

植生と流出

北海道大学	正員	藤田	睦博
北海道大学大学院	学生員	高橋	一浩
北海道開発局	正員	村上	泰啓
北海道大学工学部	学生員	SIAMAK	BUDAGHPOUR
北海道大学工学部	学生員	萩原	敬也

1. はじめに

大気圏と土壌圏の間に位置する植生圏は両圏の水収支に大きな影響を及ぼしている。根より吸収された水が幹内の導管ををって葉より蒸散するといった動きは最も大きな関わりと言える。しかしそのメカニズムは複雑であるがゆえ、理論的に植生圏内の水移動について考察した例はあまり見られない。石田・中野¹⁾は根よりの吸収について詳しく述べ、これと蒸発散を組み合わせている。また神田・日野⁵⁾は根からの吸収、導管内の移動、葉における光合成・CO₂交換・蒸散を一体として解析を行い水の循環の解析を行っている。しかし両研究とも、おもに蒸散と根よりの吸収を中心としており、根によって水が吸収されることによって、土壌中の浸透流にどのような影響がでるかは述べていない。そこで本論文では降雨時の不飽和浸透流の流出解析で根による吸収を考慮することにより、どの程度流出に影響するかを数値解析によって求めてみた。

2. 基礎式

2-1 一次元鉛直不飽和浸透流の基礎式

本研究では不飽和浸透流の解析によく用いられているRichardsの方程式を用いることにする。図-1に示すように鉛直下方にZ軸をとると、連続式は(1)式ようになる

$$\left(\text{土層および流体の圧縮性は無視する}\right). \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial Z} \quad (1)$$

運動方程式として、不飽和領域にまでに拡張されたDarcy則を用いると(2)式となる。

$$v = -K(\psi) \frac{\partial}{\partial Z} (\psi - Z) \quad (2)$$

(2)式を(1)式に代入して得られた(3)式がRichardsの方程式である。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left\{ K(\psi) \frac{\partial}{\partial Z} (\psi - Z) \right\} \quad (3)$$

ここに、 θ は体積含水率、 t は時間、 v は流速、 $K(\psi)$ は不飽和透水係数、 ψ は圧力水頭である。

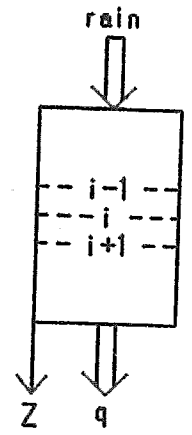


図-1 概念図

2-2 植物(根)の吸収に関する基礎式

植物内での水の移動は根より吸収され、幹を経て、葉より蒸散するという過程である。石田・中野¹⁾によれば、幹の導管の中を葉に向かって移動する水の量 Q_F は、土壌と植物内のポテンシャル差 $\Delta\phi$ と通導抵抗 R より

$$\text{り(4)式のように書ける。} \quad Q_F = \frac{\Delta\phi}{R} \quad (4)$$

ここで通導抵抗 R は次の三つの抵抗の和としてあらわされる。(図-2参照)

(a) 土壌中を根に向かって流れる水に対する抵抗： R_s

$$R_s = [B \cdot L_v(Z) \cdot K(\psi)]^{-1} \quad (5)$$

$L_v(Z)$ は単位体積あたりの根密度、 B は定数で 4π としている。この R_s の大小はどれだけの範囲から根が水を吸収出来るかを示すものであり、その値が大きいと狭いエリアから、小さいと広いエリアから水が吸収されていることを意味している。

(b) 根表面より根内部の導管への水移動に対する抵抗： R_r

$$R_r = \frac{\theta_s}{\theta} \cdot \frac{r_r}{L_v(Z)} \quad (6)$$

r_r は単位長さの根の透過抵抗、 θ_s は土壌中の空隙がすべて水で満たされたときの体積含水率。 θ_s/θ は根がどのくらい水に接触しているかを示すものである。

(c) 根の導管内の水移動の抵抗： R_a

$$R_a = \frac{r_a \cdot L(Z) \cdot 1 \cdot \Delta Z}{N(Z)} \quad (7)$$

r_a は導管の通導抵抗、 $L(Z)$ は地表面から吸水点までの導管の長さ、 $N(Z)$ は深さ Z から $Z+\Delta Z$ の微小体積に含まれる根の本数で(8)式で表せる。 $N(Z) = \frac{1 \cdot \Delta Z \cdot L_v(Z)}{\Delta \ell} = 1 \cdot \alpha \cdot L_v(Z)$ (8)

