердили наличие избытка гелия (5–10%) в океанической воде. В дальнейшем были выполнены высокоточные измерения концентраций легких благородных газов, которые позволили более надежно определить концентрации избыточного гелия, инъецируемого в океанические воды гидротермальными флюидами, циркулирующими в океанической коре. С другой стороны, было показано, что частично избыточный гелий связан с растворением в погружающихся на глубину водах атмосферных газов, первоначально захваченных в виде пузырьков.

Для уточнения вопроса о природе избыточного гелия были развернуты исследования на изотопном уровне. Было показано: отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в растворенном в водах гелии заметно выше атмосферного; изотопный состав избыточного гелия близок к таковому в гидротермах таких зон современного вулканизма, как Камчатка, Курилы, Япония и др., поток глубинного гелия через океаническую кору действительно существует; часть избыточного ^3He в поверхностных водах связана с радиоактивным распадом техногенного трития. Широкое развитие изотопных исследований позволило не только установить главные источники изотопов гелия в водах океана, но и составить представление о региональных особенностях распределения в них ^3He и ^4He . В частности, было установлено, что гелий является уникальным природным трассером, в гигантских масштабах вводимым в воды в локальных, наиболее проницаемых и активных участках коры, а затем разносимым океаническими течениями. Таким образом, океанологические изотопные исследования оказались весьма важными и перспективными как в научном, так и в прикладном отношениях. Все остальные благородные газы, растворенные в водах океана, по изотопному составу не отличаются от атмосферных (незначительные отличия могут быть связаны с не-

сколько различной растворимостью изотопов ~ § 1.4), а их концентрации соответствуют растворимости атмосферных компонент. Таким образом, данные об изотопном составе и содержании более тяжелых, чем гелий, газов не имеют самостоятельного геохимического значения, и настоящая глава будет посвящена исключительно проблеме распространенности изотопов гелия в водах океана.

6.1. Происхождение изотопов гелия в океанических водах

Согласно современным представлениям, появление изотопов гелия в океанической воде может быть связано с тремя процессами: растворением атмосферного гелия; потоком „подземного“ гелия; радиоактивным распадом элементов, приводящим к появлению изотопов гелия (прежде всего, естественно, трития). Рассмотрим последовательно возможный вклад всех этих процессов.

6.1.1. Растворенные в водах благородные газы

Ранее принималось, что содержания газов в океанических водах обеспечиваются термодинамическим равновесием между атмосферой и поверхностью океана. В таком случае измеренные содержания ($\text{см}^3/\text{кг}$ воды) должны были быть равными рассчитанным: C_i по формуле

$$C_i = \frac{X_i \beta_i}{\rho} (p - p^*), \quad (6.1)$$

где X_i - доля i -компоненты в сухом воздухе (по объему); β_i - коэффициент растворимости Бунзена; ρ - плотность воды; p - атмосферное давление; p^* - равновесное давление паров воды.

Однако сопоставление достаточно точных (анализы выполнялись методом изотопного разбавления и концентрация определялась с погрешностью $\pm 1.5\%$) данных (Dissolved ..., 1967; Noble gases..., 1968) с прецизионными результатами измерения коэффициента растворимости газов в морской воде (§ 1.4) привело к существенным расхождениям, которые получили в литературе название „аномалии насыщения“. Эти аномалии связаны как с действием ряда трудно учитываемых факторов, так и с более сложным механизмом внедрения газов в океаническую воду, чем механизм равновесного растворения.

В настоящее время считается, что аномалии насыщения, фиксирующие отклонения измеренных результатов от расчетных, обуславливаются прежде всего нижеследующими тремя факторами: 1) отклонением атмосферного давления в момент насыщения от нормального; 2) изменением температуры (и в меньшей степени солёности) воды, происшедшим между моментами насыщения и анализа; 3) инъецией воздуха в виде мелких пузырьков, образующихся в результа-

те волнения поверхности океана. Для количественного учета этих факторов была предложена приближенная формула (Craig, Weiss, 1971). Вначале представим расчетную концентрацию C_i через равновесную концентрацию C_i^* , определяемую уравнением (6.1) при давлении $p = 1$ атм. Для этого, умножив и поделив (6.1) на величину $1 - p^*$ и пренебрегая малым произведением $p^*(p-1)$, получим

$$C_i = C_i^* p. \quad (6.2)$$

Для учета эффекта, связанного с растворением пузырьков воздуха, в первом приближении можно просто добавить к правой части (6.2) член $x_i \alpha$, где α — количество растворенного воздуха в виде пузырьков, см³/кг. Если температура в момент наблюдения не соответствовала таковой во время растворения воздуха, например она уменьшилась на значение ΔT , то в этом случае значение C^* в (6.2) должно быть меньше на величину $(dC^*/dT)\Delta T$ — при повышении температуры растворимость уменьшается, что и учитывается разностью $C^* - (dC^*/dT)\Delta T$. С учетом сделанных выше поправок расчетная концентрация должна быть близка к наблюдаемой. Удобнее представлять аномалии насыщения в относительных величинах:

$$\Delta_i = (C_i / C_i^*) - 1. \quad (6.3)$$

Подставив в правую часть (6.2) рассмотренные выше добавочные члены-поправки и переходя к представлению (6.3), получим после простых преобразований

$$\Delta_i = (p-1) - p \left(\frac{d \lg C_i^*}{dT} \right) \Delta T + \frac{x_i \alpha}{C_i^*}. \quad (6.4)$$

В формуле (6.4) значения величин C^* и $d \lg C_i^*/dT$ табулированы (Weiss, 1970, 1971). Учитывая, что $p-1$ есть отклонение атмосферного давления от нормального (от 1 атм) и пренебрегая вариациями давления во втором, сравнительно малом члене (6.4), окончательно имеем:

$$\Delta_i = \Delta p - \left(\frac{d \lg C_i^*}{dT} \right) \Delta T + \frac{x_i \alpha}{C_i^*}. \quad (6.5)$$

В (6.5) Δp , ΔT и α — искомые неизвестные величины, для нахождения которых необходимо иметь точные измерения концентраций трех инертных газов заведомо атмосферного происхождения в океанической воде. После определения этих неизвестных по формуле (6.5) может быть рассчитано значение Δ_{He}^p для гелия и соответ-

ственно определен вклад глубинного гелия, инъецируемого в океанические воды:

$$\chi_{He}^r = C_{He}^r / C_{He}^n = (\Delta_{He}^n - \Delta_{He}^p) / (1 + \Delta_{He}^n), \quad (6.6)$$

где индексы „и“, „г“, обозначают измеренную концентрацию гелия и концентрацию его глубинной компоненты соответственно; $\Delta_{He}^n = C_{He}^n / C_{He}^* - 1$. В тех случаях, когда необходимый набор данных отсутствует, значение χ_{He}^r может быть определено при некоторых дополнительных допущениях, например давление существенно не менялось. Крайг и Вейсс (Craig, Weiss, 1971) предложили номограммы для приближенного графического решения уравнений (6.5), когда известны концентрации трех газов — He, Ne и Ar.

6.1.2. Изотопы гелия, привнесенные в океанические воды

Оба изотопа гелия привносятся в океанические воды подземными водами и газами, разгружающимися в пределах океанов и морей. В зависимости от источника гелия в этих газах и водах его отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ может быть как выше (Craig, Lupton, 1981), так и ниже (Clarke et al., 1973) атмосферного; соответственно в обе стороны от атмосферного может изменяться и измеряемое отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, наблюдаемое в океанической (морской) воде. В подавляющем большинстве случаев, однако, океаническая вода отличается избытком легкого изотопа ${}^3\text{He}$, свидетельствующего о значительном вкладе мантийного гелия в баланс „подземного“ гелия океанов. Толстихин и соавторы (1972) впервые попытались оценить изотопный состав инъецируемого глубинного гелия. Исходными данными для такой оценки являются (Craig, Clarke, 1970): изотопные отношения в глубинных $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_r = 1.55 \cdot 10^{-6}$ и поверхностных $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_A = 1.38 \cdot 10^{-6}$ океанических водах, а также избыток ${}^4\text{He}_r$ в глубинных водах, создаваемый за счет поступления глубинного гелия (~5%). Полагая, что океанический гелий (He_0) состоит из двух компонент — растворенного He_A и глубинного гелия (He_r), можно составить простую систему из двух уравнений:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{{}^3\text{He}_A + {}^3\text{He}_r}{{}^4\text{He}_A + {}^4\text{He}_r} = \frac{{}^3\text{He}_0}{{}^4\text{He}_0} = 1.55 \cdot 10^{-6}; \\ \frac{{}^4\text{He}_r}{{}^4\text{He}_A + {}^4\text{He}_r} = 0.05. \end{array} \right. \quad (6.7)$$

Решая уравнения относительно $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_r$ с учетом приведенных выше значений, получим, что искомое отношение $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_r =$

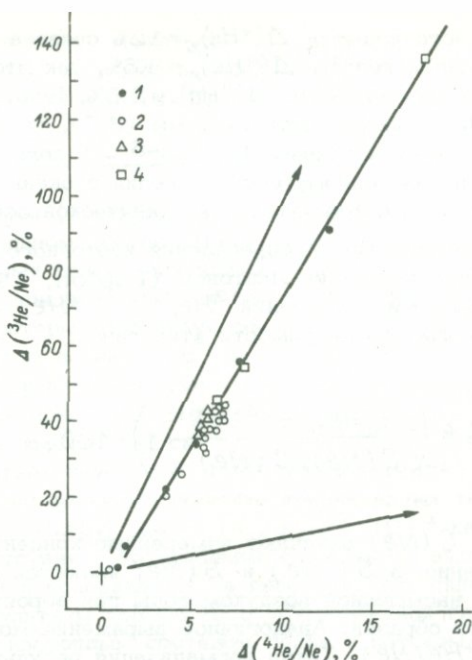


Рис. 6.1. Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в гелии, инжецируемом в океаническую воду в зонах высокой тектоно-магматической активности, составляет $1.1 \cdot 10^{-5}$ (Lupton, 1979). $\Delta({}^3\text{He}/\text{Ne})$ % и $\Delta({}^4\text{He}/\text{Ne})$ % определены в тексте [см. формулу (6.8)].

Гелий из: 1 - вод впадины Гуайама, 2 - вод впадины Мазатлан, 3 - придонных вод, 4 - подводных гидротермальных систем. Нижняя и верхняя стрелки соответствуют нормальному и удесятеренному атмосферному соотношению изотопов гелия.

$= 5 \cdot 10^{-6}$, т. е. близко к изотопному составу гелия гидротерм и океанических базальтов (гл. 4, 5).

В дальнейшем приведенная выше величина была существенно уточнена для гелия глубинных вод района Восточно-Тихоокеанского хребта Крайгом и др. (Craig et al., 1975), которые использовали для расчета новые значения $\delta({}^3\text{He}) = 30\%$ * и учли, что большая

* Величина $\delta({}^3\text{He})$ определяется выражением

$$\delta({}^3\text{He})\% = \left[\frac{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{ИЗМ.ОКЕАН}}}{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{АТМ}}} - 1 \right] \cdot 100;$$

соответственно для $\delta({}^3\text{He}) = 30\%$ отношение $({}^3\text{He}/{}^4\text{He}) = 1.82 \cdot 10^{-6}$.

часть наблюдаемого избытка $\Delta(^4\text{He})_{\Sigma} = 12\%$ связана с пересыщением вод атмосферным гелием $\Delta(^4\text{He})_{\text{в}} = 8.5\%$, так что на долю глубинного ^4He приходится всего $\Delta(^4\text{He})_{\text{г}} = 3.5\%$. Если эти новые значения поставить в правую часть системы (6.7), то отношение $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{г}}$ окажется равным $1.5 \cdot 10^{-5}$ – в полном соответствии с данными по изотопному составу гелия в океанических базальтах и в термах Курило–Камчатской вулканической зоны (гл. 5).

Наиболее надежный метод определения изотопного состава глубинного гелия был предложен Лаптоном (Lupton, 1979), который использовал отклонение отношений $^3\text{He}/\text{Ne}$ и $^4\text{He}/\text{Ne}$ от отношений, соответствующих растворимости этих газов:

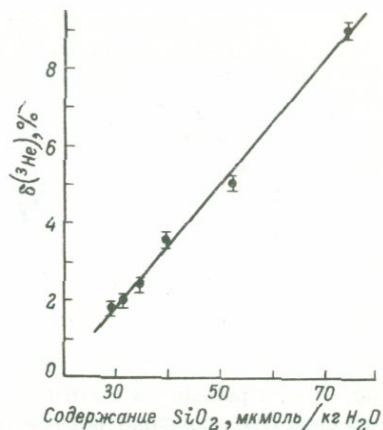
$$\Delta \left(\frac{^3\text{He}}{\text{Ne}} \right) \% = \left(\frac{C(^3\text{He})/S(^3\text{He})}{C(\text{Ne})/S(\text{Ne})} - 1 \right) \cdot 100, \quad (6.8)$$

где $C(^3\text{He})$ и $C(\text{Ne})$ означают измеренные концентрации ^3He и Ne соответственно, а $S(^3\text{He})$ и $S(\text{Ne})$ являются ожидаемыми концентрациями насыщенной воздухом воды при вероятной температуре и солености образца. Аналогичное выражение может быть написано и для $\Delta(^4\text{He}/\text{Ne})$. Такая нормализация результатов ограничивает ошибки, связанные с неточным значением параметров растворимости, веса образца и т. д. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в глубинном гелии может быть найдено (рис. 6.1) из графика в координатах $\Delta(^3\text{He}/\text{Ne}) - \Delta(^4\text{He}/\text{Ne})$, как угол наклона прямой, аппроксимирующей экспериментальные точки. Значения таких отношений, полученные для Калифорнийского залива и Галапагосского рифа действительно легли на прямую, определяющую отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.1 \cdot 10^{-5}$, в отличном соответствии с принятым для океанических базальтов; такое совпадение свидетельствует об едином источнике гелия, которым, по всей видимости, является обедненная мантия.

Важным результатом, имеющим прямое отношение к природе растворенного в океанических водах избыточного ^3He , является четкая корреляция (рис. 6.2) между $\delta(^3\text{He})$ и содержанием SiO_2 в водах южной части Атлантического океана (Jenkins, Clarke, 1976): коэффициент корреляции между этими величинами оказался равным $r = 0.998$ (!). Известно, что SiO_2 является типичным глубинным компонентом высокотемпературных гидротерм, и, следовательно, к ним приурочен и наблюдаемый избыток изотопа ^3He .

Тщательные определения концентрации избыточного ^3He одновременно с измерениями температуры вблизи выходов подводных гидротермальных струй позволили установить и другую весьма важную корреляцию – между потоком ^3He и тепла, выносимых гидротермами (Jenkins et al., 1978). Эти авторы сопоставили абсолютные концентрации ^3He в воде с ее температурой и оценили тепловую энергию, выносимую атомом ^3He из недр (рис. 6.3); при этом отношение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ в океанических водах вблизи гидротерм

Рис. 6.2. Зависимость между содержанием SiO_2 и $\delta(^3\text{He})$ в водах Южной Атлантики (Jenkins, Clarke, 1976).



оказалось равным $(10.8 \pm 0.2) \cdot 10^{-6}$ – в отличном соответствии с установленными ранее значениями этой величины для океанических базальтов и гидротерм. Используя современные оценки потока ^3He из океанической коры, полученные Крайгом и соавторами (Craig et al., 1975), а именно $4 \pm 1 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ (что соответствует $6.5 \cdot 10^{26}$ атомов $\cdot \text{год}^{-1}$), Дженкинс, Эдмонд и Корлис получили значение конвективных теплопотерь через океаническую кору, равное $(4.9 \pm 1.2) \cdot 10^{19}$ кал $\cdot \text{год}^{-1}$ – в полном соответствии с независимыми оценками, выполненными другими авторами и основанными на геофизических данных. Приведенные выше результаты совместно с установленной глобальной корреляцией между изотопным составом гелия и потоком тепловой энергии безусловно являются хорошей основой для дальнейшего сближе-

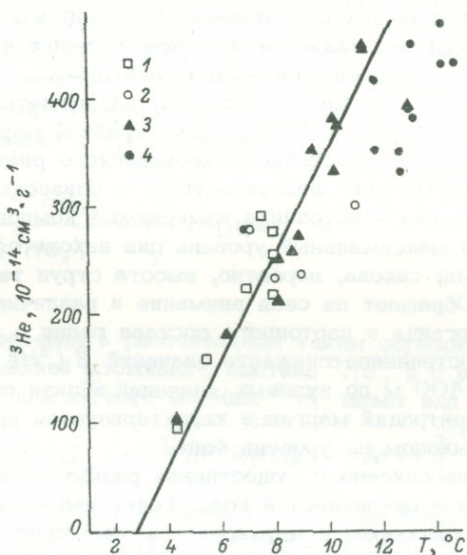


Рис. 6.3. Корреляция между температурой T океанической воды в районах выхода подводных гидротерм и содержанием ^3He . Наклон аппроксимирующей прямой соответствует теплопотерям $7.6 \cdot 10^{-8}$ кал $\cdot \text{атом}^{-1}$. Районы: 1 – Кламбэйк, 2 – Оустербед, 3 – Дандерионс (Галапагосский рифт), 4 – Сад Эдена (Jenkins et al., 1978).

