

京都大学工学部 学生員 堀内 将人
 京都大学工学部 正会員 井上 頼輝
 京都大学工学部 正会員 森 澤 真 輔

1. はじめに

前報⁽¹⁾では、放射性核種の通気層土壌中での移動の難易度を示す重要な指標となる分配係数の値を井上の理論にしたがってカラム実験により決定する方法を報告した。井上の理論は、土壌水分の移動を正確に把握することと、その適用前提としているが、前回報告した測定法においては、実験結果から簡便に土壌水分の移動を把握することとを試みた。今回は、土壌水分移動式を基礎として土壌水分移動の予測を行い、分配係数を求める方法を提案する。また、簡便法によって求めた分配係数値と今回提案する方法によって求めた分配係数値との比較、同方法で放射性核種の移動を予測するために利用することの可能性について検討する。

2. 分配係数の測定方法

両測定法とも、放射性核種の移動と土壌水分の移動との間に次なる関係、すなわち、放射性核種の移動と土壌水分との間に時間軸に関する相似関係が成立することを基礎としている。

$$U_A = U_w / K_f, \quad K_f = 1 + \frac{1-f}{fS} \rho k_d \quad \text{----- (1)}$$

ここに、 U_A, U_w : それぞれ核種、土壌水分の移動速度 f : 地層の空隙率 ρ : 土壌密度
 S : 地層空隙の水による飽和度 k_d : 分配係数

分配係数 k_d を求めるためには、地層を模擬した土壌カラム内での放射性核種と土壌水分の移動を実験的に把握し、土壌水分の移動速度と核種の移動速度との比 K_f を求め、式(1)を用いて分配係数 k_d を計算するという手順を踏む。この場合、カラム通水実験を長時間(20~30時間)に渡って行うため、土壌カラム内での土壌水分分布(土壌水分の移動フロント)を把握するためには、非常に長いカラム(数m~数十m)を用いる必要があるが、これは実験操作上の制約が極めて大きい。本実験では、実験操作上の制約を軽減するため、カラムは15.3cmの長さのものを用い、土壌水分のトレーサー物質のカラム破過曲線を実測しこれから半無限長さの土壌カラム内での実験終了時(以下「T時間後」と表現する)の土壌水分の動きを予測することにした。また、HTOおよび ^{45}Sr 水溶液のカラムへの供給は、カラム内土壌水分分布が定常に達した後に開始した。

3. 土壌水分移動の予測法

(a) 簡便法 前回報告した予測法であり、カラムからの水(トリチウム水; HTO)の破過曲線(図-1)からT時間後における水(HTO)の無限に長いと想定した土壌カラム

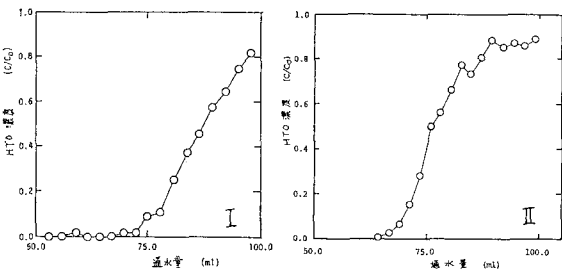


図-1 水(HTO)の破過曲線

内でのHTO濃度分布を予測する。ただし、この時水とともに流れるHTOの濃度分布が時間軸に対して相似な形でカラム内を移動するとの仮定を設けた(図-2)。この方法によれば、HTOの破過曲線から、ある時刻での地層内HTO分布を推定し、この分布曲線を T/t 倍だけカラム軸方向に拡大することにより、T時間後の地層内水分(HTO)分布が求められる。

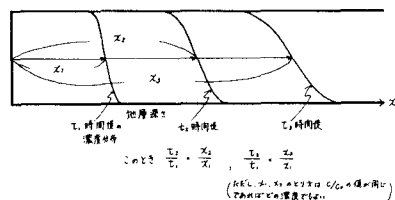


図-2 (a)法で設定した仮定

この時、式(1)で定められる K_f は次式で与えられる。

$$K_f = (h \cdot v \cdot T) / (a \cdot b) \quad \text{----- (2)}$$

ここに、 h : 土壌カラムの厚さ (cm) v : 通水速度 (ml/hr)

a : 水の破過曲線で破過率 $C/C_0 = 0.5$ のときの通水量 (ml)

b : T 時間後の ^{85}Sr の地層内濃度分布曲線 おいて流入端土壌中 ^{85}Sr 濃度 g/g で正規化した濃度 g/g が 0.5 のときの地層深さ (cm)

この簡便法では、カラム実験での実験条件 (h, v, T) と実験結果 (a, b) から直接 kd を定めることができ、非常に扱いが簡便である。

(b) 土壌水分移動式より予測する方法 地層内の土壌水分量 ($\theta: f(S)$) が一定とみなせる場合には、土壌水分 (HTO) 移動の基礎式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \frac{\partial C}{\partial z} \quad \text{----- (3)}$$

