

京都大学工学部 学 堀内 将人
 京都大学工学部 正 井上 頼輝
 京都大学工学部 正 森澤 真輔

1. はじめに

地層を構成する土粒子の間隙が水で飽和されている帯水層(地下水層)内での分配係数の測定法は、カラム法、バッチ法とも、理論的にもまた実験手法の面からもよく研究されている。しかしながら、土粒子間隙が水によって飽和されていない通気層(地表面と地下水面で挟まれる地層)内での放射性核種の分配係数の測定法についてほとんど研究されていない。ここでは、通気層内での分配係数の測定法について検討し、かつ分配係数が土壤水分によってどのように変化するかを調べることとを目的とする。

2. 理論的検討

通気層内での放射性核種の移動を予測するためには、土壤水分の非定常浸透を記述する基礎式、放射性核種の物質収支を記述する式、放射性核種の土壤水分と土壤との間の収着反応を記述する基礎式を連立して解く必要がある。これらの基礎式は、通常は解析的には解くことができないので、電算機を用いて数値的に解かざるを得ない。しかしながら、土壤水分の分布が一様かつ定常であり、土壤中の放射性核種濃度 θ と土壤水分中の放射性核種濃度 C との間に瞬時的に収着平衡関係が成立するとみなせる場合には、土壤水分の移動を実験的に把握することにより、放射性核種の移動を予測することができるとする。

すなわち、地層内での土壤水分の移動を実験的に把握し、その時間スケールを次式で定まる K_f ファクターで読み代えることにより、放射性核種の移動を予測できることになる。

$$K_f = 1 + \frac{1-f}{fS} \rho_{kd} \quad \text{----- (1)}$$

ここに、 f : 地層の間隙率 S : 地層間隙の水による飽和度
 ρ : 土壤密度 k_d : 分配係数

ところが、 K_f ファクターを算出するための各変数のうち f 、 S 、 ρ は実験条件として定めることができるが、 k_d の値を正しく求める方法が確立していないため、上述の方法を放射性核種の移動の予測法として用いることには、現段階では制約が大きいと言わざるを得ない。ここでは、この方法を逆に適用して、分配係数 k_d を測定する方法として使用することにする。

3. 実験および結果

内径5cmのアクリル製カラムに、粘土分をほとんど含まない砂490gを高さ15.4cm、平均間隙率0.393となるように充填した。用いた砂の密度は2.67g/cm³である。このカラムに水道水を27ml/hrの割合で約50時間通水し、地層内の土壤水分分布が定常分布になった後、同じ供給量で⁸⁶Sr($C_0 = 3.9 \times 10^{-4}$ μCi/ml)および三重水素水(記号HTO; $C_0 = 8.0 \times 10^{-4}$ μCi/ml)を含む水道水を供給した。供給時間は19.5時間である。

カラム流出液中のHTO濃度を液体シンチレーションカウンターを用いて測定することによって得たHTOの流出曲線を図-1に、また実験停止後にカラムを解体して測定した砂層中の⁸⁶Sr分布(図-2中の●印)および土壤水分分布(図-2中の○印)を図-2に示す。なお、土壤水分は土壌みかけ単位体積当たり含まれる土壤水分容積(いわゆる体積含水率)で表示した。土壤水分を θ とすると、 θ と地層の間隙率 f および地層間隙の水による飽和度 S との間には、 $fS = \theta$ なる関係がある。

4. 考察

図-1に示したHTOの流出曲線から、砂カラムが無限に長い場合の間隙水中HTO濃度分布を推定し、(ただし、これは水とともに流れるHTOの濃度分布が、時間の経過に対して相似な形で下方に移動していくと仮定している) 同分布を $1/K_f$ 倍に縮尺することによって砂層内の ^{85}Sr 濃度分布を推定予測し、その結果を図-2(図中の○印)に示す。ただし、 K_f の予測には次式を用いた。

$$K_f = \frac{q \cdot v \cdot t}{a \cdot b} \quad \text{-----(62)} \quad \text{ここに、}$$

q : 砂層深さ (cm) v : 通水速度 (ml/hr) t : ^{85}Sr の通水時間 (hr)
 a : 水の流出曲線で $C/C_0 = 0.5$ のときの通水量 (ml)
 b : ^{85}Sr の砂層内分布曲線で $C/C_0 = 0.5$ のときの砂層深さ (cm)