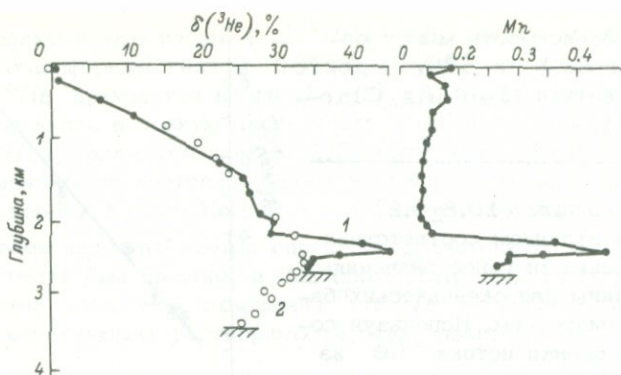


Рис. 6.4. Профили $\delta(^3\text{He})$ и общего содержания растворенного марганца Mn в районе пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия на широте 21°N (1). Для сравнения приведен профиль $\delta(^3\text{He})$, расположенный на 200 км севернее (2).

Видно, что избыток ^3He наблюдается повсеместно, в то время как содержание марганца быстро убывает с расстоянием от выхода гидротерм (Lupton, 1983).

ния изотопно-геохимических и геофизических представлений о процессах тепло-массопереноса, протекающих в недрах Земли.

Весьма перспективно также совместное изучение концентраций марганца и ^3He в океанической воде (Helium-3..., 1980; Craig, Lupton, 1981). Как видно из рис. 6.4, наблюдается отчетливая корреляция между избытком ^3He и концентрацией марганца в водах Тихого океана в районе Восточно-Тихоокеанского рифта (21°N). Резкая форма максимумов свидетельствует о близости выхода гидротермального флюида — источника измеряемых компонент. Интересно отметить, что максимальный уровень дна находится на 200 м глубже максимума; такова, вероятно, высота струи термопроявлений в этом районе. Обращает на себя внимание и различие в изменении концентрации марганца и изотопного состава гелия с глубиной. Для гелия типично постепенное снижение значений $\delta(^3\text{He})$ от максимума на глубине 2400 м до нулевых значений вблизи поверхности океана; пик концентраций марганца характеризуется крутыми склонами и быстрым выходом на уровень фона.

Такое различие связано с существенно разным временем жизни гелия и марганца в океанической воде. Гелий является наиболее консервативным трассером и маркирует океаническое течение до тех пор, пока несущие его воды поднимаются выше термоклина и не устанавливается равновесие между растворенным гелием и гелием атмосферы. Марганец, напротив, довольно быстро удаляется из воды — согласно современным оценкам, его время жизни в воде оценивается в 50 лет. Лаптон и соавторы (Helium-3..., 1980) отмечают, что отношение $\text{Mn}/^3\text{He}$ существенно варьирует как в

водах Восточно-Тихоокеанского рифта, так и в других районах, что связано со сравнительно быстрым уходом марганца. Таким образом, возникает заманчивая перспектива создания гелий-марганцевых часов, которые будут „запускаться“ в момент смешения вод гидротерм с водами океана и смогут оказаться незаменимым инструментом для изучения временной шкалы процессов массо-переноса в океане. Следует в заключение подчеркнуть, что и консервативный – гелиевый и (вблизи выхода гидротерм) малоконсервативный – марганцевый трассеры выходов подводных терм являются существенно более чувствительными, чем, например, вариации температуры воды.

6.1.3. Радиогенный ^3He в океанических водах

Данные, изложенные в предыдущем разделе, позволяют уверенно сделать вывод о появлении избыточных концентраций обоих изотопов гелия за счет его миграции из океанической коры. Крайг и Кларк (Craig, Clarke, 1970) справедливо отвергли предложенную Файерхоллом (Fairhall, 1969) гипотезу о происхождении избыточного ^3He за счет распада „дотехногенного“ трития: ни наблюдаемые концентрации трития в „дотехногенную“ эру, ни реально измеренные несколько позднее концентрации этого изотопа в глубинных океанических водах, ни общий поток изотопа ^3He из Земли в атмосферу – не могут быть объяснены с позиций „тритиевой“ гипотезы: наблюдаемые избытки ^3He слишком велики. Действительно, даже концентрации трития 2 Т.Е. (1 Т.Е.=1 ат. T/10¹⁸ ат. H=6.7·10⁷ ат. T/1 кг H₂O), которая существенно выше средних, „дотехногенных“ концентраций этого элемента в водах океана, соответствует [формула (6.3)] избыток ^3He , равный

$$\left(\frac{C(^3\text{He}_A + ^3\text{He}_T)}{C^*(^3\text{He}_A)} - 1 \right) \cdot 100 = 8.7\%.$$

Однако сопоставлять рассчитанный таким образом избыток следует не с аномалией изотопного состава ^3He , а с аномалией насыщения, которая для легкого изотопа ^3He имеет вид

$$\Delta_3 = \delta(^3\text{He}) + \Delta_4 + 10^{-2} [\delta(^3\text{He})\Delta_4 - (\alpha - 1)]^{-1}. \quad (6.9)$$

Подставив в (6.9) уже известные из предыдущего изложения величины $\delta(^3\text{He})=30\%$; $\Delta_4=12\%$; $\alpha-1=1.2\%$; $\alpha=0.988$, получим $\Delta_3=47\%$. Таким образом, „тритиевая“ гипотеза позволяет объяснить лишь менее 1/5 наблюдаемых избытков ^3He в водах Тихого океана. Заметим, что и в некоторых районах Атлантического океана наблюдаемые избытки ^3He больше, чем обеспечиваемые распадом природного трития, а в водах Красного моря избыток ^3He достигает гигантских значений. Отношения He/Ne в них достигают 100 при значениях $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 12 \cdot 10^{-6}$ (!). Тем не менее в поверхностных

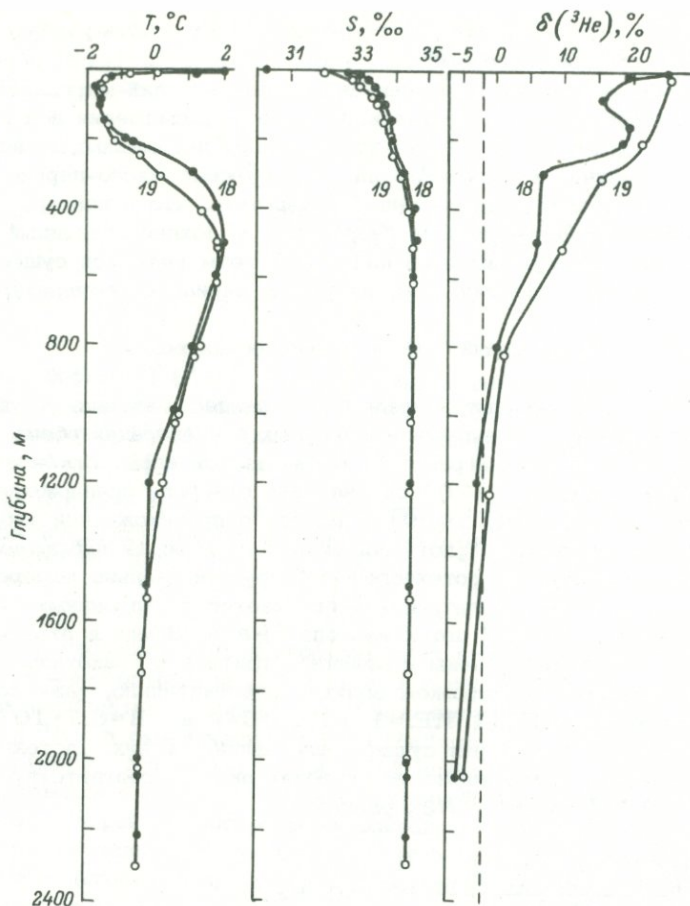


Рис. 6.5. Вертикальные профили на станциях 18 и 19, расположенных в центре Баффина залива (Radiogenic ..., 1980).

Представлены данные о температуре, солености, изотопном составе гелия, содержании гелия и неона и „избытке“ наблюдаемой концентрации гелия по сравнению с концентрацией растворенного атмосферного гелия, содержании трития и тритий- ^3He возрасте приповерхностных вод. Отрицательные „избытки“ ^4He обусловлены чрезмерным упрощением расчетов: не учитывалось давление и температура в момент насыщения, поскольку не измерялось содержание трех атмосферных газов.

водах и в „молодых“ глубинных водах, проникающих в придонные части океана благодаря течениям (особенно в водах, зараженных техногенным тритием), часть ^3He вполне может быть генетически связана с тритием.

Следует подчеркнуть, что одновременное измерение ^3H и ^3He позволяет использовать тритий-гелиевые часы – уникальный метод

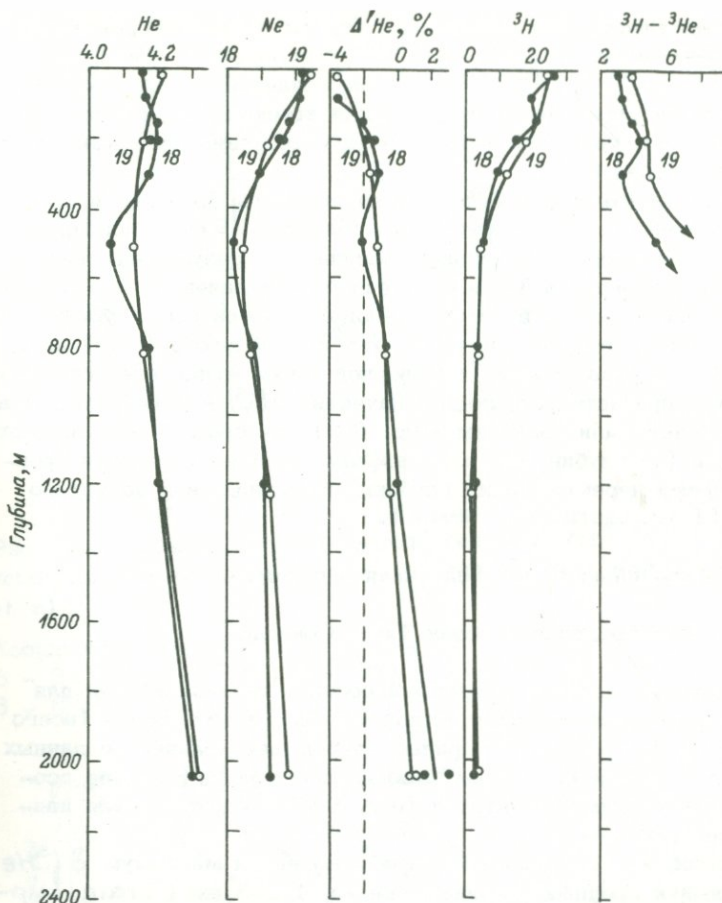


Рис. 6.5 (продолжение).

изучения процессов переноса и перемешивания океанических вод, причем метод, независимый от сильных вариаций (типичных для „техногенной“ эры) начальных концентраций трития.

К сожалению, не отработана пока методика распознавания природы избытка ${}^3\text{He}$: связан ли он с подтоком ювенильных газов или с распадом трития? Сравнительно небольшие добавки мантийного ${}^3\text{He}$ в поверхностные воды могут привести к заметным ложным аномалиям ${}^3\text{H}-{}^3\text{He}$ возраста. В принципе один из возможных приемов идентификации $\delta({}^3\text{He})$ заключается в точном измерении концентрации нескольких (не менее трех) заведомо атмосферных благородных газов, определении условий аномалии насыщения и установлении изотопного состава избыточного гелия. Если окажется, что $\delta({}^3\text{He})$ не поддерживается избытком ${}^4\text{He}$, то можно приписать всему $\delta({}^3\text{He})$ техногенное происхождение. При такого рода оценках

можно также учесть, что отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ювенильном гелии вряд ли будет выше, чем $(3 \div 4) \cdot 10^{-5}$; как правило, оно будет близко к $(10 \div 12) \cdot 10^{-6}$. Проблема заключается в том, достаточно ли точность определения атмосферных компонентов и методика определения аномалии насыщения для идентификации небольших избытков техногенного ^3He .

Несмотря на существующую неопределенность, Дженкис и соавторы (Excess ..., 1972; Jenkins, Clarke, 1976) использовали $^3\text{H}-^3\text{He}$ метод, контролируя получаемые результаты известными из океанологии данными об океанических течениях и о скоростях перемешивания вод в разных районах и на разных глубинах океана. В целом интервал значений $^3\text{H}-^3\text{He}$ возраста 0–25 лет, полученный для ряда станций в Северной части Атлантического океана, следует признать разумным. Значения $^3\text{H}-^3\text{He}$ возраста в диапазоне 0–8 лет были получены (рис. 6.5) для сравнительно поверхностных вод (до глубин 500 м) Баффинова залива (Западная Гренландия); время перемешивания глубоких придонных вод достигало 400 лет (Radiogenic ..., 1980).

6.2. Распределение изотопов гелия в океанических водах

6.2.1. Изотопы гелия в водах Тихого океана

К настоящему времени изотопный состав гелия известен для многих разрезов в северной и южной частях Тихого океана (всего несколько сотен измерений), причем наибольшее количество данных приходится на район Восточно-Тихоокеанского поднятия. Две особенности полученных результатов (рис. 6.6) представляются наиболее существенными.

Во-первых, на всех разрезах отчетливо виден максимум $\delta(^3\text{He})$, приуроченный к средним глубинам океана, 1,5–3 км (Craig, Lupton, 1981). Авторы считают, что в расположенных выше близповерхностных водах гелий находится в равновесии с атмосферой, а более глубокие, придонные воды смешиваются с поверхностными вследствие подтока в эти широты холодных вод из Антарктики. Таким образом, наиболее „изолированным“ от атмосферы оказывается именно средний, промежуточный слой, что хорошо проявляется и в других особенностях находящегося в его пределах вод. Существенно, что в пределы этого слоя попадают вершины подводных хребтов и наиболее высокие отметки самого Восточно-Тихоокеанского поднятия; по-видимому, именно в наиболее приподнятых участках океанического дна активно осуществляется разгрузка глубинных газов и вод (рис. 6.7).

Во-вторых, можно констатировать, что величина избытка $\delta(^3\text{He})$ достигает 33,5%; аномалия насыщения составляет 30–50%. Естественно, такие большие смещения в изотопном составе и концентрации ^3He в водах вряд ли могут быть объяснены без привлечения достаточно мощного источника ^3He , каковым и является мантия Земли.

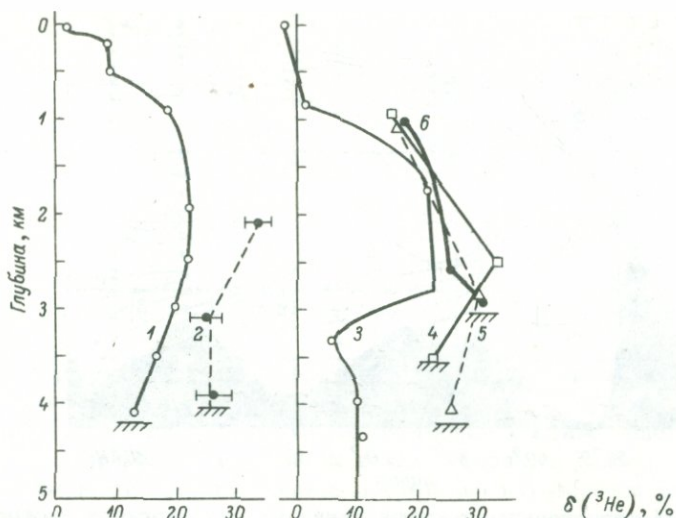


Рис. 6.6. Избыток легкого изотопа гелия $\delta(^3\text{He})$ в водах северного (слева) и южного (справа) районов Тихого океана (Craig et al., 1975).

