

京都大学 学生員 山岡 泰治
 京都大学 正 員 井上 頼輝
 京都大学 正 員 森澤 真輔

1.はじめに フォールアウト放射性核種による表層付近土壌の汚染状況の最近の調査により、いったん地表面に降下蓄積した放射性核種が、地下水層へ向かって通気層中を移動しつつあることが確認されている。この移動が進行し、放射性核種が地下水へ移行すると、フォールアウトについては今まであまり問題にされなかった、地下水を經由する被曝経路が重要になってくるものと思われる。こうした状況から、野外の通気層中での放射性核種移動の予測モデルが必要視されているが、いまだ確立した手法はない。そこで、本研究は地表面から帯水層までの成層通気層における放射性核種の移動を対象として、フォールアウト放射性核種移動の予測モデルを構成することを目的とした。また、放射性核種としては ^{90}Sr を対象とし、茨城県A地点の野外調査データに基づき、構成したモデルの妥当性を検討した。

2.予測モデルの構成 実際の地層は図1(a)に示すように、大小さまざまな大きさの間隙からなる。そして、土壌の保水に関する理論によると、土壌間隙水はそのポテンシャルエネルギーの値によって保水形態が異なる。このため、間隙中での液状水の移動速度が異なり、通気層中を液状水によって運ばれる放射性核種の移動速度も様々ではない。そこで、本研究では間隙水を流動水と停滞水に区分し、通気層を計4つの領域に分けるモデルを新たに構成した。同モデルにより、図1(a)をモデル化すると図1(b)となる。以下に各領域を説明する。(1)土壌空気 (2)流動水——ポテンシャルが中程度($\psi=0\sim3$)で、物性的には自由に動くことができる水である。土壌中の液状水の流れは、この領域でのみ生じ、しかも栓流であると仮定する。(3)停滞水——土壌粒子からの強い吸着力により、一定の配列で粒子表面に薄膜状に保持されている水である。ポテンシャルは低く($\psi\leq 3$)、土壌中で液状水としては非可動状態にある。(4)土壌粒子——常に停滞水に包まれていると仮定する。

次に、土壌水分移動モデルおよび放射性核種移動モデルを、コンパートメントモデルの手法を採用して構成した。すなわち、対象地層をIEND個の水平層に分割し、その1つの水平層内では環境パラメータ、水分量および ^{90}Sr 濃度は一様としている(図2参照)。このとき採用した仮定を列記する。

(1)土壌水分の移動は鉛直方向に一次元的である。(2)降水の表面流出はない。(3)地下水位の変動はない。(4)体積含水率 θ は $\theta_{air} \leq \theta \leq \theta_{fc}$ の範囲で変化し、 $\theta_{fc} < \theta$ のときのみ流動水が存在する(図3参照)。(5)降水(蒸発)に伴う土壌の湿潤(乾燥)は、第1層から始まり以下順次下層に到る。(6)流動水中での物質移動は、鉛直方向の移流および停滞水との濃度差を起動力とする物質交換により生じる。(7)停滞水中での物質移動は、鉛直方向の分子拡散、流動水との間での物質交換および土壌粒子への吸着により生じる。(8)停滞水から土壌粒子への吸着は、線形等温吸着が成り立つ。

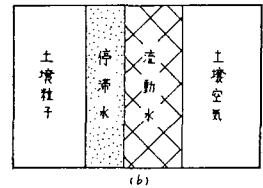
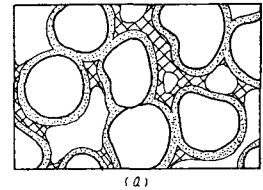


図1. 本研究で用いる地層モデル
 (a)実地層図 (b)モデル化図

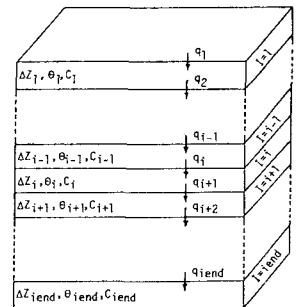


図2. 地層の要素区分

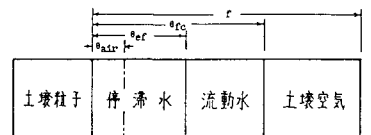


図3. 土壌水分量の変動域

以上の仮定のもと、水分分布状態を6種類のケースに分け、各ケースごとに基礎式をたてた。

表-1. 基礎式一覧

Case. 1	$\theta_i = 0 \quad (\because \theta_i = 0)$ $\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_i - (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_{i+1} + g_i \theta_{i-1} - \lambda^2 \theta_i$
2	$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = g_i \theta_{i-1} - g_{i+1} \theta_i - \alpha_i (\theta_{i-1} - \theta_i) - \lambda^2 \theta_i \quad (\theta_i = \theta_i(z_i))$ $\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_i - (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_{i+1} + g_i \theta_{i-1} + \alpha_i (\theta_{i-1} - \theta_i) - \lambda^2 \theta_i$
3	$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = g_i \theta_{i-1} - g_{i+1} \theta_i - \alpha_i (\theta_{i-1} - \theta_i) - \lambda^2 \theta_i$ $\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_i - (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_{i+1} + \alpha_i (\theta_{i-1} - \theta_i) - \lambda^2 \theta_i$
4	$\theta_i = 0 \quad (\because \theta_i = 0)$ $\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_i - (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_{i+1} - \lambda^2 \theta_i$
5	$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = -\alpha_i (\theta_{i-1} - \theta_i) - \lambda^2 \theta_i$ $\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_i - (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_{i+1} + \alpha_i (\theta_{i-1} - \theta_i) - \lambda^2 \theta_i$
6	$\theta_i = 0 \quad (\because \theta_i = 0)$ $\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_i - (\theta D \frac{\partial \theta}{\partial z})_{i+1} + F_i - \lambda^2 \theta_i$