$\Delta \ell$ は ΔZ 区間内での一本の根の長さであり、 $\Delta \ell / \Delta Z = \alpha$ は根の屈曲度を表すパラメータである。(8)式を

(7)式に代入して(9)式となる。 $R_a = \frac{r_a \cdot L(Z) \cdot \Delta Z}{\alpha \cdot L_v(Z)}$ (9)

次に $\Delta \phi$ だが、これは根の内部のポテンシャルは地表面($Z=0$)の点のポテンシャル(クラウンポテンシャル) ϕ_{cr} と同一とすると次のようになる。 $\Delta \phi = \phi_{cr} - \phi$ (10)

(5)・(6)・(9)・(10)式を(4)式へ代入して

$$Q_p = (\phi_{cr} - \phi) \cdot \left\{ \frac{1}{L_v(Z)} \left(\frac{1}{B \cdot K(\psi)} + \frac{\theta_s \cdot r_r}{\theta} + \frac{r_a \cdot L(Z) \cdot \Delta Z}{\alpha} \right) \right\}^{-1} \quad (11)$$

さて根からの吸収が植物内に貯留されることがないと仮定すれば、吸収量 S は導管内流量 Q_p と等しいこととなり $S = Q_p$ (12) となる

(3)式に吸水の項を加えた基本式が(13)式である。 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left\{ K(\psi) \frac{\partial}{\partial Z} (\psi - Z) \right\} + S$ (13)

次に谷²⁾の式を使い(13)式を、 ψ のみが未知数である式に書き換える。

$$\theta(\psi) = (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp \left(-\frac{\psi}{\psi_0} \right) + \theta_r \quad (14)$$

$$K(\psi) = K_s \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^\beta \exp \left(-\frac{\beta \psi}{\psi_0} \right) \quad (15)$$

θ_r は移動可能な水がほとんどないと考えられる体積含水率、 K_s は飽和透水係数、 ψ_0 は比水分容量

$C \left(= \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right)$ を最大にする ψ の値、 β は土壌の不飽和領域における透水性の現象の程度を示すパラメータである。(14)・(15)式を(13)式に代入して整理すると(16)式となる。

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = A(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \left(\frac{\partial \psi}{\partial Z} - 1 \right) - B(\psi) \frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2} - C(\psi) \quad (16)$$

$$A(\psi) = \frac{K_s \cdot \beta}{(\theta_s - \theta_r)} \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^{\beta-1} \exp \left(\frac{\psi}{\psi_0} (1 - \beta) \right)$$

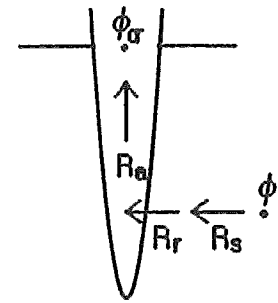


図-2 根の吸収による水の移動モデル図

$$B(\psi) = \frac{K_s \cdot \psi_0^2}{(\theta_s - \theta_r) \cdot \psi} \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^\beta \exp\left(\frac{\psi}{\psi_0} (1 - \beta) \right)$$

$$C(\psi) = \frac{\psi_0^2}{(\theta_s - \theta_r) \cdot \psi} \exp\left(\frac{\psi_0}{\psi} \right) \cdot S(\psi)$$

また $K(\psi)$, $\theta(\psi)$ を含む(5), (6)式も次のように書き換える。

$$R_s = \left\{ B \cdot L_v(Z) \cdot K_s \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^\beta \exp\left(-\frac{\beta \psi}{\psi_0} \right) \right\}^{-1} \quad (17)$$

$$R_r = \frac{\theta_s \cdot r_r}{\left\{ (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp\left(-\frac{\psi}{\psi_0} \right) + \theta_r \right\} L_v(Z)} \quad (18)$$

2-3 境界条件

ここで用いた境界条件は、上面が降雨、下面が自由流出または地下水面である。

$$\text{上面} \quad \frac{\partial \psi}{\partial Z} = 1 - \frac{r}{K(\psi)} = 1 - \frac{r}{K_s \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^\beta \exp\left(-\frac{\beta \psi}{\psi_0} \right)} \quad (19) \quad r \text{ は降雨量}$$

$$\text{下面} \quad \text{自由流出} \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2} = 0 \quad (20), \quad \text{地下水面} \quad \psi = 0 \quad (21)$$