Координаты разрезов: 1 - 28°N , 121°W ; 2 - 8°N , 113°W ; 3 - 31°S , 177°W ; 4 - 8°N , 113°W ; 5 - 7°S , 102°W ; 6 - 6°S , 107°W .

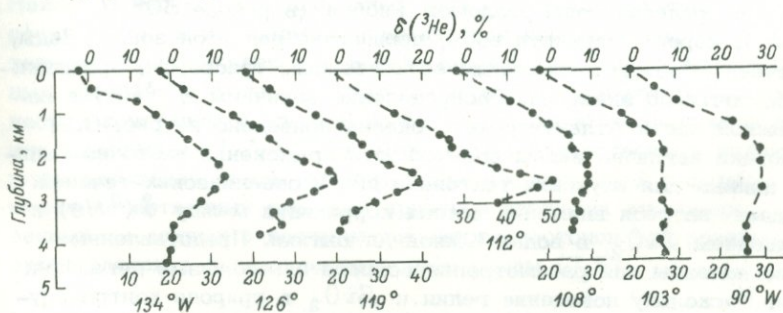


Рис. 6.7. $\delta(^3\text{He})$ профили, пересекающие Восточно-Тихоокеанское поднятие на широте 15° (Craig, Lupton, 1981).

6.2.2. Изотопы гелия в водах Атлантического океана

Детально выполнено исследование распределения изотопов гелия в водах Атлантического океана (более 15 разрезов, более 250 измерений). Авторы (Excess ..., 1972; Jenkins, Clarke, 1976; Lupton, 1976) считают, что избыток ^3He в водах Атлантического океана связан с поступлением глубинного ^3He и с распадом техногенного трития, причем в ряде случаев в связи с существенно меньшими, чем в Тихом океане, величинами $\delta(^3\text{He})$ трудно уверенно разграничить зоны влияния этих источников. В глубинных во-

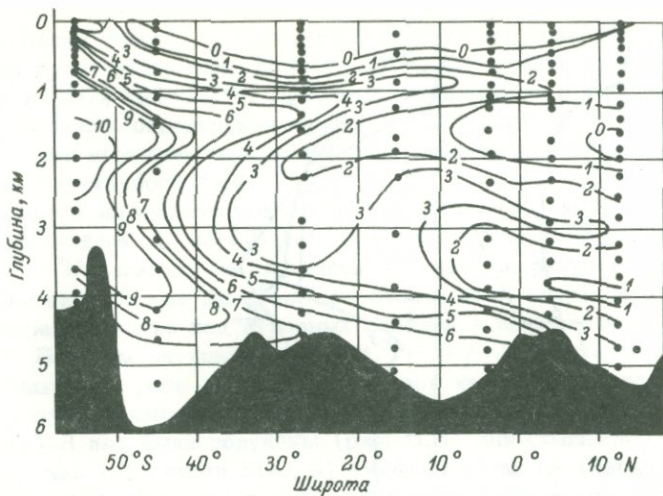


Рис. 6.8. Меридиональное распределение избытка легкого изотопа гелия $\delta(^3\text{He})$ в водах Южной Атлантики (Jenkins, Clarke, 1976).

По горизонтальной оси — широта расположения разрезов, Точками указаны места отбора образцов; цифры на изолиниях — значения $\delta(^3\text{He})$, %.

дах Северной Атлантики присутствует ювенильный гелий, выделяющийся в пределах зоны разломов Гиббса (в районе 50°N , 30°S), хорошо маркируя воды, прошедшие над этой зоной. Воды, „отмеченные“ этим уникальным естественным трассером, прослеживаются почти до экватора. Распределение величины $\delta(^3\text{He})$ в водах Южной части Атлантического океана приведено на рис. 6.8; из рисунка наглядно видны возможности применения изотопно-гелиевых данных для изучения тектоники дна и океанических течений. Обращает на себя внимание четкая корреляция между $\delta(^3\text{He})$ и содержанием SiO_2 в водах Южной Атлантики. Представленные данные полезны для рассмотрения вопроса о механизме дегазации Земли. Поскольку поведение гелия и SiO_2 в природе контролируется совершенно различными процессами, факт их четкой корреляции может быть объяснен только в том случае, если предположить, что источник и гелия, и кремнекислоты один и тот же. Либо это мощная единая гидротермальная система, разгружающаяся в районе подводного продолжения Анд, либо наблюдаемое на рис. 6.2 распределение связано с импульсным выбросом летучих (подводным извержением).

Дженкинс и Клерк (Jenkins, Clarke, 1976) много внимания уделяют обсуждению возможностей $^3\text{H}-^3\text{He}$ метода определения возраста океанических вод. Показано, что на базе измерения трития и ^3He могут быть сделаны выводы о пропорциях смешения глубинных и поверхностных вод, сценены скорости течений вблизи устьев крупных рек.

ИЗОТОПЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ
В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Мигрируя из твердой Земли, благородные газы накапливаются в главном газовом резервуаре планеты — атмосфере. Рассмотренные в предыдущих главах данные об изотопном составе газов в горных породах, природных подземных водах и газах, в гидросфере Земли поддерживают представления о достаточно интенсивной ранней дегазации планеты, протекавшей одновременно с аккумуляцией (§ 7.4), и убедительно свидетельствуют о постепенной, длительной, продолжающейся в современную геологическую эпоху дегазации, сопровождающей процесс дифференциации планеты на основные резервуары — обедненную мантию и континентальную кору. Подчеркнем, что на этапе длительной дегазации из твердой Земли в атмосферу выделяются как первичные, так и радиогенные изотопы благородных газов. Наиболее легкий из благородных газов — гелий — убегает из атмосферы Земли в околоземное космическое пространство (§ 7.1), остальные газы сохраняются в ней. Количество радиогенных и первичных изотопов в атмосфере позволяют получить некоторые геохимические константы и сделать важные выводы об особенностях эволюции атмосферы (§ 7.2–7.3). Детальный количественный анализ проблемы дегазации Земли выходит за рамки настоящей работы; тем не менее качественный сценарий процесса эволюции атмосферы, основанный на данных о распространенности изотопов благородных газов, будет сделан в последнем параграфе главы (7.5).

7.1. Изотопы гелия в атмосфере Земли

Как уже неоднократно упоминалось в предыдущих разделах, гелий является единственным благородным газом, непрерывно убегающим из земной атмосферы. В настоящее время в атмосфере сохранилось примерно 10^{-4} от всего количества гелия, выделившегося в атмосферу за время ее существования. Естественно, что количества ^3He и ^4He в современной атмосфере не могут быть использованы при подсчетах баланса изотопов, как это делается для неона и более тяжелых газов (§ 7.2–7.4). Однако, используя довольно надежные космо-геохимические изотопные корреляции, удается восстановить распространенность изотопов гелия в гипотетической „недиссипирующей” атмосфере (Толстухин и др., 1977).

Для расчета распространенности изотопов первичного гелия в „недиссипирующей“ атмосфере может быть использована связь между первичными гелием и неонем, справедливая практически для всех объектов Солнечной системы (§ 3.1), $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ПЕРВ}} \approx 500$. Количество ^{20}Ne в земной атмосфере составляет $66,4 \cdot 10^{18}$ см³, причем весь ^{20}Ne в атмосфере имеет первичное, внеземное происхождение (Геохимия ..., 1974). Изотопный состав первичного гелия $^3\text{He}/^4\text{He} = 3 \cdot 10^{-4}$ хорошо известен из космохимии изотопов благородных газов (гл. 3). Три приведенные выше величины определяют количество первичных изотопов гелия в „недиссипирующей“ атмосфере: $^4\text{He}_{\text{А.ПЕРВ}} = ^{20}\text{Ne}_{\text{А}} (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ПЕРВ}} = 33 \cdot 10^{21}$ см³; $^3\text{He}_{\text{А.ПЕРВ}} = ^4\text{He}_{\text{А.ПЕРВ}} (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{ПЕРВ}} = 1,0 \cdot 10^{19}$ см³.

Подсчет количества радиогенного ^4He в атмосфере основан на экспериментально наблюдаемых в природных газах – главных „источниках“ атмосферы – отношениях $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}}$ (Wasserburg et al., 1963). В соответствии с современными оценками (разд. 5.5.4) среднее значение этого отношения заключено в интервале 1–6; значение 10, типичное для молодых платформ, может быть использовано в качестве верхнего предела. Учитывая вышесказанное и зная количество радиогенного ^{40}Ar в атмосфере $^{40}\text{Ar}_{\text{А}} = 3,7 \cdot 10^{22}$ см³, легко оценить предел распространенности радиогенного гелия в „недиссипирующей“ атмосфере $^4\text{He}_{\text{А.РАД}} \lesssim 3,7 \cdot 10^{23}$ см³, а с учетом первичного $^4\text{He}_{\text{А.ПЕРВ}}$ полное количество гелия не должно превысить $4,0 \cdot 10^{23}$ см³. Отметим, что приведенное выше значение получено с использованием корреляции радиогенных изотопов, которые могли выделяться в атмосферу только в ходе постепенной дегазации Земли.

Другая оценка предельного количества $^4\text{He}_{\text{А.РАД}}$ в „недиссипирующей“ атмосфере, основанная на аналогии между отношениями $^4\text{He}/^3\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и на обилии первичного ^3He , приводит к весьма близкому значению $^4\text{He}_{\text{А.Σ}} \lesssim 3,3 \cdot 10^{23}$ см³. Подчеркнем, что последнее значение получено с использованием первичных газов, которые могли выделяться в атмосферу в процессе ранней, быстрой дегазации Земли (Толстихин и др., 1977).

Близость результатов этих оценок может рассматриваться в качестве аргумента в пользу представления о происхождении избыточного ^3He на Земле за счет участия в ее аккреции метеоритного вещества, содержащего первичные благородные газы. Подчеркнем, что это аргумент именно в пользу первичного ^3He , а не против других представлений о его природе.

Приведенное выше количество $^4\text{He}_{\text{А.Σ}}$ эквивалентно концентрации гелия в современной атмосфере около 10% об. Если бы такое содержание гелия действительно наблюдалось в атмосфере, то контаминация природных объектов (газов, вод, пород) поверхностных, доступных наблюдению участков земной коры была бы чрезвычайно велика. Так, например, для большинства гидротерм Курило-Камчатской вулканической области справедливы соотношения $^4\text{He} \approx 10^{-2}\%$; $^3\text{He} \approx 10^{-7}\%$; $^{40}\text{Ar}_{\text{АТМ}} \approx 0,1\%$. При отсутствии диссипации кон-

концентрация атмосферного гелия в таких термах превосходила бы концентрацию атмосферного аргона в несколько раз или даже на порядок величины и соответственно наблюдаемую концентрацию гелия — в десятки раз. Отличие изотопного состава гелия гидротерм от гелия „недиссипирующей“ атмосферы было бы незначительным. Именно благодаря уникальной особенности геохимии гелия — его непрерывной диссипации из атмосферы — и получена столь четкая закономерность распределения его изотопов в различных геосферах Земли.

Сравнение изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в „недиссипирующей“ и реальной атмосферах приводит к заключению, что убегание сопровождается существенным изотопным фракционированием, приведшим к особенно сильному обеднению атмосферы изотопом ^3He . Такой эффект находит количественное объяснение в модели термальной диссипации гелия из атмосферы Земли, детально рассмотренной в работе Пудовкина и соавторов (Pudovkin et al., 1981). Следовательно, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гелии, пополняющем современную атмосферу, существенно выше, чем $1.4 \cdot 10^{-6}$, и, по всей видимости, близко к 10^{-5} . Это означает, что поток гелия из мантии соизмерим или даже превышает таковой из континентальной коры — важное обстоятельство, свидетельствующее о высокой интенсивности процесса современной ювенильной дегазации Земли.

7.2. Изотопы неона в атмосфере Земли

Для обсуждения природы атмосферного неона полезно сопоставить его изотопный состав с таковым в космических объектах (рис. 7.1). Как минимум две различные гипотезы вытекают из такого сопоставления.

В основе одной из них лежит то обстоятельство, что точки солнечного и атмосферного неона могут быть соединены линией фракционирования изотопов неона, и, таким образом, можно предполагать, что неон атмосферы есть масс-фракционированный солнечный неон-В. На первый взгляд, такое предположение поддерживается привлечением гипотезы фракционирования для объяснения изотопного состава атмосферного ксенона. Однако этот аргумент является слабым, поскольку аргон и криптон, массы которых занимают промежуточное положение между ксеноном и неоном, характеризуются практически идентичным изотопным составом в метеоритах и в атмосфере. Более того, во многих метеоритах, их минеральных и температурных фракциях наблюдается неон, идентичный атмосферному, что почти не наблюдается для ксенона. Наконец, механизм масс-фракционирования пока не понят, и с методологической точки зрения привлечение этого процесса — при наличии других возможных объяснений — не корректно.

Альтернативная гипотеза основана на предположении, что атмосферный неон является смесью солнечного Ne-B с планетарным Ne-A или с моноизотопом неона — Ne-E . Поскольку, как видно из рис. 7.1, все эти три типа неона лежат на одной линии смешения, то для выяснения природы атмосферного неона не столь важно,

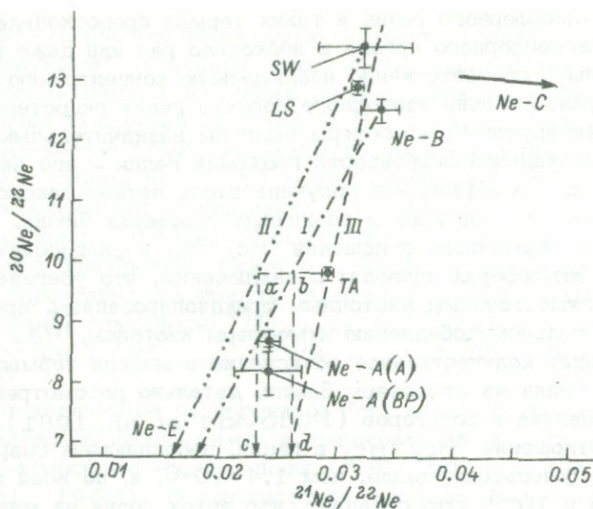


Рис. 7.1 Соотношение между солнечным, планетарным и атмосферным неон.

Видно, что атмосферный неон мог возникнуть в результате масс-фракционирования солнечного либо в результате смешения солнечного, планетарного и небольшой добавки спаллогенного или радиогенного неона. *SW* - солнечный неон; *LS* - неон из ильменита, отобранного на поверхности Луны; *Ne-A (A)* - планетарный неон по данным (Isotopic ..., 1980); *Ne-A (BP)* - то же, по данным (Black, Pepin, 1969); *TA* - неон земной атмосферы; *a, b* - возможное положение неона земной атмосферы за вычетом спаллогенной (радиогенной) компоненты; *c, d* - координаты точек *a, b* на оси абсцисс, соответствующие возможным отношениям $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в начальном неоне Земли. Остальные обозначения ясны из текста.

какой вариант смеси имел место на самом деле. В любом случае неон атмосферы заметно отклоняется от линии смешения, что может быть обусловлено, по всей видимости, некоторой добавкой изотопа $^{21}\text{Ne}^*$, который существенно более чувствителен, по сравнению с ^{22}Ne , и к спаллионным процессам, и к процессам, связанным с естественной радиоактивностью. Количество избыточного $^{21}\text{Ne}^*$, которое могло обеспечить отклонение точки *TA* вправо от линии смешения *I*, может быть легко оценено из рис. 7.1 и данных табл. 1.1 о количестве неона в атмосфере:

$$^{21}\text{Ne}^* = ^{21}\text{Ne}_{TA} - ^{22}\text{Ne}_{TA} \left(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \right)_M, \quad (7.1)$$

где $^{21}\text{Ne}_{TA} = 1.9 \cdot 10^{17} \text{ см}^3$ и $^{22}\text{Ne}_{TA} = 0.66 \cdot 10^{19} \text{ см}^3$ - количества изотопов неона в атмосфере, а $\left(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \right)_M = 0.0262$ -

отношение изотопов в гипотетическом начальном неоне атмосферы, обозначенном на рис. 7.1 точкой \bar{d} .

