

Член-корреспондент АН СССР Ю. П. БУЛАШЕВИЧ

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТА ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕЛИЯ ЗЕМНОЙ КОРОЙ В АТМОСФЕРУ

1. При распаде в рядах урана и тория в земной коре продуцируется тепло и He^4 . Добавочное тепло обусловлено распадом K^{40} с образованием Ar^{40} и кальция. Между тепловым потоком и потоками стабильных радиогенных газов, очевидно, должна быть некоторая связь, обусловленная единством источников и аналогией процессов распространения (теплопроводность, диффузия, конвекция).

Часть гелия и аргона остается в зернах пород, часть выделяется и мигрирует к земной поверхности, поступая затем в атмосферу, в частности по зонам разломов (¹⁻³), при этом аргон накапливается в атмосфере, а гелий ускользает в космос. Предполагается, что существует равновесие между диссипацией гелия и его поступлением из земной коры в атмосферу (⁴). Для скорости утечки He^4 в космос имеются многочисленные оценки, основанные на газовой динамике в верхних слоях атмосферы (⁴). Это позволяет определить возможные пределы коэффициента выделения гелия из земной коры в атмосферу.

Коэффициент выделения равняется отношению скорости утечки к скорости генерации He^4 в земной коре и верхах мантии, для его расчета необходимо знать абсолютное количество U^{238} , определяющее поток He^4 . Однако предпочтительнее не пользоваться абсолютными величинами. Коэффициент выделения He^4 можно получить, сравнивая отношение скорости утечки и наблюдаемого геотермического потока с отношением скоростей генерации гелия и тепла в земной коре и верхах мантии. Мы проведем вычисления в предположении квазистационарности потоков тепла и He^4 . Квазистационарность понимается как малость продолжительности релаксации для тепловых и газовых неоднородностей для слоя земной коры и верхов мантии по сравнению со средней продолжительностью жизни источников. Это далеко не лучшее приближение, но для источников в земной коре допустимое (⁵). Среднесеточная плотность континентального и океанического теплового потока практически одинакова (⁶). В связи с меньшей мощностью и радиоактивностью океанической коры верхняя мантия под ней должна содержать более высокие концентрации радиоактивных элементов, чем мантия под континентами (⁷). Таким образом, одно и то же количество радиоактивных элементов распределено, вероятно, в слоях разной мощности. По-видимому, механизм теплопереноса в верхах мантии эквивалентен квазистационарности процессов для соответствующих глубин.

2. Среднесеточное значение плотности теплового потока для всей Земли $j = (1,43 \pm 0,75)$ кал/(см²·сек) (^{6,7}). Для глобального потока отсюда имеем $Q_h = 2,22 \cdot 10^{20}$ кал. в год. Скорость генерации тепла равна

$$Q = \left(a_u \lambda_u + a_{Th} \lambda_{Th} \frac{\text{Th}^{232}}{\text{U}^{238}} + a_k \lambda_k \frac{\text{K}^{40}}{\text{U}^{238}} \right) \text{U}^{238}, \quad (1)$$

где $a_u = 18 \cdot 10^{-13}$; $a_{Th} = 15 \cdot 10^{-13}$; $a_k = 0,27 \cdot 10^{-13}$ в калориях на один распад (⁸) в предположении векового равновесия в рядах урана и тория, λ — соответствующие постоянные распада. U^{238} , Th^{232} , K^{40} — количество атомов

в земной коре и верхах мантии, обеспечивающих наблюдаемый тепловой поток. Для весомых концентраций этих элементов примем значения по ⁽⁹⁾: $n_U = 3 \cdot 10^{-4} \%$, $n_{Th} = 8 \cdot 10^{-4} \%$; $K^{40} = 3,1 \cdot 10^{-4} \%$. С этими значениями по (1) получаем $Q = 59,6 \cdot 10^{-23} \text{ U}^{238}$ кал. в год.