3. 数値解析

(16)式は非線形放物型偏微分方程式あり、差分法を用いて数値解を求めるがここでは嵯峨³⁾や日野ら⁵⁾と同様に ΔZ の中央差分で近似したCrank-Nikolson型とした。

$$\psi^{i(n+1)} = \left\{ \frac{1}{\Delta t} - \frac{B(\psi)}{(\Delta Z)^2} \right\}^{-1} \left[A(\psi) \frac{D_z^{i(n+1)} + D_z^{i(n)}}{2} \left(\frac{D_z^{i(n+1)} + D_z^{i(n)}}{2} - 1 \right) - B(\psi) \frac{\psi^{i(n+1)} + \psi^{i(n+1)} + \psi^{i(n)} - 2\psi^{i(n)} + \psi^{i(n)} + \frac{\psi^{i(n)}}{\Delta t} - C(\psi) \right] \quad (22)$$

$$D_z^{i(n)} = \frac{\psi^{i(n)} - \psi^{i(n-1)}}{2\Delta Z}$$

ここに i は分割した領域の点、 (n) は時刻 $(n)\Delta t$ を表す。

(22)式では両辺に $\psi^{i(n+1)}$ の項を含むことから ψ の収束性を吟味し、収束していない場合は反復修復計算が必要である。ここでは反復法としてSOR法を用いるが、その計算手法や収束判定法は嵯峨³⁾の方法と同じとした。

4. 計算条件

解析領域は深さ 1 m の砂層として以下の条件及びパラメータを用いて計算した。

(a) 差分および不飽和浸透に関するパラメータ

$\Delta Z = 1 \text{ cm}$, $\Delta t = 1 \text{ min}$ (収束しない場合は $\Delta t = \Delta t / 10$ として繰り返す)、 $\theta_s = 0.44$, $\theta_r = 0.04$, $\psi_0 = -40$ (cm), $\beta = 2.5$, $K_s = 0.12$ (cm/min)

(b) 計算に関するパラメータ、初期条件、降雨条件

SORの収束打ち切り誤差 $\varepsilon = 0.02$, 加速係数 $\omega = 1$, 上面境界の計算収束打ち切り誤差 $\varepsilon_B = 1 \times 10^{-6}$ で計算時間は24hrとした。

初期条件は $\psi = Z - 100$ (cm) または $\psi = Z - 160$ (cm) とし、ともに直線分布とすることで土層内のポテンシャル $\phi (= \psi - Z)$ を零にすることで、何も手を加えなければ土層内に流れが生じないようにしている。なお前者は下面境界が飽和状態にあり、ある程度湿った状態を、後者は乾燥した状態を仮定したものである。

降雨条件は12(mm/hr)で6(hr)、または24(mm/hr)で3(hr)として総降雨量を72(mm)とした。

(c)根の吸収に関するパラメータ

$r_r=5.0 \times 10^7$ (s/cm), $r_a=5.0 \times 10^7$ (s/cm³)、この値は明かではないが大豆を想定していると思われる(文献1)。根はまっすぐ鉛直下方に延びていると仮定し $\alpha=1$ とし、その結果 $L(Z)=Z$ (cm)となる。根の分布は図-3のように2通りを考える。実線の方は $L_v(Z)=(60-z)^2/360$ (cm/cm³) (上密型), 破線の方は $L_b(Z)=5-z^2/720$ (cm/cm³) (下密型)とし、前者が20(cm)まで後者に比べ密であり、20(cm)以上では後者のが密となる。石田・中野¹⁾によれば大豆の根は成長時は上密型であり、ある程度成長し終わると下密型となる。本研究では両者のトータル根の量(長さ)を同じにするため($\int_0^{60} L_v(Z) dz = 200$ (cm/cm²)) 地表面での密度を異なったものとしたが、実際は地表面での根密度が等しいので下密型のトータル根の量は多くなる。また混合林などでは大小いろいろな植物が混ざっているため上密型となるようである。クラウンポテンシャル $\phi_{cr}=-1033$ (cm)(=-1bar)とした。