Подставляя в (7.1) численные значения, получим $^{21}\text{Ne}^* = 1.7 \cdot 10^{16} \text{ см}^3$, что составляет 8.9% от наблюдаемого в атмосфере количества $^{21}\text{Ne}_{\text{ТА}}$. Рассчитанный выше избыток $^{21}\text{Ne}^*$ в атмосфере мог возникнуть вследствие дегазации радиогенного неона и/или неона, образовавшегося в протовеществе Земли вследствие спалляционных процессов.

Рассмотрим вначале подробнее возможность объяснения этого избытка миграцией радиогенного неона. Такое объяснение уже неоднократно привлекало внимание исследователей (Wetherill, 1954; Neumann et al., 1976; Толстухин и др., 1977; см. также обзоры Шуколюкова и Левского, 1972 и Ozima, Podosek, 1983 и ссылки в них). Количество радиогенного неона в атмосфере зависит от содержания радиоактивных элементов урана и тория в Земле и особенностей процесса дегазации ее вещества – и формальные оценки являются весьма неопределенными. Более надежные результаты могут быть получены на основе некоторых эмпирически установленных зависимостей (Верховский и др., 1977; Толстухин и др., 1977). Прежде всего, установлено, что ^4He и $^{21}\text{Ne}_{\text{РАД}}$ образуются в постоянной пропорции; их отношение $(^4\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}} \approx 1.2 \cdot 10^7$ практически не зависит от состава пород, в которых возникают эти изотопы (Шуколюков и др., 1974; Верховский и др., 1977; § 2.3 и 5.5). Поскольку радиогенный гелий мигрирует из пород несколько легче, чем неон, это отношение в природных флюидах составляет $(2.7 \pm 1.5) \cdot 10^7$. По-видимому, последнее значение можно принять в качестве верхнего предела (имея в виду оценку количества гелия и неона, выделившихся за весьма длительный временной интервал, равный возрасту Земли), а первое – в качестве среднего.

Второе отношение, которое понадобится для такой оценки, – $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}}$ – также рассматривалось неоднократно в предыдущих параграфах (например, § 5.1, 5.5, 7.1), и ниже будет использовано значение $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}} = 10$ в качестве верхнего предела и 3 в качестве среднего значения; последнее соответствует отношениям $K/U = 1.5 \cdot 10^4$ и $\text{Th}/U = 3$. Используя приведенное в табл. 1.1 количество аргона в атмосфере Земли $3.7 \cdot 10^{22} \text{ см}^3$ и рассмотренные выше оценки отношений радиогенных изотопов, получим:

$$^{21}\text{Ne}_{\text{РАД}} = ^4\text{Ar} (^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}} / (^4\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{РАД}}$$

и

$$3.1 \cdot 10^{16} \text{ см}^3 > ^{21}\text{Ne}_{\text{РАД}} \approx 0.92 \cdot 10^{16} \text{ см}^3. \quad (7.2)$$

Из сравнения значений, полученных по формулам (7.1) и (7.2), можно сделать вывод, что количество избыточного $^{21}\text{Ne}^*$ в атмосфере Земли вполне может быть объяснено процессом миграции радиогенного неона из твердой Земли, и нет необходимости привле-

кать другие процессы, такие как, например, дегазация ^{21}Ne спалляционного генезиса. Кроме того, примерно оцененный выше вклад радиогенного ^{21}Ne непременно существует, и это означает, что начальный изотопный состав неона в период аккумуляции Земли действительно был смещен влево от наблюдаемого в настоящее время, т. е. от линии фракционирования к линии смешения изотопов (рис. 7.1), — еще один весомый аргумент против гипотезы образования земного неона за счет фракционирования солнечного.

Наконец, из неверного, по всей видимости, предположения о спалляционной природе $^{21}\text{Ne}^*$ может быть сделан вполне определенный вывод о природе земного ^3He . Такое предположение позволяет оценить — на основе известного из космохимии соотношения спалляционных изотопов $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{спал}} \approx 6$ (Шуколюков, Левский, 1972) — максимальный вклад космогенного ^3He в количество этого изотопа в „недиссипирующей атмосфере“:

$$^3\text{He}_{\text{спал}} = ^{21}\text{Ne}^* (^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{спал}} = 10 \cdot 10^{16} \text{ см}^3.$$

Сравнивая это значение с рассчитанным ранее (разд. 7.1.2) количеством первичного гелия-3 в „недиссипирующей“ атмосфере ($^3\text{He}_{\text{перв}} \approx 1 \cdot 10^{19} \text{ см}^3$), убеждаемся в том, что лишь $\sim 1\%$ земного ^3He может иметь спалляционную природу. Очевидно, на самом деле вклад спалляционного ^3He еще существенно меньше (Bernatowicz, Podosek, 1978; Mamyrin, Tolstikhin, 1984). Можно также показать, что вклад спалляционных (и радиогенных) изотопов, возникающих непосредственно в атмосфере Земли, пренебрежимо мал по сравнению с их наблюдаемыми количествами (Шуколюков, Левский, 1972).

Подводя итог разделу, можно констатировать, что неон земной атмосферы по происхождению является смесью солнечного и планетарного неона (или солнечного неона и моноизотопа ^{22}Ne); вклад радиогенного ^{21}Ne в общий баланс этого изотопа составляет $< 10\%$. И первичный, и радиогенный неон выделились в атмосферу в процессе дегазации твердой Земли.

7.3. Изотопы аргона в атмосфере Земли

В связи с радиогенной природой ^{40}Ar в подавляющем большинстве исследованных природных образцов для аргона не удастся построить диаграмму, подобную неоновому треугольнику, на основе которой было бы удобно определить главные типы природного аргона. Попытки восполнить этот пробел путем построения комбинированной аргон-неоновой диаграммы приведены, например, в обзоре Шуколюкова и Левского (1972). Как уже упоминалось в § 3.3, вклад космогенной компоненты в наблюдаемый в метеоритах аргон существенно меньше, чем в неон и гелий, так что в большинстве образцов заведомо преобладает захваченный аргон. Отношение $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ изменяется в незначительных пределах, что, по мнению некоторых авторов (Шуколюков, Левский, 1972), не является препятствием

для выделения компонент А ($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0,187-0,194$) и В ($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0,168 \div 0,178$). Другие авторы считают, что для выделения таких компонент аргона в метеоритах нет оснований (Ozima, Podosek, 1983). Однако в любом случае объяснение наблюдаемого в атмосфере отношения $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0,188$ не вызывает затруднений, так как оно весьма близко к значениям, типичным для многих метеоритов, в том числе для обыкновенных и углистых хондритов (Mazor et al., 1970; Ozima, Podosek, 1983). Отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в первичном аргоне должно составлять, согласно моделям нуклеосинтеза (Cameron, 1973), около $1 \cdot 10^{-4}$. Минимальное значение, измеренное экспериментально, оказалось $1,4 \cdot 10^{-3}$ (Rare gases ..., 1976). Такое различие несущественно для обсуждения природы огромного избытка ^{40}Ar в атмосфере, который, безусловно, определяется накоплением этого изотопа в результате распада радиоактивного калия в твердой Земле и ее дегазацией. Минимальная концентрация калия в Земле, которая при условии полной дегазации планеты обеспечивает появление наблюдаемого в атмосфере количества радиогенного аргона, составляет около 80 г/т, т. е. на порядок меньше, чем содержание этого элемента в хондритовых метеоритах. Естественно, часть радиогенного аргона сохранилась в твердой Земле, и содержание калия в ней заметно больше приведенного предела.

7.4. Изотопы тяжелых благородных газов в атмосфере Земли

7.4.1. Распространенность ксенона в атмосфере Земли

Различие между относительной распространенностью ксенона в атмосфере и в типичных для хондритовых метеоритов планетарных газах было обнаружено около 25 лет назад и на протяжении этой четверти века неоднократно привлекало внимание (обзоры Шуколюкова и Левского, 1972; Ozima, Podosek, 1983). Несмотря на усилия многих исследователей, процесс, ответственный за примерно 50-кратный дефицит земного ксенона, пока не выявлен. Обычно для объяснения указанного дефицита привлекаются следующие гипотезы: 1) при дегазации Земли в атмосферу выделилось близкое к „хондритовому“ количество ксенона, но затем часть ксенона была удалена из атмосферы вследствие эффективной сорбции этого газа на поверхности тонкозернистых осадочных пород; 2) дефицит ксенона в атмосфере обусловлен его лучшей сохранностью в недрах Земли, по сравнению с сохранностью легких благородных газов; 3) протовещество Земли отличалось от родительских тел метеоритов дефицитом ксенона.

Первая из рассмотренных выше гипотез была предложена в работе (Canalas et al., 1968) и развита в последующей публикации (Fanale, Cannon, 1971). Используя максимальные оценки распространенности мелкозернистых осадков (таких, как глинистые сланцы) и содержания в них сорбированного атмосферного ксенона, авторы эти пришли к выводу о возможности поглощения

такими породами значительных количеств атмосферного ксенона — вплоть до десятикратного количества — по сравнению с наблюдаемым в современной атмосфере. В дальнейшем, однако, Подосек и соавторы (Podosek et al., 1980) подвергли эту концепцию критике. Эти исследователи указали, что даже самые завышенные оценки не в состоянии согласовать относительную распространенность ксенона в атмосфере и в хондритах. Если же использовать средние значения, а именно массу сланцев в земной коре $\sim 1.1 \cdot 10^{24}$ г и среднее содержание ксенона в них $\sim 1.2 \cdot 10^{-7}$ см³/г (по данным 32 измерений), то общее количество „законсервированного“ в сланцах ксенона составит всего $1.2 \cdot 10^{17}$ см³ — в 3 раза меньше, чем наблюдаемое в атмосфере количество ксенона, в то время как для объяснения земного дефицита необходимо сорбировать в 50–100 раз большее количество. Недавние работы (например, Wacker, Anders, 1984) показали, что лед Антарктики также не может поглотить необходимое для такого объяснения количество ксенона из атмосферы. Таким образом, гипотеза о сорбции атмосферного ксенона породами земной коры пока не находит экспериментальной поддержки.

Вторая гипотеза также сталкивается с серьезными возражениями. Избыток ¹²⁹Xe в некоторых породах мантийного происхождения (§ 4.6) по сравнению с атмосферным ксеноном убедительно свидетельствует в пользу ранней дегазации земного вещества. Хотя данные изотопии ксенона не могут быть использованы для количественной оценки масштабов ранней дегазации, совместный анализ уран-гелиевой и иод-ксеноновой изотопных систем позволяет сделать такую оценку, согласно которой не менее 50% ксенона атмосферы выделилось из твердой Земли очень рано, в первые 10^7 – 10^8 млн. лет ее истории (Толстихин и др., 1984). Анализ уран-гелиевой и калий-аргоновой изотопных систем свидетельствует о том, что существенная дегазация имела место и в ходе процесса постепенной дифференциации Земли. Размеры резервуара, охваченного такими процессами, вряд ли были менее 30% от массы мантии: в противном случае не удастся сбалансировать содержания многих литофильных элементов. Что касается степени дегазации этого резервуара, то она, по всей видимости, была достаточно полной, особенно если принимать в качестве типичных для него наиболее высокие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 2 \cdot 10^4$, наблюдаемые в молодых породах мантийного генезиса. Существовало, что для обеспечения баланса элементов этот резервуар должен быть сильно обеднен литофильными элементами: соотношение концентраций некоторых из них в земной коре и обедненном резервуаре достигает 1000. Трудно представить себе, что в ходе процесса, почти начисто удалившего из продифференцированного резервуара гелий, аргон, с одной стороны, и радиоактивные элементы (K, Rb, U, Th) — с другой, ксенон мог бы сохраниться. Таким образом, изотопные соотношения благородных газов свидетельствуют о существенной дегазации мантии и о миграции значительной части ксенона из Земли в атмосферу. Отметим, что вывод об отсутствии сильного фракционирования газов в процессе дегазации мантии поддерживается и данными о соотношении радиогенных

и первичных изотопов разных элементов, тщательно интерпретированными в работах Верховского и соавторов (1983); в частности, эти авторы пришли к выводу, что соотношение ксенона с легкими благородными газами — ксеноном и аргоном — в атмосфере близко к таковому в мантии Земли.

Вероятнее всего, загадка дефицита земного ксенона связана с допланетной историей этого элемента. Косвенно такое заключение поддерживается низкой распространенностью ксенона в атмосферах других планет земной группы — Венеры и Марса, несмотря на сильное различие в геологическом строении истории этих планет. Вакер и Андерс (Wacker, Anders, 1984) отмечают, что в некоторых углистых (C3) и энстатитовых (E4) хондритах соотношение аргона и ксенона близко к наблюдаемому в атмосфере. Однако изотопный состав ксенона в этих метеоритах существенно отличается от атмосферного (Crabb, Anders, 1981). Озима и Наказава (Ozima, Nakazawa, 1980), пытаясь решить проблему земного ксенона, предлагают ввести новый, пока неизвестный тип благородных газов — планетезимальные газы: при определенных размерах планетезималей и предположениях об их строении и эволюции удалось объяснить в рамках одной модели и элементное фракционирование газов, и аномалию изотопного состава земного ксенона (разд. 7.4.2). Хотя их модель и позволяет объяснить ситуацию с земным ксеноном, она противоречит другим важным наблюдениям, например почти полному отсутствию фракционирования в изотопном составе земного криптона.

7.4.2. Изотопная аномалия атмосферного ксенона

Ксенон земной атмосферы отличается от ксенона, наблюдаемого в большинстве космических объектов, не только по относительной распространенности, но и по изотопному составу. Отвлекаясь пока от вклада радиогенных и космогенных изотопов, можно констатировать: соотношения изотопов ^{124}Xe , ^{126}Xe , ^{128}Xe и ^{130}Xe (т.е. изотопов, экранированных относительно богатыми нейтронами изобарами) весьма близки в ксеноне углистых, обыкновенных хондритов, в солнечном ксеноне и в наиболее примитивном модельном ксеноне Xe-U . Ксенон земной атмосферы является масс-фракционированным по отношению к любому из указанных выше типов ксенона (табл. 7.1, рис. 7.2), причем значение эффекта масс-фракционирования составляет около 3.7% на атомную единицу массы (а.е.м.). Поиск процесса, ответственного за масс-фракционирование, затрудняется тем обстоятельством, что криптон атмосферы — «соседний» тяжелый инертный газ — характеризуется существенно меньшим фракционированием, всего около 0.5% на а.е.м., и, что еще более существенно, масс-фракционирование криптона по знаку противоположно таковому ксенона — криптон слегка обогащен легкими изотопами.

Обычно для решения этой сложной проблемы привлекаются по крайней мере два процесса — фракционирование и смешение (Ozima, Podosek, 1983). Ход рассуждений при этом примерно сле-

Т а б л и ц а 7.1

Изотопные составы солнечного ксенона, ксенона обыкновенных и углистых хондритов, ксенона атмосферы Земли и некоторых образцов (Pepin, Phinney, 1983; Isotopic ..., 1971; Eugster et al., 1967, 1969; Phinney et al., 1978; Constraints ..., 1983)

Тип ксенона	^{124}Xe	^{126}Xe	^{128}Xe	^{129}Xe	^{130}Xe	^{131}Xe	^{132}Xe	^{134}Xe	^{136}Xe
Гипотетический примитивный Xe-U	2.95	2.54	5.9	628.7	100	499.6	604.8	212.9	166.3
Солнечный ксенон	2.89 ± 0.04	2.63 ± 0.06	50.9 ± 0.3	637.1 ± 1.8	100	499 ± 2.2	606.6 ± 2.1	225.2 ± 0.9	182.7 ± 0.6
Ксенон углистых хондритов	2.85 ± 0.06	2.55 ± 0.02	51.0 ± 0.25	-	100	508 ± 1.9	622 ± 4	237.5 ± 1.2	200.2 ± 1.3
Ксенон обыкновенных хондритов	2.83 ± 0.04	2.52 ± 0.04	49.9 ± 0.9	-	100	506 ± 4	620 ± 0.4	235 ± 0.4	197 ± 0.9
Атмосфера Земли	2.335 ± 0.0014	2.176 ± 0.0014	47.08 ± 0.17	650.5 ± 1.5	100	522 ± 1.2	661.4 ± 1.2	256.7 ± 0.7	218.2 ± 0.6
Природный газ из Нью-Мехико	2.36 ± 0.02	2.23 ± 0.03	47.45 ± 0.13	718 ± 1.5	100	520.7 ± 0.6	673.6 ± 1.4	278 ± 0.36	244 ± 0.55
Стекло базальта, Срединно-Атлантический рифт	3.0 ± 1.3	3.7 ± 1.4	45.9 ± 1.5	723 ± 4	100	520 ± 3	666 ± 9	276 ± 2	238 ± 2

дующий. Допустим, условия в солнечной небуле были таковы, что возникли специфические углеродсодержащие минералы, сорбирующие преимущественно ксенон; при этом процесс сорбции должен был сопровождаться и масс-фракционированием изотопов Xe . Такое предположение подтверждается некоторыми экспериментальными данными. Например, было показано, что сорбция ксенона и криптона на электрически нейтральном керогене сопровождается значительным фракционированием (Frick et al., 1979). Затем условия изменились и в минералы метеоритов были имплантированы газы в солнечном соотношении (или смесь планетарных и солнечных газов). Поскольку относительная космическая распространенность солнечного ксенона весьма низка, масс-фракционированный сорбированный ксенон оказался доминирующим компонентом. Возможно, масс-фракционирование было обусловлено не процессами сорбции, а удержанием газов в гравитационном поле планетезималей, как об этом уже упоминалось выше (Ozima, Nakazawa, 1980). Хотя каждый из рассмотренных выше процессов в принципе возможен, тем не менее пока не находится независимых убедительных подтверждений тому, что последовательность таких процессов действительно имела место. Более того, сценарий кажется слишком сложным для того, чтобы претендовать на универсальность.