ここに、 D : 拡散係数 v : (断面平均) 流速 z : 地層深さ
式(3)に、 $C=0$ at $z>0, t=0$ $C=C_0$ at $z=0, t>0$ $C=0$ at $z \rightarrow \infty, t>0$
なる条件のもとに解くと、解析解は、

$$C/C_0 = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{z-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + \operatorname{erfc}\left(\frac{z+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \exp\left(\frac{vz}{D}\right) \right] \quad \text{--- (4)}$$

となる。式(4)を用いて、水 (HTO) の実測破過曲線から、 T 時間後の地層内土壌水分 (HTO) の分布を推定する。つまり、まず式(4)に実験に用いたカラムの厚さ z を代入し、HTO の破過曲線を D をパラメータとする時間 t の関数として得、実測した HTO の破過曲線に一致するように D を定める。つぎに、この D を式(4)に代入し T 時間後の地層内 HTO 濃度分布を求める。

4. 結果と考察 表-1 からわかるように、両測定法により求めた kd の値にあまり大きな差異は見られず、(a) 法も手軽に kd の概略値を得られる点でその利用価値が十分あると考えられる。また、不均一な地層について、地層全体の平均的な kd 値を求める場合には (a) 法で十分であると考えられる。(b) 法については、図-3 と図-4 を比較するとわかるように、(a) 法よりはるかに予測曲線と実測値とが良く一致している。このことは、この方法が分配係数値をより正確に求める方法として有効であること、また図-3 に示す程度の θ の分布であればほぼその分布を一樣であるとみなして、同方法を適用しても差支えないこと、を間接的に示しているものと考えられる。たゞ D はこの場合、HTO の濃度勾配を起動力とする拡散効果と、土壌水分の毛管ポテンシャル勾配を起動力とする拡散効果とを総括的に代表する係数であると考えられる。この係数値のもつ意味、先に述べたこの係数値の決定方法の妥当性等については、今後検討の余地があると考えられる。

図-3 に示すように、現実には θ の分布は深さ方向に一樣とはならない。 θ が深さ方向に一樣でない場合 HTO の移動の基礎式は、 $\frac{\partial}{\partial t}(\theta C) = \frac{\partial}{\partial z}(C \cdot D(\theta) \frac{\partial C}{\partial z}) - \frac{\partial}{\partial z}(C \cdot \lambda(\theta)) + \frac{\partial}{\partial z}(\theta \cdot D_2 \frac{\partial C}{\partial z})$ ----- (5) ここに、 $D(\theta)$: 水分分散係数 $\lambda(\theta)$: 不飽和透水係数 D_2 : 拡散係数、と与えられる。式(5)は、 $D(\theta), \lambda(\theta)$ を予備実験により求め、 θ の地層内分布を実測した上で電算機により解かねばならない。 θ の非一樣性を考慮した時の kd 値の変化については現在検討中である。

表-1 (a) 法、(b) 法で計算した分配係数値。

		I	II
(a) 法	kd (ml/g)	3.32	3.76
(b) 法	kd (ml/g)	2.84	3.33
	D (cm ² /hr)	32.00	8.00

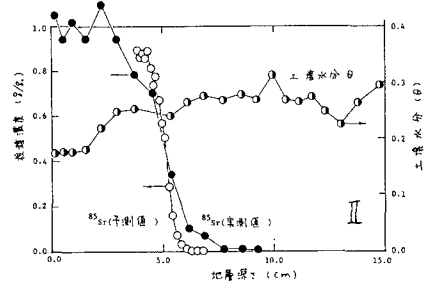
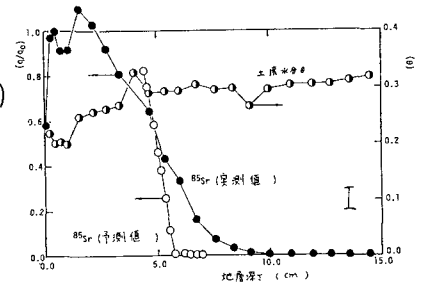


図-3 土壌水分の地層内分布および (a) 法による ^{85}Sr 地層内分布の予測値と実測値の比較

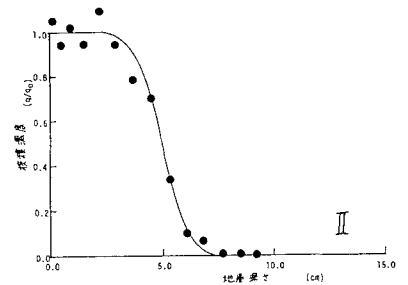
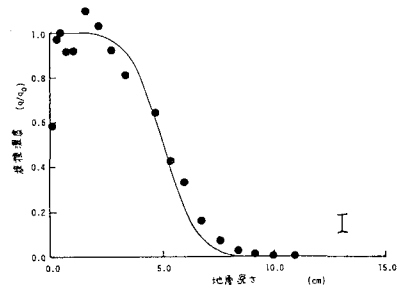


図-4 (b) 法による ^{85}Sr の地層内分布の予測値と実測値との比較