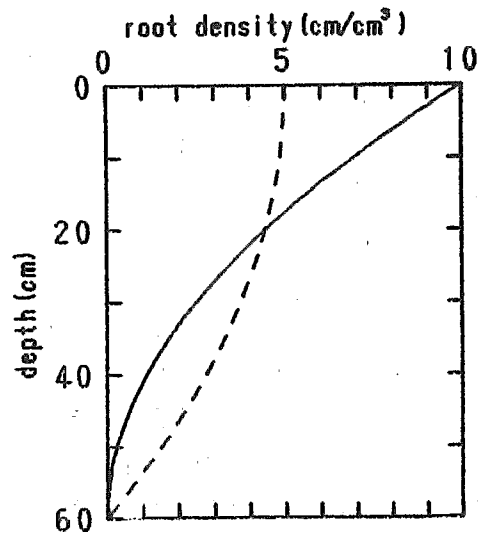


図-3 根の分布図

これらのパラメータで表-1に示すような10通りの計算をした。

表-1 計算条件一覧表

	RUN 1	RUN 2	RUN 3	RUN 4	RUN 5	RUN 6	RUN 7	RUN 8	RUN 9	RUN 10
初期条件 ψ	Z-100	Z-100	Z-100	Z-160	Z-160	Z-160	Z-100	Z-100	Z-100	Z-100
根の群生 L_v	上密型	下密型	無し	上密型	下密型	無し	上密型	無し	上密型	無し
下部境界条件	自由	自由	自由	自由	自由	自由	自由	自由	地下水	地下水
雨(mm/hr-hr)	12-6	12-6	12-6	12-6	12-6	12-6	24-3	24-3	12-6	12-6

5. 計算結果

図-4・5・6は圧力水頭の移り変わりを示した図である。RUN1とRUN3は根の有無以外に条件に違いはなく、RUN1とRUN4は初期条件以外の条件の違いはない。RUN1とRUN3は深さ0(cm)で $\psi=-100$ (cm)より深さ100(cm)で $\psi=0$ (cm)に至る左下がりの直線が初期状態である。始めのうち、上部は降雨により左に向かってシフトしてゆき、一方下部は流出が始まると右に向かってシフトし始める。3図に共通するのが $Z=0$ の点で降雨継続中 ψ がほぼ-65(cm)付近に収束して行くのが見られるが、これは $\psi=-65$ (cm)で不飽和透水係数が降雨量と一致するからである。降雨が終了すると曲線は右へ右へと推移してゆき、一番右の曲線が $t=24$ (hr)の時の ψ の曲線であるが、RUN1とRUN3を比べてみると、深さ100(cm)では両者の値はほとんど等しいが地表面ではRUN1の方が-5(cm)ほど右であり、これが根による吸収の影響であると考えられる。RUN1とRUN4の $t=24$ (hr)の時の値は初期条件の違いに比べて非常に近い値になっているといえる。

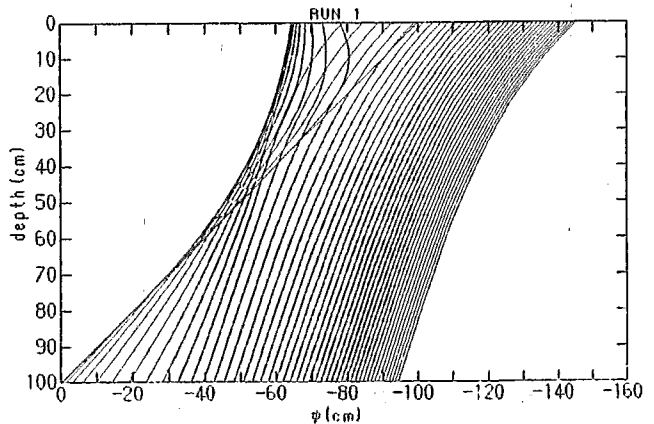


図-4 ψ の時間変化図(RUN1)

図-7~10はいろいろな条件下で、根の有無による流出量の違いを比較した図である。総合的にはつきり違いがみられたのは図-7である。まず立ち上がりは根のある方(RUN1)が早いですがピークは根がない方(RUN3)より小さい。立ち上がりが早く現れるのは吸水により初期のポテンシャル一定が降雨の影響が及ぶ前から下の方でも崩れるからである。もちろんピーク流量の違いや減水時の差は吸水の効果と考えていいと思われる。また4つの図を比較してみると、図-7と図-8は初期条件が違う関係だが、あらかじめ水分量が多い方(図7)がその違いが明確になる。これは水分量が大きい為(6)式の θ_s/θ の影響と考えられる。図-7と図-9を比較すと図-9の方ハイドログラフの形態がほとんど同じで吸水の効果をもっとも少ない関係であった。これは降雨強度が強いため浸透速度が速いため吸収の影響が及びにくいと考えられる。さらに図-10は下部が地下水面のためポテンシャル差小さいので浸透速度が遅く吸収の影響が大きい。この4ケースの24時間の下面からの総流出量の差は、図-7が約3.2mm・図-8, 9が2.2mm・図-10が4.5mmとなっている。