Следует отметить, что в космических объектах встречается ксенон, близкий по изотопному составу ксенону земной атмосферы. При исследовании лунного грунта, ахондритовых и железных метеоритов и некоторых фракций хондритов такой атмосфероподобный ксенон фиксировался неоднократно (Manuel, Sabu, 1981). Особенно часто такой ксенон наблюдался в троилитовых включениях в железные метеориты (Hennecke, Manuel, 1977; Manuel, 1978). На основании сходства изотопного состава ксенона атмосферы и железных метеоритов Ю.А. Шуколюков (1983) предложил весьма сложную качественную модель гетерогенной аккреции Земли, в которой первичные гелий и ксенон находились в разных резервуарах (гелий — в силикатной мантии, ксенон — в железном ядре) и по-разному мигрировали в атмосферу: ксенон выделился весьма рано, гелий, напротив, переходил из твердой Земли в атмосферу постепенно. Ниже будет показано, что экспериментальные данные изотопной геохимии гелия и ксенона могут быть согласованы в рамках существенно более простой модели, не использующей представление о железных метеоритах как о носителях первичных газов.

Таким образом, проблема изотопного состава земного ксенона, его распространенности и вещества-носителя остается одной из самых загадочных проблем изотопной космо-геохимии благородных газов.

7.4.3. Радиогенные изотопы ксенона в атмосфере Земли

Как уже упоминалось выше, для оценки вклада радиогенного изотопа в баланс благородных газов атмосферы необходимо знать возраст Земли, содержание материнского изотопа и долю газа, вы-

делившегося в атмосферу. Касаясь вклада радиогенного $^{129}\text{Xe}^*$ — продукта распада сравнительно короткоживущего ^{123}I , следует отметить, что последние два параметра известны с очень большой погрешностью. Поэтому особенно заманчиво оценить вклад $^{129}\text{Xe}^*$ прямым сопоставлением наблюдаемого в атмосфере изотопного состава Xe с некоторым гипотетическим начальным изотопным составом ксенона Земли. Обычно в качестве начального принимают изотопный состав солнечного ксенона, по отношению к которому ксенон атмосферы является масс-фракционированным. Естественно, этот эффект должен учитываться при оценке вклада $^{129}\text{Xe}^*$ в ксенон современной атмосферы и мантии Земли, чего ошибочно не было сделано в работе (Staudacher, Allegre, 1982). К счастью, использование в качестве начального солнечного ксенона, ксенона углистых, обыкновенных хондритов или гипотетического примитивного ксенона не меняет ситуацию радикально, если речь идет об оценке избытка $^{129}\text{Xe}^*$, поскольку соотношения соседних к ^{129}Xe изотопов во всех перечисленных типах ксенона близки (табл. 7.1). Используя для такой оценки изотопный состав солнечного ксенона, получим (рис. 7.2) относительный вклад радиогенного $^{129}\text{Xe}^*$ в атмосферу Земли:

$$\delta(^{129}\text{Xe}^*/^{130}\text{Xe})_A = \left(\frac{(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_A}{(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_0} - 1 \right) \cdot 100 = 62\%, \quad (7.3)$$

где индексами „а” и „о” обозначены отношения изотопов ксенона в атмосферном и „начальном” ксеноне Земли. Соответственно, используя данные табл. 1.1 и 1.2, получим абсолютное количество $^{129}\text{Xe}^*$ в атмосфере, а именно $5.6 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$.

Для анализа проблемы дегазации твердой Земли и эволюции атмосферы полезно сопоставить избыток $^{129}\text{Xe}^*$ в атмосфере и в недрах Земли, а именно рассмотреть отношение относительной распространенности радиогенного ксенона в этих резервуарах (Staudacher, Allegre, 1982);

$$R \equiv \frac{\delta(^{129}\text{Xe}^*/^{130}\text{Xe})_M}{\delta(^{129}\text{Xe}^*/^{130}\text{Xe})_A} = \frac{(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_M - (^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_0}{(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_A - (^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_0}, \quad (7.4)$$

где $(^{129}\text{Xe}^*/^{130}\text{Xe})_M = \left(\frac{(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_M}{(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_0} - 1 \right) \cdot 1000$,

а индекс „М” обозначает соответствующее отношение изотопов в мантии Земли.

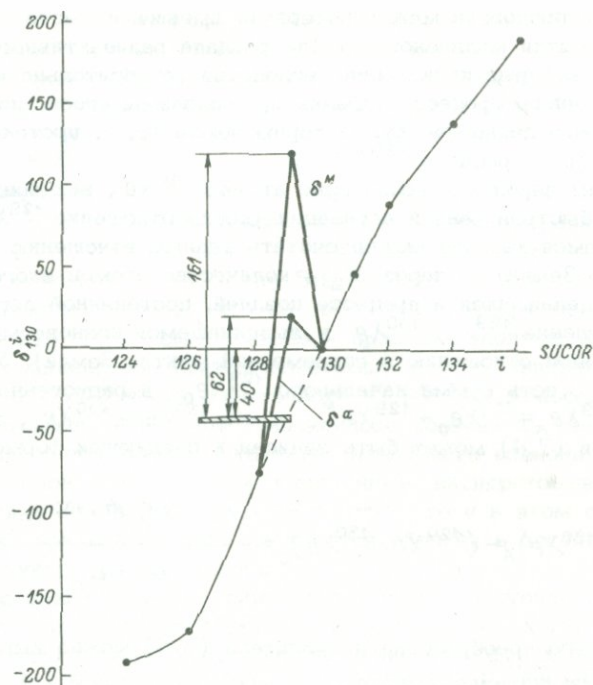


Рис. 7.2. Оценка избытка $^{129}\text{Xe}^*$ в недрах Земли и в атмосфере с учетом масс-фракционированного характера земного ксенона.

Точками показаны значения величины $\delta^i(^{130}\text{Xe}) = \left[\frac{(^i\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_{\text{ЗЕМ}}}{(^i\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_{\text{SUCOR}}} - 1 \right] \cdot 1000$, где i - индекс соответствующего изотопа ксенона; SUCOR - изотопный состав солнечного ксенона (табл. 7.1). Начальные значения нормированного в соответствии с этой формулой отношения $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ составляют -40% (заштрихованная полоска). Избытки $^{129}\text{Xe}^*$ в атмосфере δ^A и в мантии δ^M составляют 62% и 161% соответственно, а их отношение равняется 2.6.

Допуская, что земной ксенон возник в результате масс-фракционирования солнечного ксенона и что для современной мантии Земли типичны наиболее высокие из обнаруженных в земных материалах значения отношения $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ (табл. 7.1 и разд. 4.6), найдем значение $R=2.6$ из построений, представленных на рис. 7.2.

Качественный анализ выражения (7.4) приводит к представлению о том, что наблюдаемые в мантии и атмосфере соотношения изотопов $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ свидетельствуют не о количестве ксенона, потерянного при ранней дегазации, а лишь о соотношении потерь в процессах ранней и длительной дегазации Земли. Иными словами, наблюдаемые отношения изотопов ксенона могут быть получены при сколь угодно малых потерях этого газа твердой Землей, но при

определенной пропорции между потерями, имевшими место в первые миллионы—десятки миллионов лет (до распада радиоактивного ^{129}I), и потерями, которые происходили вследствие относительно медленного постепенного процесса дегазации, продолжавшегося, по всей видимости, всю геологическую историю Земли (т. е. протекавшего в основном после распада ^{129}I).

Обозначим через L_1 количество атомов ^{130}Xe , выделившихся в процессе быстрой ранней дегазации (когда отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в выделившемся ксеноне можно считать равным отношению в начальном ксеноне Земли), а через L_2 — количество атомов этого же изотопа, выделившихся в процессе поздней, постепенной дегазации (когда отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в выделившемся ксеноне можно считать равным отношению в современной мантии Земли). Учитывая, что $^{129}\text{Xe}_A$ есть сумма начального $^{129}\text{Xe}_0$ и радиогенного $^{129}\text{Xe}^*$ изотопов, $^{129}\text{Xe}_A = ^{129}\text{Xe}_0 + ^{129}\text{Xe}^*$, и что $^{130}\text{Xe}_0 = ^{130}\text{Xe}$, знаменатель дроби (7.4) может быть записан в следующей форме:

$$\left(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \right)_A - \left(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \right)_0 = \frac{L_2 \left(^{129}\text{Xe}^*/^{130}\text{Xe} \right)}{L_1 + L_2}.$$

После простого преобразования числителя (7.4) можно выразить R через L_1 и L_2 :

$$R = \frac{\left(^{129}\text{Xe}_0 + ^{129}\text{Xe}^* \right) / ^{130}\text{Xe} - \left(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \right)_0}{L_2 \left(^{129}\text{Xe}^*/^{130}\text{Xe} \right) / \left(L_1 + L_2 \right)} = 1 + \frac{L_1}{L_2}. \quad (7.5)$$

Формула (7.5) является точным равенством, если допустить, что распад ^{129}I произошел мгновенно, а потери Xe твердой Земли, L_1 и L_2 , имели место до и после момента распада иода соответственно; при таком допущении R определяется только соотношением потерь газа на этапах ранней и поздней дегазации.

Подставляя полученное выше численное значение $R \approx 2.6$ в формулу (7.5), находим соотношение потерь $L_1/L_2 \approx 1.6$. Таким образом, на этапе ранней дегазации Земли выделялось приблизительно в полтора раза больше ксенона, чем на последующем этапе постепенной длительной дегазации. Более корректная оценка этого соотношения выполнена в работе Толстихина и др. (1984).

Вклад тяжелых длительных изотопов в общий баланс атмосферного ксенона может быть оценен сутобо приблизительно, поскольку разброс соотношений таких изотопов в различных типах ксенона — претендентах на роль гипотетического начального ксенона Земли — значителен (табл. 7.1). Это обстоятельство затрудняет определение тонкой структуры длительных изотопов и, как следствие, идентификацию процесса, приведшего к их появлению. Для $\text{Xe}-U$, солнечного ксенона ($SUCOR$), ксенона обыкновенных хондритов избыток

$\delta(^{136}\text{Xe}^*)$ составляет соответственно 0,31, 0,20 и 0,11 от всего ^{136}Xe земной атмосферы. Поскольку известно, что хондриты сами содержат заметный вклад изотопов ксенона, возникших в результате деления урана и плутония, а также аномального ксенона, используем в начале первую из приведенных выше оценок, приводящую, с учетом данных табл. 1.1 и 1.2, к количеству $^{136}\text{Xe}_A^* \approx 0,95 \cdot 10^{16} \text{ см}^3$.

С другой стороны, за время, равное возрасту Земли, в 1 г ее вещества накопится (при современном содержании урана в Земле в среднем $1,2 \cdot 10^{-8} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$) $^{136}\text{Xe}_{fs} = 3,9 \cdot 10^{-14} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ (разд. 2.3.4). Учитывая массу Земли $5,976 \cdot 10^{27} \text{ г}$ и допуская ее полную дегазацию, получим, что из Земли в атмосферу могло выделиться всего $2,3 \cdot 10^{14} \text{ см}^3$ ксенона – продукта спонтанного деления ^{238}U . Сравнивая обе приведенные выше оценки, приходим к выводу, что лишь $\leq 1/40$ часть избыточного $^{136}\text{Xe}^*$ в атмосфере может быть объяснена дегазацией ураногенного ксенона из твердой Земли. Даже если использовать в качестве начального ксенона Земли солнечный ксенон (табл. 7.1) и повышенные, ахондритовые концентрации урана в Земле ($U \approx 3 \cdot 10^{-8} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$), то и в этом случае избыточный ксенон в атмосфере не удастся объяснить дегазацией ксенона – продукта деления урана.

Существенно большее количество тяжелых изотопов ксенона могло возникнуть при делении ^{244}Pu на ранних этапах эволюции Земли. Как показано в разд. 2.3.4, соотношение $^{136}\text{Xe}_{sf}(\text{Pu}) / ^{136}\text{Xe}_{sf} \times (U) \approx 102$ [формула (2.26)], и, следовательно, практически весь наблюдаемый избыток ^{136}Xe можно связать с процессом деления ^{244}Pu . Подобная оценка, однако, необходима, но недостаточна для идентификации избыточных тяжелых изотопов ксенона, поскольку следует еще убедиться в соответствии изотопных соотношений избыточного ксенона с выходами его изотопов при делении. Однако, как уже отмечалось выше, в связи с сильным (и нелинейным в области тяжелых масс) фракционированием изотопов ксенона и невозможностью выбора – на данном уровне знаний – первичного ксенона Земли, относительно которого следует определять добавки радиогенных изотопов, получить надежную оценку соотношений длительных изотопов в атмосферном ксеноне нельзя. Эта проблема ксенологии также остается пока открытой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Естественным итогом обзора современного состояния какой-либо отрасли науки является выбор наиболее животрепещущих и важных направлений предстоящих исследований. Попытаемся же кратко сформулировать основные направления дальнейших работ в области изотопной геохимии благородных газов.

Одним из наиболее интересных и перспективных направлений остается дальнейшее изучение происхождения и эволюции атмосферы Земли. Необходимо существенно пополнить экспериментальные данные и на их основе уточнить наши представления об изотопном составе аргона и ксенона в недрах, о механизме дегазации мантии (коэффициентах распределения для благородных газов, значения минеральных фаз, существовании свободных флюидов и т. д.), о сходстве и различии изотопных характеристик мантийных резервуаров и об их разумной классификации. Следует в дальнейшем объединить все три наиболее информативные изотопные системы, $I-Xe$, $U-He$, $K-Ar$, с твердофазными изотопными системами (намечающиеся корреляции дают основания полагать такое объединение оправданным) в рамках единой количественной модели эволюции вещества Земли. Накопленный опыт может быть использован и для более детального обсуждения истории атмосфер других планет.

Бесусловно заслуживает внимания уже давно поставленная проблема сближения геохимических и геофизических аспектов, в частности намеченная ранее связь между изотопным составом гелия и тепловым потоком. Здесь нужно получить надежные оценки соотношения количества тепла и гелия, выносимых магматическими расплавами, вулканическими экстазиями и гидротермальными системами, сопоставить такие оценки с отмеченной выше корреляцией и перейти к построению единой схемы потерь твердой Землей тепловой энергии и ювенильных летучих компонентов на количественной основе. Такая схема, отработанная для современной геологической эпохи, может быть в дальнейшем (с учетом предыдущего тезиса) ретроспективно перенесена и на древние этапы эволюции Земли.

Ждет своего решения и проблема фракционирования благородных газов (на изотопном и элементном уровнях) в природных флюидах и содержащих захваченные газы минералах и породах. Вероятно, здесь настало время от сравнительного анализа перейти к детальному исследованию отдельных, наиболее подходящих объектов, про-

ведению модельных экспериментов – с целью идентифицировать процессы, ответственные за масс-фракционирование, и в дальнейшем разработать методику решения „обратной“ задачи – восстановить события в истории флюидов, минералов или пород, используя изотопные и/или элементные соотношения в качестве своеобразных меток природных процессов.