3. Скорость образования He^4 определяется выражением

$$p = \left(8\lambda_U + 6\lambda_{Th} \frac{\text{Th}^{232}}{\text{U}^{238}} \right) \text{U}^{238}, \quad (2)$$

или $p = 20,5 \cdot 10^{-10} \text{ U}^{238}$.

Для потока He^4 в атмосферу имеем

$$q = \alpha \cdot p = 20,5 \cdot 10^{-10} \alpha \text{U}^{238}, \quad (3)$$

где α — коэффициент выделения He^4 из земной коры в атмосферу.

4. Оценка потока He^4 с поверхности континентов и океанов в атмосферу производится косвенным образом по скорости утечки в космос (обзор некоторых данных имеется в ⁽¹⁾). В одной из работ скорость диссипации q_H рассчитана с учетом ионизации гелия и влияния геомагнитного поля ⁽¹⁰⁾. В этом случае утечка происходит в полярных областях магнитосферы и $q_H = (6,6 - 13,2) \cdot 10^{31}$ ат. в год. Ориентировочное определение по измерениям градиента концентрации He^4 по мелким скважинам дало для одного из гранитных массивов Южного Урала $q_H = 13 \cdot 10^{31}$ ат. в год ⁽¹⁾, что хорошо увязывается с приведенным выше потоком диссипации.

5. Полагая $q/Q = q_H/Q_H$ и используя (1) — (3), находим

$$\alpha = \frac{q_H}{Q_H} \frac{a_U \lambda_U + a_{Th} \lambda_{Th} \text{Th}^{232}/\text{U}^{238} + a_K \lambda_K K^{40}/\text{U}^{238}}{8\lambda_U + 6\lambda_{Th} \text{Th}^{232}/\text{U}^{238}}. \quad (4)$$

Обозначим $q_H = n \cdot 10^{31}$ ат. в год. Подставляя это и другие численные значения в (4), получим

$$\alpha \approx 1,25n \cdot 10^{-2} = 1,25 \cdot n \%. \quad (5)$$

В большинстве статей по диссипации He^4 n заключено в пределах $13,2 \geq n \geq 1,1$ ^(10, 11). Отсюда для коэффициента выделения He^4 в атмосферу имеем $16,5 \geq \alpha \geq 1,4$. Все эти значения возможны. Среднее значение $\alpha \approx 9 \%$.

Уточнение коэффициента выделения He^4 в атмосферу осуществимо двумя путями:

1) Экспериментальное определение плотности потока He^4 в приповерхностном слое выше уровня грунтовых вод. Этот путь аналогичен определению геотермического потока.

2) Исследование распределения He^4 в верхней атмосфере и повышение достоверности определения потока диссипации. Кроме того, конечно, необходимо дальнейшее развитие термической модели Земли. Возможно, что цикличность проявления верхней мантии ⁽¹²⁾ приводила к цикличности выделения радиогенных газов, что существенно для понимания высокой концентрации в атмосфере Ar^{40} .

Институт геофизики
Уральского научного центра
Академии наук СССР
Свердловск

Поступило
14 V 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин, ДАН, **201**, № 4, 840 (1971). ² Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин, Физика Земли, № 3 (1973). ³ Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин, ДАН, **208**, № 4 (1973). ⁴ Ю. А. Шуколюков, Л. К. Левский, Геохимия и космохимия изотопов благородных газов, М., 1972. ⁵ А. Н. Тихонов, Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 3 (1937). ⁶ Р. П. Герцен, У. Х. К. Ли, В сборн. Земная кора и верхняя мантия, М., 1972. ⁷ Ф. Стейси, Физика Земли, М., 1972. ⁸ Справочник по радиометрии, М., 1957. ⁹ В. И. Баранов, К. Г. Норре, Геохимия, № 12 (1967). ¹⁰ W. Axford, J. Geophys. Res., **73**, № 21 (1968). ¹¹ R. Haas, V. C. Band, Planet and Space Sci., **13**, 1185 (1965). ¹² А. Н. Тихонов, Е. А. Любимова, В. К. Власов, ДАН, **188**, № 2 (1969).