図-11・12は根の分布型の違いによるものを比較したものだが、ハイドログラフを見る限りでは両者に大きな違いは生じていないが、24時間の総吸収量では下密型は上密型の約70%であった。この差は内部貯流量に現れ流出にはほとんど影響しなかった。ちなみに24時間の総吸収量はともに上密型が5mm、下密型が3.5mmであり、総流出量の差はわずか0.5mmであった。

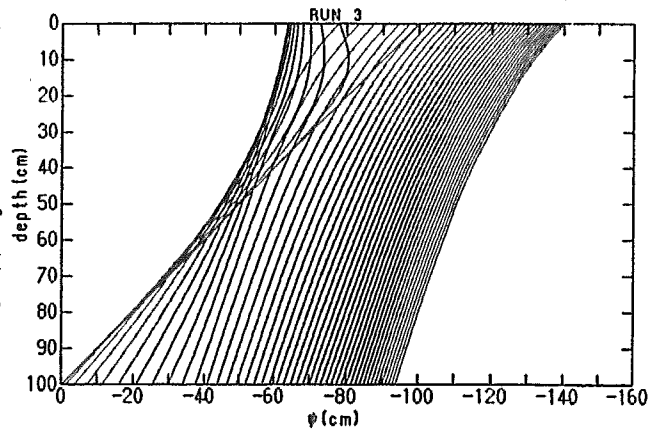


図-5 ψ の時間変化図(RUN3)

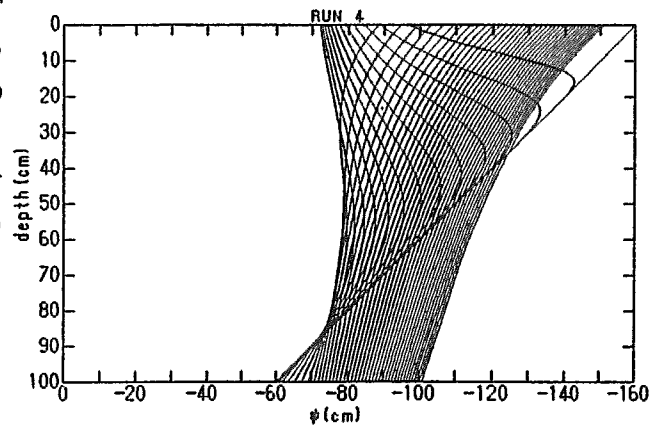


図-6 ψ の時間変化図(RUN4)

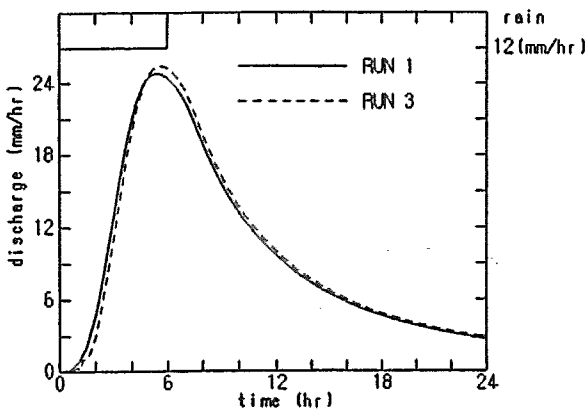


図-7 流出比較図(RUN1-RUN3)

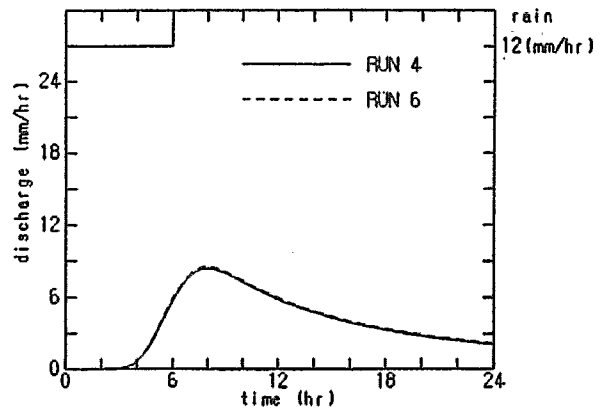


図-8 流出比較図(RUN4-RUN6)