Изотопная геохимия благородных газов уже „заслужила признание“ в современной геологии. Однако в силу своей высокой подвижности газы склонны „терять“ изотопно-геохимическую информацию в ходе эволюции вещества – каждый последующий процесс стирает следы своего предшественника. Тем не менее задача использования изотопных соотношений благородных газов для расшифровки генезиса летучих компонентов и в отдаленные геологические эпохи не представляется бесперспективной. Используя отдельные минералы – консерваторы газов – иногда удается „реставрировать“ изотопные соотношения газов в прошлом. Развитие этого направления обеспечит расширение возможностей обсуждаемых методов, их применимость и в докембрийской геологии.

Перспективным представляется и высокоточное определение концентраций и изотопного состава всей гаммы благородных газов в глубинных пластовых и пластово-трещинных флюидах, свободных и попутных газах осадочной толщи, на основе которых можно будет, хотя бы приближенно, воссоздать историю древних подземных вод, их взаимодействия с вмещающими горными породами, процессы генерации углеводородных газов и дегазации вод.

Необходимо внедрить достижения изотопной геохимии благородных газов, прежде всего гелия, в океанологию. Избыточный ^3He , инъецируемый в придонные океанические воды вследствие дегазации недр и образующийся в приповерхностных водах вследствие распада техногенного трития, позволяет решить ряд важных проблем океанологии и геологии дна океана: исследовать процессы в зоне контакта атмосферы и океана, определять направления и скорости океанических течений, осуществлять своеобразное картирование шовных зон и поиск наиболее мощных гидротермальных систем.

Таков далеко не полный перечень увлекательных проблем изотопной геохимии благородных газов, которые ждут своего исследователя.

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Эволюция силикатных оболочек Земли и атмосферы в свете современных изотопных данных. — В кн.: Геохимия и космохимия. Тр. 27-го Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984, т. 11, с. 123–129.

Аплер Л. Распространенность химических элементов. М.: ИЛ, 1963, 357 с.

Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах / Б.А. Мамырин, И.Н. Толстихин, Г.С. Ануфриев, И.Л. Каменский. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1197–1199.

Ануфриев Г.С., Каменский И.Л., Павлов В.П. Аномальный изотопный состав неона в гидротермальных источниках зон современного вулканизма. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 6, с. 1454–1457.

Ануфриев Г.С., Крылов А.Я., Болтенков Б.С. Реликтовые инертные газы в породах дна океанов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 6, с. 1424–1427.

Ашкинадзе Г.Ш. Миграция радиогенных изотопов в минералах. Л.: Наука, 1980, 144 с.

Ашкинадзе Г.Ш., Шариф-Заде В.Б., Шуколюков Ю.А. Миграция стабильных изотопов неона в минералах. — Геохимия, 1973, № 1, с. 1704–1710.

Блох Г.М., Кужевский Б.М. Ядерные реакции в атмосфере Солнца и солнечные космические лучи. — В кн.: Исследования космических лучей. М.: Наука, 1975, с. 114–132.

Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А. О возможном присутствии в сэдберитах Мончегорского плутона первичного неона Земли. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 3, с. 685–688.

Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А. Изотопный состав неона в породах земной коры и происхождение $^{21}\text{Ne}_{\text{рад}}$ в природных газах. — Геохимия, 1986, № 5, с. 679–689.

Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш. Радиогенные гелий, неон и аргон в природных газах. — В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л.: Наука, 1977, с. 152–170.

Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А. Элементные и изотопные соотношения ювенильных благородных газов. — Геохимия, 1983, № 11, с. 1559–1576.

Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А. Элементное и изотопное фракционирование благородных газов в сэдберитах Мончегорского плутона. — Геохимия, 1984, № 11, с. 1674–1683.

Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А. Распространенность благородных газов в океанических базальтах. — Геохимия, 1985, № 11, с. 1111–1121.

Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 5, с. 1149–1152.

Воронов А.Н., Прасолов Э.М. Радиогенный аргон в газовых залежах северо-востока Волго-Уральской нефтегазоносной области. – Геохимия, 1974, № 11, с. 1700–1710.

Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. Соотношения радиогенных изотопов аргона и гелия в газовых залежах. – Геохимия, 1974, № 12, с. 1842–1855.

Гейсс Дж. Изотопы инертных газов и дейтерий в Солнечной системе. – В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976, с. 321–343.

Геохимия изотопов неона / Ю.А. Шуколюков, Г.Ш. Ашкинадзе, А.Б. Верховский, В.Б. Шариф-заде. – В кн.: Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. – Л.: Наука, 1974, с. 5–45.

Герлинг Э.К. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961, 130 с.

Герлинг Э.К., Левский Л.К. О происхождении инертных газов в каменных метеоритах. – Геохимия, 1956, № 7, с. 59–64.

Гинзбург А.И., Пантелеев А.И. К проблеме избыточного аргона в бериллах. – Геохимия, 1971, № 10, с. 1218–1227.

Головчанская И.В., Азбель И.Я. Эволюция изотопных систем Земли. II. Модель эволюции Rb-Sr, K-Ar и U-He систем для мантии, коры и атмосферы. – В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 208–218.

Девирц А.Л., Каменский И.Л., Толстихин И.Н. Изотопы гелия и тритий в вулканических источниках. – Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 2, с. 450–452.

Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры / Г.В. Горшков, В.А. Зябкин, Н.М. Лятковская, О.С. Цветков. М.: Атомиздат, 1966. 410 с.

Житков А.С., Комаров А.Н. Уран в эклогитовых и перидотитовых ксенолитах и минералах-вкрапленниках из кимберлитов. – Геология и геофизика, 1974, № 6, с. 61–70.

Изотопный состав гелия в некоторых горных породах / Э.К. Герлинг, Б.А. Мамырин, И.Н. Толстихин, С.С. Яковлева. – Геохимия, 1971, № 10, с. 1209–1217.

Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны / И.С. Ломоносов, Б.А. Мамырин, Э.М. Прасолов, И.Н. Толстихин. – Геохимия, 1976, № 11, с. 1743–1746.

Изотопный состав гелия и аргона во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом / Б.Г. Поляк, Э.М. Прасолов, Г.И. Буачидзе и др. – Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1220–1225.

Изотопный состав гелия термальных источников Исландии / Б.А. Мамырин, И.Н. Толстихин, Г.С. Ануфриев, И.Л. Каменский. – Геохимия, 1972, № 11, с. 1396–1397.

Изотопы аргона и гелий в природных углеводородных газах / Э.К. Герлинг, И.Н. Толстихин, Ю.А. Шуколюков и др. – Геохимия, 1967, № 5, с. 608–617.

Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии / В.И. Кононов, Б.А. Мамырин, Б.Г. Поляк и др. – Докл. АН СССР, 1974а, т. 217, № 1, с. 172–175.

Изотопы гелия в коренных породах дна океанов / А.Я. Крылов, Б.А. Мамырин, Л.В. Хабарин и др. – Геохимия, 1974, № 8, с. 1220–1225.

Изотопы легких инертных газов в карбонатитах Кольского полуострова / И.Н. Толстухин, И.Л. Каменский, И.В. Шарков и др. Апатиты: КФАН СССР, 1985, 41 с.

Использование изотопов Ar и He для изучения истории природных газов / Э.К. Герлинг, И.Н. Толстухин, Ю.А. Шуколюков, И.Л. Каменский. – В кн.: Методика палеогидрологических исследований, Ашхабад, 1970, с. 300–309.

Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. О ювенильных компонентах в природных газах о-ва Сахалин. – Геохимия, 1974, № 8, с. 1220–1225.

Вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки / И.Н. Толстухин, Е.Р. Друбецкой, Э.Н. Эрлих, Б.А. Мамырин. – Геохимия, 1976, № 7, с. 997–1004.

Компоненты верхней мантии в газах Камчатки / И. Л. Каменский, В.А. Лобков, Э.М. Прасолов и др. – Геохимия, 1976, № 5, с. 682–695.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Геотермальная активность. – В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет (глубинное строение, сейсмичность, геотермия). М.: Наука, 1977, с. 8–82.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах. – Геохимия, 1982, № 2, с. 163–177.

Крылов А.Я. Изотопные методы в морской геологии. М.: Энергоатомиздат, 1984. 120 с.

Кужевский Б.М. Зарядовый и изотопный состав галактических космических лучей. – В кн.: Исследования космических лучей. М.: Наука, 1975, с. 84–113.

Лаврухина А.К. Ядерные реакции в космических телах. М.: Наука, 1972. 252 с.

Левский Л.К. Изотопный состав первичного ксенона и деление ²⁴⁴Pu. – Геохимия, 1983, № 5, с. 76–770.

Левский Л.К. Интервал образования Земли. – Геохимия, 1984, № 11, с. 1667–1673.

Мамырин Б.А., Герасимовский В.И., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в породах рифтовых зон Восточной Африки и Исландии. – Геохимия, 1974, № 5, с. 693–700.

Мамырин Б.А., Толстухин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 221 с.

Маннинг Дж. Кинетика диффузии атомов в кристаллах. М.: Мир, 1971. 277 с.

Матвеева Э.С., Толстухин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа). – Геохимия, 1978, № 3, с. 307–317.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгаляций большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 233 с.

Морозова И.М., Ашкинадзе Г.Ш. Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971. 120 с.

Новые возможности использования спонтанного деления в геохронологии (^{235}U - ^{238}U -метод) / Ю.А. Шуколюков, Г.Ш. Ашкинадзе, Т. Кирстен, Э. Джесбергер. – В кн.: Проблема датирования докембрийских образований. Л.: Наука, 1977, с. 94–136.

Новые исследования изотопной геохимии гелия/Э.К. Герлинг, И.Н. Толстихин, Б.А. Мамырин и др. - В кн.: I Международный геохимический конгресс. Докл. М., 1972, т. I, с. 200-216.

Озима М., Зашу Ш. Первичное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в земных алмазах и проблема происхождения инертных газов в планетах земной группы. - В кн.: Геохимия и космохимия. Тр. 27-го Междунар. геол. конгр., 1984, т. 11, с. 87-94.

Определение изотопного состава гелия в атмосфере/Б.А. Мамырин, Г.С. Ануфриев, И.Л. Каменский, И.Н. Толстихин. - Геохимия, 1970, № 6, с. 721-730.

Поиски проявлений цепной ядерной реакции деления в природе/Ю.А. Шуколюков, В.И. Малышев, Данг Ву Минь и др. - Геохимия, 1980, № 1, с. 15-26.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н. Геотектоника, изотопный состав гелия и тепловой поток: тройственная взаимосвязь. Препринт науч. докл. Апатиты: КФАН СССР, 1983, 50 с.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток - геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. - Геотектоника, 1979, № 5, с. 3-23.

Прасолов Э.М. Избыточный Ar в газовой-жидких включениях из минералов и горных пород. - В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976, с. 153-176.

Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г. Атмосферные благородные газы современных гидротерм (теоретические расчеты и экспериментальные данные). - Геохимия, 1982а, № 12, с. 1691-1703.

Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г. Оценка величины $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ в верхней мантии по экспериментальным данным. - В кн.: IX Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982б, т. 1, с. 37-39.

Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона из микровключений в рихсчоррите. - Геохимия, 1969, № 2, с. 231-234.

Пушкарёв Ю.Д., Обухова Л.А. Геохронология метаморфических процессов, их периодичность и корреляция. - В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: КФАН СССР, 1980, с. 91-97.

Связь изотопного состава гелия и стронция в проявлениях вулканической и гидротермальной активности/Б.Г. Поляк, В.И. Кононов, Б.А. Мамырин и др. - В кн.: Материалы VIII Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 13-17.

Тейлер Р.Дж. Происхождение химических элементов. М.: Мир, 1975, 232 с.

Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В. Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере. - Геохимия, 1975, № 5, с. 653-666.

Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Шарков И.В. ^3He , ^4He и проблема ранней дегазации Земли. Апатиты: КФАН СССР, 1984, 28 с.

Толстихин И.Н., Верховский А.Б., Друбецкой Е.Р. Распространенность изотопов гелия в „недиссипирующей“ атмосфере. - Геохимия, 1977, № 8, с. 1107-1110.

Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ в породах земной коры. - Геохимия, 1975, № 8, с. 1123-1136.

- Толстихин И.Н., Друбечкой Е.Р. Изотопы гелия в породах и минералах Земной коры. - В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л.: Наука, 1977, с. 172-197.
- Толстихин И.Н., Друбечкой Е.Р., Шарасьякин А.Я. Об изотопном составе в мантии Земли. - *Геохимия*, 1978, № 4, с. 514-520.
- Толстихин И.Н., Каменский И.Л. О возможности определения возраста подземной воды тритий-гелий-3 методом. - *Геохимия*, 1969, № 8, с. 1027-1029.
- Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В. Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах. - *Геохимия*, 1972, № 5, с. 629-631.
- Фастовский В.Г., Ровинский А.Е., Петровский Ю.В. Инертные газы. - М.: Атомиздат, 1972, 352 с.
- Хаякава С. Физика космических лучей. М.: Мир, 1973, 701 с.
- Хлопин В.Г., Герлинг Э.К. Новые данные в геохимии инертных или благородных газов. - *Докл. АН СССР*, 1948, т. 61, № 2, с. 297-299.
- Чердынцева В.В., Шитов Ю.В., Лизарская И.В. Изотопный состав аргона вулканических газов СССР. - *Докл. АН СССР*, 1967, т. 172, № 5, с. 1180-1181.
- Шуколюков Ю.А. Деление ядер урана в природе. М.: Атомиздат, 1970, 270 с.
- Шуколюков Ю.А. Радиогенные изотопы ксенона и ранняя дегазация Земли. - В кн.: *Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли*. М.: Наука, 1983, с. 242-256.
- Шуколюков Ю.А., Данг Ву Минь. Изотопы благородных газов и эволюция атмосферы Земли. - *Геохимия*, 1981, № 12, с. 1763-1775.
- Шуколюков Ю.А., Данг Ву Минь. Продукты деления трансурановых элементов в космосе. М.: Наука, 1984, 120 с.
- Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972, 335 с.
- Шьюмон П. Диффузия в твердых телах. М.: Металлургия, 1966, 195 с.
- Якуцени В.П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968, 232 с.
- Aldrich L.T., Nier A.O. Variation of He^3/He^4 abundance ratio in natural sources of helium. - *Phys. Rev.*, 1948, vol. 74, N 11, p. 1590-1593.
- Alexander E.C., Schwartzman D.W. Argon isotopic evolution of upper mantle. - *Nature*, 1976, vol. 259, N 5539, p. 104-108.
- Alvares L.W., Cornog R. 3He in helium. - *Phys. Rev.*, 1939, vol. 56, N 4, p. 379.
- Anders E. Noble gases in meteorites; evidence for presolar matter and superheavy elements. - *Proc. Roy. Soc. Lond.*, 1981, vol. 374A, p. 207-238.
- Anders E., Heymann D., Mazor E. Isotopic composition of primordial helium in carbonaceous chondrites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, vol. 34, N 1, p. 127-132.
- A new method for physical limnology - tritium-helium-3 ages - results for lakes Erie, Huron, Ontario/T. Torgersen, Z. Top, W. B. Clarke et al. - *Limnology a. Oceanography*, 1977, vol. 22, N 2, p. 181-193.

A z b e l I.Ya., T o l s t i k h i n I.N. Sr-Nd and Ar-He isotopic relationships: comparison, geotectonic implications and approximations by model computing. - Chem. Geol., 1985, vol. 52, N 1, p. 35-44.

B e g e m a n n F. Isotopic anomalies in meteorites. - Rep. Progress in Physics, 1980, vol. 43, N 11, p. 1309-1356.

B e r n a t o w i c z T.J., P o d o s e k F.A. Nuclear components in the atmosphere. - In: Advances in Earth and Planetary Sciences. Terrestrial rare gases. Tokyo, Japan Sci. Soc. Press, 1978, p. 99-135.

B i e r i R.H., K o i d e M., G o l d b e r g E.D. Noble gas contents of marine waters. - Earth Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 4, N 5, p. 329-341.

B l a c k D.C. Trapped helium-neon isotopic correlations in gas-rich meteorites and carbonaceous chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, vol. 34, N 1, p. 132-140.

B l a c k D.C. On the origins of trapped helium, neon and argon isotopic variations in meteorites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, vol. 36, N 3, p. 347-395.