表-2. 記号の説明

C	放射性核種濃度 [fci/cm ³]	λ	崩壊定数 [month ⁻¹]
D	分子拡散係数 [cm ² /month]	ρ	土壌の真密度 [g/cm ³]
f	空隙率 [-]	θ	体積含水率 [-]
F	流動水が全て蒸発する時、流動水から 停滞水へ移動する放射性核種フラックス [fci/cm ² ·month]	θ_{air}	気相含水率 [-]
led	分配係数 [cm ³ /g]	θ_{fc}	最大停滞水含水率 [-]
g	土壌水分フラックス [cm/month]	θ_{fc}	圃場容量 [-]
4Z	地層の分割幅 [cm]	δ	停滞水を表す添字
α	停滞水と流動水との間の物質交換係数 [cm/month]	m	流動水を表す添字
		i	位置を表す添字

3. 地層内分布のシミュレーション結果と考察 土壌水分移動モデルおよび放射性核種移動モデルを、解析対象地層に適用した結果を示す。シミュレーションは、基礎式を Crank-Nicolson 法で差分近似した後、月間平均降水量データが入り始める1960年1月を計算開始時刻として行った。1980年3月の地層内放射性核種濃度分布の実測値と計算値を図4に示す。両者を比較すると、本モデルの予測値は実測分布と等しいと思われる程度によく一致している。次に、濃度分布の経年変化を1960, 1965, 1970, 1980年の12月の計算値で示す(図5)。同図から、 Sr が地下水層へ向かって、通気層中を浸透していく様子がわかる。この浸透により深さ50 cm以深では、明らかに濃度上昇が見られる。一方、表層(0~20 cm)では1965年に最大濃度を示した後漸減している。これは放射性崩壊の他に、主にフォールアウト量が減少した事に起因している。すなわち、フォールアウト量がピークを示す時期(1962~4年)に土壌粒子に吸着蓄積した Sr が、その後のフォールアウト量の減少により Sr 濃度が低くなった流動水や停滞水を経て流出し、通気層中を浸透するためである。また、環境パラメータの感度解析の結果、地層内分布に対する感度が高いパラメータは、 ka と α であることがわかった。 ka の値が増加(減少)すると、表層濃度が高(低)くなり、浸透深さは浅(深)くなる。一方、 α の値が増加(減少)すると、表層濃度が低(高)くなり、深さ1 m付近(0~20 cmおよび4 m以深)の地層に濃度上昇が見られる。

4. おわりに 本研究により、不均一不飽和層中での放射性核種の移動は、液状水を流動水と停滞水の2領域に分けるモデルで説明できることがわかった。今後に残された課題としては、(1)土壌水分の移動のより正確な把握、(2)放射性核種の化学的性質の考慮、等が挙げられる。

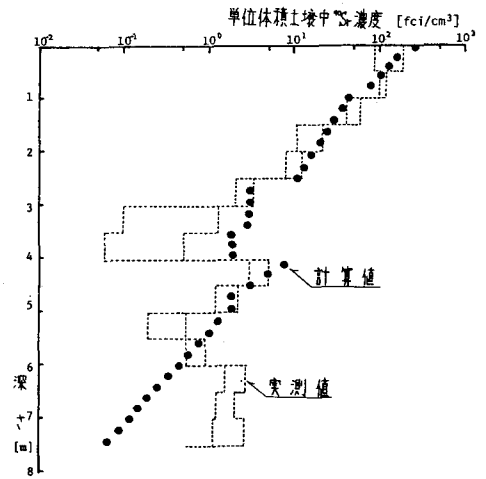


図4. Sr の通気層内鉛直濃度分布(1980年3月)

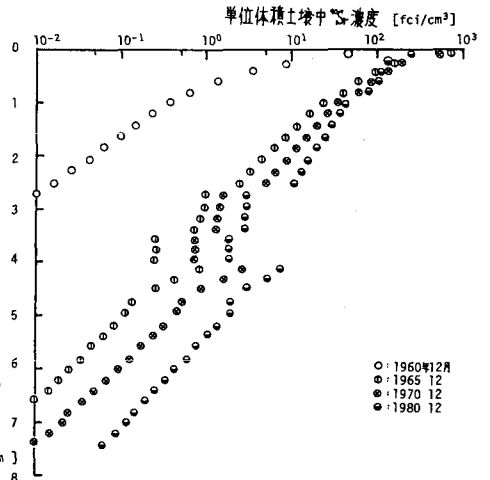


図5. Sr の通気層内分布の経年変化