

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  $\text{He}^4$ . Добавочное тепло обусловлено распадом  $\text{K}^{40}$  с образованием  $\text{Ar}^{40}$  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 (<sup>1-3</sup>), 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 (<sup>4</sup>). Для скорости утечки  $\text{He}^4$  в космос имеются многочисленные оценки, основанные на газовой динамике в верхних слоях атмосферы (<sup>4</sup>). Это позволяет определить возможные пределы коэффициента выделения гелия из земной коры в атмосферу.

Коэффициент выделения равняется отношению скорости утечки к скорости генерации  $\text{He}^4$  в земной коре и верхах мантии, для его расчета необходимо знать абсолютное количество  $U^{238}$ , определяющее поток  $\text{He}^4$ . Однако предпочтительнее не пользоваться абсолютными величинами. Коэффициент выделения  $\text{He}^4$  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  $\text{He}^4$ . 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 (<sup>5</sup>). Среднесеточная плотность континентального и океанического теплового потока практически одинакова (<sup>6</sup>). В связи с меньшей мощностью и радиоактивностью океанической коры верхняя мантия под ней должна содержать более высокие концентрации радиоактивных элементов, чем мантия под континентами (<sup>7</sup>). 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/(см<sup>2</sup>·сек) (<sup>6,7</sup>). Для глобального потока отсюда имеем  $Q_H = 2,22 \cdot 10^{20}$  кал. в год. Скорость генерации тепла равна

$$Q = \left( a_U \lambda_U + a_{\text{Th}} \lambda_{\text{Th}} \frac{\text{Th}^{232}}{U^{238}} + a_K \lambda_K \frac{\text{K}^{40}}{U^{238}} \right) U^{238}, \quad (1)$$

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

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

3. Скорость образования  $He^4$  определится выражением

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

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

Для потока  $He^4$  в атмосферу имеем

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

где  $\alpha$  — 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 <sup>(1)</sup>). В одной из работ скорость диссипации  $q_H$  рассчитана с учетом ионизации гелия и влияния геомагнитного поля <sup>(10)</sup>. 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 <sup>(1)</sup>, что хорошо увязывается с приведенным выше потоком диссипации.

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

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

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  $13,2 \geq n \geq 1,1$  <sup>(10, 11)</sup>. 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 проплавления верхней мантии <sup>(12)</sup> 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

- <sup>1</sup> Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин, ДАН, 201, № 4, 840 (1971). <sup>2</sup> Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин, Физика Земли, № 3 (1973). <sup>3</sup> Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин, ДАН, 208, № 4 (1973). <sup>4</sup> Ю. А. Шуколюков, Л. К. Левский, Геохимия и космохимия изотопов благородных газов, М., 1972. <sup>5</sup> А. Н. Тихонов, Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 3 (1937). <sup>6</sup> Р. П. Герцен, У. Х. К. Ли, В сборн. Земная кора и верхняя мантия, М., 1972. <sup>7</sup> Ф. Стейси, Физика Земли, М., 1972. <sup>8</sup> Справочник по радиометрии, М., 1957. <sup>9</sup> В. И. Баранов, К. Г. Кнорре, Геохимия, № 12 (1967). <sup>10</sup> W. Axford, J. Geophys. Res., 73, № 24 (1968). <sup>11</sup> P. Haas, V. C. Band, Planet and Space Sci., 13, 1185 (1965). <sup>12</sup> А. Ц. Тихонов, Е. А. Любимова, В. К. Власов, ДАН, 188, № 2 (1969).