B l a c k D.C., P e p i n R.O. Trapped neon in meteorites. - Earth Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 6, N 5, p. 395-405.

B o t t o m l e y D.J., R o s s J.D., C l a r k e W.B. Helium and neon isotope geochemistry of some ground waters from the Canadian Precambrian Shield. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, vol. 48, N 10, p. 1973-1985.

B r o w n H. Rare gases and formation of the earth's atmosphere. - In: The Atmospheres of the Earth and Planets. Chicago, Univ. Chicago Press, 1952, p. 258-266.

C a m e r o n A.G.W. Abundances of the elements in the Solar System. - Space Sci. Rev., 1973, vol. 15, N 1, p. 121-146.

C a n a l a s R.A., A l e x a n d e r E.C., M a n u e l O.K. Terrestrial abundance of noble gases. - J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 10, p. 3331-3334.

C h a n g e in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano/K. Nagao, N. Takaoka, S. Matsuo et al. - Geochim. J., 1980, vol. 14, N 3, p. 139-143.

C l a r k e W.B., B e g M.A., C r a i g H. Excess ^3He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. - Earth Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 6, N 3, p. 213-220.

C l a r k e W.B., B e g M.A., C r a i g H. Excess ^3He at the North Pacific Geosecs Station. - J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 36, p. 7676-7678.

C l a r k e W.B., H o r o w i t z R.M., B r o e c k e r W.S. Inert gases. - In: Initial report of the deep sea drilling project. Washington, 1973, vol. XX, p. 777-781.

C l a r k e W.B., J e n k i n s W.J., T o p Z. Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3He . - Intern. J. Applied Radiation Isotopes, 1976, vol. 27, N 4, p. 515-522.

C l a r k e W.B., K u g l e r G. Dissolved helium groundwater. A possible method for uranium and thorium prospecting. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 2, p. 243-251.

C l a y t o n R.N., O n u m a N., M a y e d a T.K. A classification of meteorites based on oxygen isotopes. - Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 30, N 1, p. 10-18.

C o n s t r a i n t s on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics/C.J. Allegre, T. Staudacher, P. Sarda, M. Kurz. - Nature, 1983, vol. 303, N 5920, p. 762-766.

C o o k J.A. (ed.). Argon, helium and the rare gases. New York, London, Intersci. Publ., 1961, vol. 1, 2, 818 p.

C r a b b J., A n d e r s E. Noble gases in E-chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, vol. 45, N 12, p. 2443-2464.

C r a i g H., C l a r k e W.B. Oceanic ^3He : contribution from cosmogenic tritium. - Earth Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, N 1, p. 45-48.

C r a i g H., C l a r k e W.B., B e g M.A., Excess ^3He in the deep water on the East Pacific Rise. - Earth Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, N 2, p. 125-132.

C r a i g H., L u p t o n J.E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. - Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 3, p. 369-385.

C r a i g H., L u p t o n J.E. Helium isotope variations: evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilance and Ethiopian rift valleys. - Trans. Amer. Geophys. Unions, 1978, vol. 59, p. 1194.

C r a i g H., L u p t o n J.E. Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and the oceanic crust. - The sea, the oceanic lithosphere, 1981, vol. 7, p. 391-427.

C r a i g H., L u p t o n J.E., H o r i b e Y. A mantle component in Circum-Pacific volcanic gases: Hakone, the Marians, and Mt. Lassen. - In: Terrestrial Rare Gases. Advances in earth and planetary sciences. Tokyo, Cent. Acad. Pub., Japan, 1978, p. 3-16.

C r a i g H., W e i s s R.F. Dissolved gas saturation anomalies and excess helium in the ocean. - Earth Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 10, N 3, p. 289-296.

C r a i g H., W e i s s R.F., C l a r k e W.B. Dissolved gases in the equatorial and South Pacific Ocean. - J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 24, p. 6165-6181.

D a m o n P.E., K u i p J.L. Inert gases and the evolution of the atmosphere. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, vol. 13, N 4, p. 280-292.

D e t e c t i o n of ^{244}Pu in nature/D.C. Hoffman, F.O. Lawrence, J.L. Mewherter, F.M. Rourke. - Nature, 1971, vol. 234, N 5325, p. 132-134.

D i s s o l v e d helium in lakes; Uranium prospecting in the Precambrian terrain of Central Labrador/W.B. Clarke, Z.Top, A.P. Beaven, S.S. Gandhi. - Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 2, p. 233-242.

E b e r h a r d t P. A neon-E-rich phases of the Orgueil carbonaceous chondrite. - Earth Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 24, N 2, p. 182-187.

E b e r h a r d t P. A neon-E-rich phase in Orgueil: Results of stepwise heating experiments. - In: Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf. 9th, 1978, p. 1027-1051.

E b e r h a r d t P., E n g s t e r O., M a r t i K. A redetermination of the isotopic composition of atmospheric neon. - Ztschr. Naturforsch., 1965, Bd 20a, S. 623-624.

- Eberhardt P., Geiss I., Grogler N. Distribution of rare gases in the pyroxene and feldspar of the Khor Temiki meteorite. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 1, N 1, p. 7-12.
- Eugster O., Eberhardt P., Geiss J. Krypton and Xenon isotopic composition in three carbonaceous chondrites. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 3, N 3, p. 249-257.
- Eugster O., Eberhardt P., Geiss J. Isotopic analyses of krypton and xenon in fourteen stone meteorites. - *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 15, p. 3874-3896.
- Excess ^3He in the Atlantic Ocean/W.J. Jenkins, M.A. Beg, W.B. Clarke et al. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 16, N 1, p. 122-126.
- Extinct superheavy element in the Allende meteorite/E. Anders, H. Higuchi, J. Gros et al. - *Science*, 1975, vol. 190, N 4221, p. 1262-1271.
- Fairhall A.W. Concerning the source of the excess ^3He in the sea. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 7, N 3, p. 249-250.
- Fanale F.P., Cahnnon W.A. Physical adsorption of rare gas on terrigenous sediments. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, N 5, p. 362-368.
- Fisher D.E. Search for ^3He in deep-sea basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, N 1, p. 77-78.
- Fisk L.A. ^3He -rich flares and related problems in flare composition. - В кн.: X Ленинградский семинар по космофизике. Л.: АН СССР, 1978, с. 22-36.
- Frick U., Mack R., Chang S. Noble gas trapping and fractionation during synthesis of carbonaceous matter. - In: *Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf., USA, Texas, 1979, vol. 2, p. 1961-1973.*
- Gas chemistry and helium isotopes at Cerro Prieto/J.A. Welhan, R. Poreda, J.E. Lupton, H. Craig. - In: *Proceedings I Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, 1978, p. 113-118.*
- Geiss J., Bochsler P. Nitrogen isotopes in the solar system. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, vol. 46, N 4, p. 529-548.
- Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analyses/R.K. O'Nions, S.R. Carter, N.M. Even- sen, P.J. Hamilton. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1979, vol. 7, N 1, p. 11-38.
- Hart R., Dymond J., Hogan L. Preferential formation of the atmosphere-sialic crust system from the upper mantle: K-Ar evidence. - *Nature*, 1979, vol. 278, N 5700, p. 156-159.
- Hawkins D.T., Falconer W.E., Neil B. Noble gas compounds. A bibliography 1962-1976. N.Y., IFI/Plenum Data Company, 1978. 180 p.
- Hayatsu A., Waboso C.E. The solubility of rare gases in rock melts: implications for K-Ar dating and earth degassing. - In: *Fifth International Conference Geochro-*

nology, Cosmochronology, Isotope Geology, Nikko, Japan, 1982, p. 139-140.

Helium-3 and manganese at the 21' N East Pacific rise hydrothermal site/J. E. Bupton, G.P. Klinkhammer, W.R. Normark et al. - Earth Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 50, N 1, p. 115-127.

Helium isotope ratios in Yellowstone and Lassen park volcanic gases/H. Graig, J.E. Lupton, J.A. Welhan, K. Poreda. - Geophys. Res. Lett., 1978, vol. 5, N 11, p. 897-900.

Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean/M.D. Kurz, W.J. Jenkins, S. Hart, J.G. Schilling. - Earth Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 1, N 1, p. 1-14.

Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the Island of Hawaii/M.D. Kurz, W.J. Jenkins, S. Hart, D. Clague. - Earth Planet. Sci. Lett., 1983a, vol. 66, N 12, p. 388-406.

Helium, oxygen, strontium and neodymium isotopic relationships in Icelandic Volcanics/M. Condomines, K. Grönvold, P.J. Hooker et al. - Earth Planet. Sci. Lett., 1983b, vol. 66, N 1, p. 125-136.

"Helium spots": caused by diapiric magma from the upper mantle/H. Wakita, N. Fujii, S. Matsuo et al. - Science, 1978, vol. 200, N 4340, p. 430-432.

Hennecke E.W., Manuel O.K. Argon, krypton and xenon in iron meteorites. - Earth Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, N 1, p. 29-43.

Herzog G.E., Anders E. Primordial noble gases in separated meteoritic minerals. II. - Earth Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 24, N 2, p. 173-181.

Heymann D., Dziczkaniec M., Palma R. Limits for the accretion time of the earth from cosmogenic ^{21}Ne produced in planetesimals. - In: Proceedings VII Lunar Science Conference, USA, Texas, 1976, vol. 3, p. 3411-3419.

Heymann D., Mazor E. Light-dark structure and rare gas content of the carbonaceous chondrite Nogoya. - J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 10, p. 2704-2707.

Hiyagon H., Ozima M. Noble gas distribution between basalt melt and crystal. - Earth Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 58, N 3, p. 255-264.

Hohenberg C.M., Podosek F.A., Reynolds J.H. Xenon-iodine dating: sharp isochronism in chondrites. - Science, 1967, vol. 156, N 3772, p. 233-236.

Iodine, uranium and tellurium contents in meteorites/R. Clark, M. Rowe, R. Ganapathy, P. Kuroda. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, vol. 31, N 10, p. 1605-1613.

Isotopically anomalous nitrogen in primitive meteorites/R.S. Lewis, E. Anders, I.P. Wright et al. - Nature, 1983, vol. 305, N 5937, p. 767-771.

Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins. 6. Presolar components in the Murchison

C2 chondrite/L. Alaerts, R.S. Lewis, J. Matsuda, E. Anders. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, vol. 44, N 2, p. 189-210.

Isotopic composition and concentrations of inert gases in the Mexican hydrothermal systems (genetic and applied aspects)/B.G. Polyak, E.M. Prasolov, V.I. Kononov et al. - *Geofizika International*, 1982, vol. 21, N 2, p. 193-227.

Isotopic composition of rare gases in the carbonaceous chondrites Mokoia and Allende/O.K. Manuel, R.J. Wright, D.K. Miller, P.K. Kuroda. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, vol. 36, N 9, p. 961-983.

Isotopic composition of Xe and Kr in the lunar soil and the solar wind/F.A. Podosek, J.C. Huneke, D.S. Burnett, G.J. Wasserburg. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 10, N 2, p. 199-217.

Isotopic compositions of rare gases in the Matsu-shiro earthquake fault region/K. Nagao, N. Takaoka, H. Wakita. - *Geochim. J.*, 1980, vol. 14, N 1, p. 63-69.

Isotopic variations in terrestrial xenon/W.A. Butler, P.M. Jeffery, J.H. Reynolds, G.J. Wasserburg. - *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 69, N 16, p. 3823-3829.

Jambon A., Weber H.W., Begemann F. Helium and argon from Atlantic MORB glass: Concentration, distribution and isotopic composition. - In: *Proc. 27 Intern. Geol. Congr. Moscow, Nauka*, 1984, vol. V, p. 141-142.

Jeffery P.M., Anders E. Primordial noble gases in separated meteoritic minerals. I. - *J. Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, vol. 34, N 11, p. 1175-1198.

Jenkins W.J., Clarke W.B. The distribution of ^3He in the Western Atlantic Ocean. - *Deep-sea Res.*, 1976, vol. 23, N 6, p. 481-494.

Jenkins W.J., Edmond J.M., Corliss J.B. Excess ^3He and ^4He in Galapagos submarine hydrothermal waters. - *Nature*, 1978, vol. 272, N 5649, p. 156-158.

Jungck M.H.A., Eberhardt P. Neon-E in Orgueil density separates. - *Meteoritics*, 1979, vol. 14, N 4, p. 439-441.

Kaneoka I. Investigation of excess argon in ultramafic rocks from the Kola Peninsula by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 2, p. 145-156.

Kaneoka I., Takaoka N. Excess ^{129}Xe and high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in olivine phenocrysts of Kapuho lava and xenolithic dunites from Hawaii. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 3, p. 382-386.

Kaneoka I., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: Constraint on genetic relationships. - *Science*, 1980, vol. 208, N 4450, p. 1366-1368.

Kaneoka I., Takaoka N., Clague D.A. Noble gas systematics for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunite xenoliths from Loihi Seamount. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 66, N 12, p. 427-437.

Kirsten T. Incorporation of rare gases in solidifying enstatite melts. - *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 8, p. 2807-2810.

K i r s t e n T., R i c h t e r H., J e s s b e r g e r E. Rejection of evidence for nonzero neutrino mass from double beta decay. - Phys. Rev. Lett., 1983, vol. 50, N 7, p. 474-477.

K ö n i g H. Über die Löslichkeit der Edelgase in Meerwasser. - Naturforsch., 1963, Bd 18, S. 363-367.

K r u m m e n a c h e r D. Isotope composition of argon in modern surface volcanic rocks. - Earth Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 8, N 2, p. 109-117.

K u g l e r G., C l a r k e W.B. Mass-spectrometric measurements of ^3H , ^3He and ^4He produced in thermal neutron ternary fission of ^{235}U : Evidence for short range ^4He . - Phys. Rev., 1972, vol. 5, N 2, p. 551-560.

K u n z W., S c h i n t l e m e i s t e r J. Tabellen der Atomkerne. T. II, Kernreaktionen. Berlin, Akademie-Verl., 1965. 1022 S.

K u r o d a P.K. ^{244}Pu in the early Solar System. - Nature, 1969, vol. 221, N 5182, p. 726-729.

L e v e n t h a l J.S., L i b b y W.F. Tritium Geophysics from 1961-1962 Nuclear tests.-J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 8, p. 2715-2720.

L e w i s R.S., A n d e r s E. Isotopically anomalous xenon in meteorites: a new clue to its origin. - Astrophys. J., 1981, vol. 247, N 3, pt 1, p. 1122-1124.

L e w i s R.S., G r o s J., A n d e r s E. Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins. 2. Separated minerals from Allende. - J. geophys. Res., 1977, vol. 82, N 5, p. 779-792.

L i g h t n e r B.D., M a r t i K. Lunar trapped xenon. - Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 5, 1974, N 2, p. 2023-2031.

L u p t o n J.E. Direct accretion of ^3He and ^3H from cosmic rays. - J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 34, p. 8330-8337.

L u p t o n J.E. The ^3He distribution in deep water over the mid-Atlantic ridge. - Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 2, p. 371-374.

L u p t o n J.E. Helium-3 in the Guamas basin: evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California. - J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7446-7452.

L u p t o n J.E. Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1983, vol. 11, p. 371-414.

L u p t o n J.E., C r a i g H. Excess ^3He in oceanic basalts: Evidence for terrestrial primordial helium. - Earth Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, N 2, p. 133-139.

L u p t o n J.E., W e i s s R.F., C r a i g H. Mantle helium in the Red Sea brines. - Nature, 1977a, vol. 266, N 5599, p. 2440-2446.

L u p t o n J.E., W e i s s R.F., C r a i g H. Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos rift. - Nature, 1977, vol. 267, N 5612, p. 603-604.

M a m y r i n B.A., T o l s t i k h i n I.N. Helium isotopes in nature. - Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, Elsevier, 1984. 273 p.

M a n u e l O.K. A comparison of terrestrial and meteoritic noble gases. - In: *Terrestrial Rare Gases, Advances in Earth and Planetary Sciences*, vol. 3, Tokyo, Cent. Acad. Publ. Japan, 1978, p. 85-92.

M a n u e l O.K., H e n n e c k e E.W., S a b u D.D. Xenon in carbonaceous chondrites. - *Nature*, 1972, vol. 240, p. 99-101.

M a n u e l O., S a b u D. The noble gas record of the terrestrial planets. - *Geochim. J.*, 1981, vol. 15, N 5, p. 245-267.

M a r t y B. On the noble gas isotope fractionation in naturally occurring gases. - *Geochem. J.*, 1984, vol. 11, p. 157-162.