図-2は、 ^{85}Sr 砂層内分布の実測値と予測値とがよく一致することを示している。このことは砂中の ^{85}Sr 濃度と工濃水分中の ^{85}Sr 濃度が瞬時に平衡関係になるとした仮定が妥当であること、および実験に先だって砂層に水道水を供給することにより、砂層内の水分分布がほぼ一様、一定にすることができたこと、を間接的に支持していると考えることが出来る。

^{85}Sr の予測に用いた K_f 値は22.56、式(62)中の S については図-2の平衡飽和度を用いるとすれば $S = 0.72$ となる。ゆえに式(62)より求める分配係数は、 $K_d = 3.77 \text{ ml/g}$ となる。

以上の一連の実験を θ を変化させた条件下で数多く行なうことによって分配係数 K_d

が θ の値によってどのように変化するかを現在調べているが、今のところでは工濃水分 θ が大きくなると K_d も大きくなるという結果が得られている。

5. おわりに

本研究で検討した測定法は、簡便に分配係数を決定するための有効な方法であると考えられる。ただし、この測定法をより確実なものにするためには、放射性核種の種類

ごとに、用いるべきカラム

の形状、通水速度、工濃量等、実験条件について検討を要する。また、流入水中の放射性核種濃度 C_0 に平衡した砂中放射性核種濃度 C の評価方法、カラム内の土濃水分分布が分配係数の評価値にどの程度の影響を及ぼすか等について、さらに理論的、実験的に検討しなければならない。

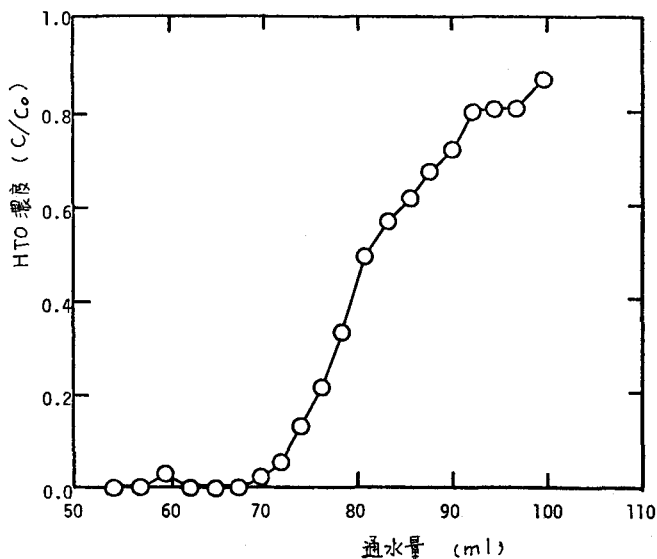


図-1 HTOの流出曲線

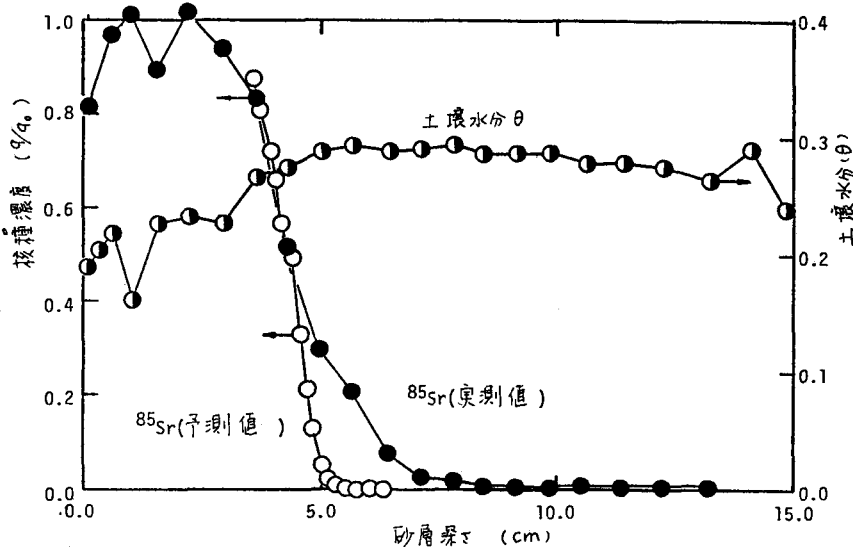


図-2 土濃水分、砂層内分布および ^{85}Sr 砂層内分布の予測値と実測値との比較