M a r t y B., Z a s h u S., O z i m a M. Two noble gas components in a Mid-Atlantic ridge basalt. - *Nature*, 1983, vol. 302, N 5905, p. 238-240.

M a t s u b a y a s h i O., N a g a o K., T a k a o k a N. Magmatic isotopic anomaly of He found in natural gases along the Japanese Islands. - *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 1978, vol. 24, N 1, p. 21-22.

M a z o r E. Geothermal tracing with atmospheric and radiogenic noble gases. - *Geothermics*, 1977, vol. 5, N 1, p. 21-36.

M a z o r E., F o u i l l a c C., M i c h a r d G. Noble gases in some mineral and warm waters in the massive central, France. - *Geothermics*, 1982, vol. 11, N 2, p. 81-92.

M a z o r E., H e y m a n n D., A n d e r s E. Noble gases in carbonaceous chondrites. - *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1970, vol. 34, N 7, p. 781-824.

M a z o r E., W a s s e r b u r g G.J. He, Ne, Ar, Kr and Xe in gas emanations from Yellowstone and Lassen volcanic National Parks. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, vol. 29, N 5, p. 443-454.

M e i e r F.O., J u n g c k M.H.A., E b e r h a r d t P. Evidence for pure neon-22 in Orgueil and Murchison. - In: *Lunar Planet. Sci.*, XI, Houston, 1980, p. 723-725.

M o r r i s o n P., P i n e J. Radiogenic origin of the helium isotopes in rock. - *Ann. New York Acad. Sci.*, 1955, vol. 62, N 3, p. 69-92.

N a g a o K., O g a t a K. Mass fractionated isotopic anomalies of neon found in volcanic and thermal spring gases of the Japanese Islands. - In: *Abstracts V Intern. Conf. Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*, Nikko, Japan, 1982, p. 259-260.

N a g a o K., T a k a o k a N., M a t s u b a y a s h i O. Isotopic anomalies of the rare gases in the Nigorikawa Geothermal area, Hokkaido, Japan. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 44, N 1, p. 82-90.

N a g a o K., T a k a o k a N., M a t s u b a y a s h i O. Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 53, N 2, p. 175-188.

N i c o l e t M. The aeronomic problem of helium. - *Annales de Géophysique*, 1957, vol. 13, N 1, p. 1-21.

N i e r A.O. A redetermination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, argon and potassium. -

Phys. Rev., 1950a, vol. 77, p. 789-793.

Nier A.O. A redetermination of the relative abundance of the isotopes of neon, argon, krypton, rubidium, xenon and mercury. - Phys. Rev., 1950b, vol. 79, N 3, p. 450-454.

Noble gases in the atmosphere between 43 and 63 kilometers/R.H. Bieri, M. Koide, E.A. Martell, T.G. Scholz. - J. Geophys. Res., 1971, vol. 75, N 33, p. 6731-6735.

Oliver B.M., Bradley J.G., Farrar H. Helium concentration in the Earth's lower atmosphere. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, vol. 48, N 9, p. 1759-1768.

O'Nions R.K., Evensen N.M., Hamilton P.J. Geochemical modelling of mantle differentiation and crustal growth. - Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B11, p. 6091-6101.

Ozima M., Nakazawa K. Origin of the rare gases in the Earth. - Nature, 1980, vol. 284, N 5754, p. 313-316.

Ozima M., Podosek F. Noble gas geochemistry. Cambridge, London, New York, Sydney, Cambridge Univ. Press, 1983. 367 p.

Ozima M., Zashu S. Noble gases in submarine pillow volcanic glasses. - Earth Planet. Sci. Lett., 1983a, vol. 62, N 1, p. 24-40.

Ozima M., Zashu S. Primitive helium in diamonds. - Science, 1983b, vol. 218, p. 1067-1068.

Paneth F.A., Reasbeck P., Mayne K.I. Helium 3 content and age of meteorites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1952, vol. 2, N 5-6, p. 300-303.

Pepin R.O., Phinney D. Components of xenon in the solar system. - The Moon and the Planets, 1983. N 1. p. 1-11.

Pepin R.O., Signer P. Primordial rare gases in meteorites. - Science, 1965, vol. 149, N 3681, p. 253-265.

Phinney D., Tennyson J., Frick U. Xenon in CO₂ well gas revisited. - Geophys. Res., 1978, vol. 83, N 135, p. 2313-2319.

Podosek F.A., Honda M., Ozima M. Sedimentary noble gases. - Geochim. Acta, 1980, vol. 44, N 11, p. 1875-1884.

Podosek F.A., Honda M., Ozima M. Sedimentary noble gases. - Geochim. Acta, 1980, vol. 44, N 11, p. 1875-1884.

Polyak B.G., Tolstikhin I.N. Geotectonics, heat flux and helium isotopes: tripple relationship. Akad. Nauk, 1983. 50 p.

Potter II R.W., Clynnne M.A. The solubility of the noble gases, He, Ne, Ar, Kr and Xe in water up to the critical point. - J. Solution Chem., 1978, vol. 7, N 11, p. 837-845.

Presolar grains in Orgueil: evidence from Neon-E/P. Eberhardt, M.H.A. Jungck, F.D. Meier, F. Niederer. - Astrophys. J., 1979, vol. 234, N 2, p. 169-171.

Pudovkin M.I., Tolstikhin I.N., Golovchanskaya I.V. Recent achievements in helium isotope dissipation research. - Geochim. J., 1981, vol. 15, N 1, p. 51-61.

Radiogenic helium in Baffin Bay bottom water/Z. Top, W.B. Calarke, W.C. Eismont, E.P. Jones. - J. Marine Res., 1980, vol. 38, p. 435-452.

R a j a n R.S. On the irradiation history and origin of gas-rich meteorites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, vol. 38, N 5, p. 777-788.

R a r e g a s e s and ^{36}Cl in stony-iron meteorites: cosmogenic elemental production rates, exposure ages, diffusion losses and thermal histories/F. Bege mann, H.W. Weber, E. Vilesek, H. Hintenberger. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, vol. 40, N 3, p. 353-368.

R a r e g a s e s in cyclosilicates and cogenetic minerals/K. Saito, E.C. Alexander, J.C. Dragon, S. Zashu. - *J. Geophys. Res.*, 1984, vol. 89, N 139, p. 7891-7901.

R a r e-g a s-rich separates from carbonaceous chondrites/J.H. Reynolds, U.Frick, J.M. Neil, D.L. Phinney. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, vol. 42, N 12, p. 1775-1797.

R e v e l l e R., S u e s s H.E. Interchange of properties between sea and atmosphere. - In: *The Sea*. Vol. I, New York, Interscience, 1962, p. 315-327.

R e y n o l d s J.H. Determination of the age of the elements. - *Phys. Rev. Lett.*, 1960, vol. 4, N 1, p. 8-10.

R e y n o l d s J.H. Isotopic abundance anomalies in the solar system. - *Ann. Rev. Nucl. Sci.*, 1967, vol. 17, p. 253-316.

R e y n o l d s J.H., T u r n e r G. Rare gases in the chondrite renazzo. - *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, N 15, p. 3263-3275.

R i s o n W., C r a i g H. Helium isotopes and mantle volatiles in Loihi seamount and Hawaiian Island basalts and xenoliths. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 66, N 12, p. 407-426.

R o w e M.W., K u r o d a P.K. Fissiogenic xenon from the Pasamonte meteorite. - *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 3, p. 709-714.

S a i t o K., B a s u A.R., A l e x a n d e r E.E. Planetary - type rare gases in an upper mantle-derived amphibole. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 2, p. 274-280.

S a m a r i u m-146 in the Early Solar System: Evidence from Neodymium in the Allende meteorite/G. Lugmair, T. Shimamura, R. Lewis, E. Anders. - *Science*, 1983, vol. 222, N 4627, p. 1015-1018.

S c h r a m m D.N., W a s s e r b u r g G.J. Nuclideochronologies and the mean age of the elements. - *Astrophys. J.*, 1971, vol. 162, N 1, p. 57-69.

S h i l l i b e e r H.A., R u s s e l R.D. The argon-40 content of the atmosphere and the age of the Earth. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, vol. 8, N 1, p. 16-21.

S i g n e r P., S u e s s H.E. Rare gases in the Sun, in the atmosphere and in meteorites. - In: *Earth Sciences and Meteoritics*. Amsterdam North-Holland Publ. Co., 1963, p. 241-272.

S r i n i v a s a n B., G r o s J., A n d e r s E. Noble gases in separated meteoritic minerals: Murchison (C2), Orans (C3), Karoonda (C5) and Abee (E4). - *Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, N 5, p. 762-778.

S t a u d a c h e r T., A l l e g r e C.J. Terrestrial xenology. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, N 3, p. 389-406.

Synthesis of the elements in stars/Burbidge E.M., Burbidge G.R., Fowler W.A., Hoyle F. - Rev. Mod. Phys., 1957, vol. 29, N 4, p. 547-650.

Takagi J. Rare gas anomalies and intense muon fluxes in the Past. - Nature, 1970, vol. 227, N 52-56, p. 362-363.

The helium isotopes in thermal fluids/B.G. Polyak, I.N. Tolstikhin, V.I. Kononov et al. - In: Thermal and chemical problems of thermal waters. Intern. Assoc. of Hydrolog. Sci., 1976, Publ. 119, p. 15-29.

Tolstikhin I.N. A review: some recent advances in isotope geochemistry of light rare gases. - In: Terrestrial Rare Gases. Advances in Earth and Planetary Sciences, 3. Tokyo, Cent. Acad. Publ., Japan, 1978, p. 33-62.

Torgersen T., Jenkins W.J. Comparative helium isotopes for the Snake River Plane - Yellowstone system. - Trans. Amer. Geophys. Union, (EOS), 1979, vol. 60, N 46, p. 945.

Trapped solar wind noble gases and exposure age of Luna 16 lunar fires/O. Eugster, N. Grogler, M.D. Mendia et al. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, vol. 37, N 9, p. 1991-2005.

Wacker J.F., Anders E. Trapping of xenon in ice: implications for the origin of the Earth's noble gases. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, vol. 48, N 11, p. 2373-2380.

Wasserburg G.J., Huneke J.C., Burnett D.S. Correlation between fission tracks and fission type xenon in meteoritic Whitlockite. - J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 17, p. 4221-4232.

Wasserburg H.J., Mazor E. Spontaneous fission xenon in natural gases. - In: Fluids in subsurface Environments, A Symposium, Memoir N 4. The American Association of Petroleum geologists, 1965, p. 386-398.

Wasserburg G.J., Mazor E., Zartman R.E. Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases. - In: Earth Science and Meteoritics. Amsterdam, North-Holland Publ. Co., 1963, p. 219-240.

Weiss R.F. Helium isotope effect in solution in water and seawater. - Science, 1970, vol. 168, N 3928, p. 247-248.

Weiss R.F. Solubility of helium and neon in water and seawater. - J. Chem. Engng Data, 1971, vol. 16, N 2, p. 235-241.

Welhan J.A., Lupton J.E., Craig H. Helium isotope ratios in Southern California fault zones. - Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), 1978, vol. 59, N 12, p. 1197.

Wetherill G.W. Variations in the isotopic abundances of Ne and Ar extracted from radioactive minerals. - Phys. Rev., 1954, vol. 96, N 3, p. 679-683.

Wetherill G.W. Radiometric chronology of the early solar system. - Ann. Rev. Nuclear Sci., 1975, vol. 25, p. 283-328.

Zartman R.E., Wasserburg G.J., Reynolds J.H. Helium, argon and carbon in some natural gases. - J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, N 1, p. 277-306.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Общие сведения о благородных газах	6
Глава 2. Происхождение благородных газов	15
2.1. Ядерный синтез	—
2.2. Происхождение спаллированных изотопов	17
2.2.1. Общие сведения о космическом излучении и высокоэнергетических ядерных взаимодействиях	18
2.2.2. Возникновение благородных газов под действием вторичных частиц космических лучей	20
2.3. Радиоактивный распад и ядерные реакции	—
2.3.1. Радиогенные изотопы гелия	—
2.3.2. Радиогенные изотопы неона	23
2.3.3. Радиогенные изотопы аргона	25
2.3.4. Радиогенные изотопы ксенона и криптона	29
Глава 3. Изотопы благородных газов в некоторых космических объектах	34
3.1. Распространенность первичных благородных газов в метеоритах	—
3.1.1. Благородные газы в богатых солнечными газами метеоритах	35
3.1.2. Благородные газы в углистых хондритах	—
3.1.3. Захваченные благородные газы в обыкновенных хондритах	40
3.2. Изотопы легких благородных газов в метеоритах	—
3.2.1. Распространенность изотопов неона в метеоритах	—
3.2.2. Изотопы гелия в метеоритах	43
3.3. Изотопы аргона	46
3.4. Распространенность изотопов ксенона и криптона в метеоритах	48
3.4.1. Проблема первичного ксенона	49
3.4.2. Изотопные аномалии ксенона в углистых хондритах	52
3.4.3. Радиогенные изотопы ксенона в метеоритах	55
Глава 4. Изотопы благородных газов в мантии Земли	58
4.1. Проблема идентификации пород и флюидов мантийного происхождения	59
4.2. Изотопный состав гелия	61
4.2.1. Изотопный состав гелия в природных флюидах зон современной тектоно-магматической активизации	—
4.2.2. Изотопы гелия в ультраосновных включениях в базальтах, в кимберлитах и алмазах	64
4.2.3. Изотопы гелия в океанических базальтах	69

4.2.4.	Изотопы гелия в континентальных вулканических породах	73
4.2.5.	Сопоставление гелий-стронциевых изотопных данных	76
4.3.	Изотопы неона и аргона в мантии Земли	78
4.3.1.	Проблемы изотопии аргона в мантии Земли	-
4.3.2.	Соотношение изотопов гелия и аргона	80
4.4.	Изотопный состав ксенона	86
4.5.	Элементные соотношения благородных газов в мантии Земли	89
Глава 5.	Изотопы благородных газов в породах, водах и газах земной коры	92
5.1.	Изотопы благородных газов в магматических породах	-
5.1.1.	Изотопы гелия в магматических породах	-
5.1.2.	Изотопы неона в магматических породах; соотношение радиогенных изотопов гелия и неона	102
5.1.3.	Соотношение радиогенных гелия и аргона	106
5.2.	Изотопы благородных газов в минералах	109
5.2.1.	Изотопы гелия, аргона и неона в мономинеральных фракциях горных пород	-
5.2.2.	Изотопы благородных газов в минералах пегматов	115
5.2.3.	Изотопы благородных газов в радиоактивных и некоторых других минералах; феномен Окло	120
5.3.	Изотопы благородных газов в газовой-жидких микро-включениях в минералах	125
5.4.	Изотопы благородных газов в осадочных породах	132
5.5.	Изотопы благородных газов в подземных флюидах	134
5.5.1.	Изотопный состав гелия во флюидах разных регионов	135
5.5.2.	Корреляция изотопного состава гелия и земного теплового потока	136
5.5.3.	Соотношение изотопов гелия и стронция	139
5.5.4.	Некоторые соотношения радиогенных изотопов	140
5.5.5.	Проблема фракционирования атмосферных компонентов	142
5.5.6.	Изотопы гелия и другие летучие компоненты в земных флюидах	147
5.6.	Спальтогенный гелий в земных образцах	152
Глава 6.	Изотопы гелия в водах Мирового океана	153
6.1.	Происхождение изотопов гелия в океанических водах	154
6.1.1.	Растворенные в водах благородные газы	-
6.1.2.	Изотопы гелия, привнесенные в океанические воды	156
6.1.3.	Радиогенный ^3He в океанических водах	161
6.2.	Распределение изотопов гелия в океанических водах	164
6.2.1.	Изотопы гелия в водах Тихого океана	-
6.2.2.	Изотопы гелия в водах Атлантического океана	165
Глава 7.	Изотопы благородных газов в атмосфере Земли	167
7.1.	Изотопы гелия в атмосфере Земли	-
7.2.	Изотопы неона в атмосфере Земли	169
7.3.	Изотопы аргона в атмосфере Земли	172
7.4.	Изотопы тяжелых благородных газов в атмосфере Земли	173
7.4.1.	Распространенность ксенона в атмосфере Земли	-
7.4.2.	Изотопная аномалия атмосферного ксенона	175
7.4.3.	Радиогенные изотопы ксенона в атмосфере Земли	177
Заклчение		182
Литература		184

2 р. 20 к.

4799



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА”
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