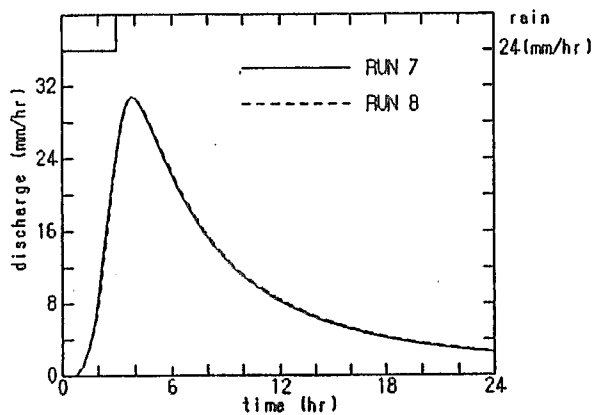


図-9 流出比較図(RUN7-RUN8)

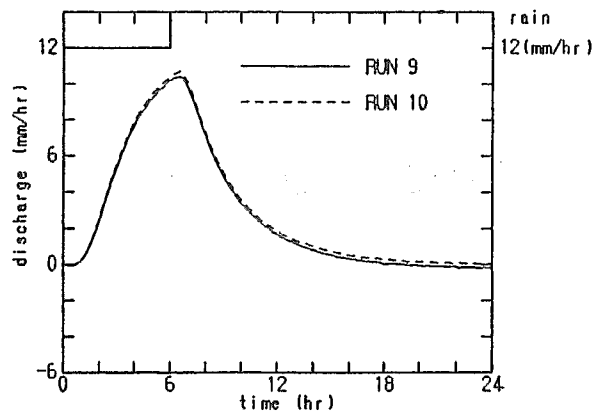


図-10 流出比較図(RUN9-RUN10)

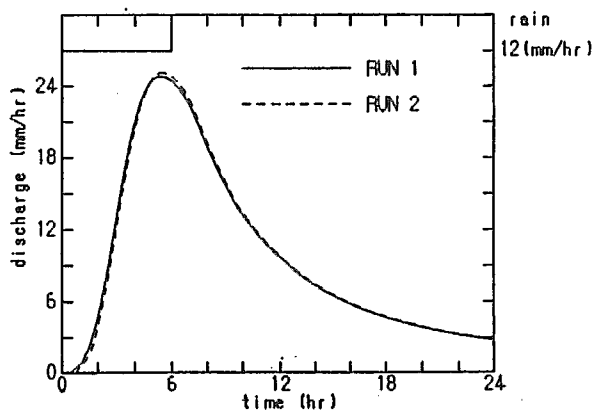


図-11 流出比較図(RUN1-RUN2)

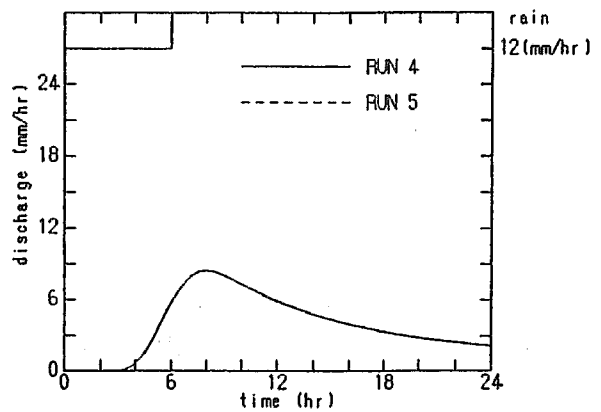


図-12 流出比較図(RUN4-RUN5)

6. あとがき

本モデルは1次元鉛直不飽和モデルでありもっとも単純な形態であり、また土層も砂を仮定しており植生と結び付けるにはあまり良いとは考えられない。今後は2次元斜面モデルや、土層の構成土の違い等についても検討を重ねていく必要があるであろう。特に流出速度が遅いと吸収の影響が大きいことから、砂より透水係数の低い土を用いた場合、さらに影響が大きくなる可能性があると考えられる。また降雨時流出に影響を及ぼすのは根以外にも、葉による降雨遮断、土層表面を覆う植物腐敗土の保水能力等を考慮に入れる必要がある。一方で根の分布や屈曲についても非理論的仮定を用いており、実態にあったモデルを見つけだすべきである。また実際の降雨例を用いて実際に河川の流出にどの程度影響を及ぼされるかを検討したいと考えている。

7. 参考文献

- 1) 石田朋靖・中野政詩：土壌～植物～大気系における土壌水分の消費動態
農業土木学会論文集 第92号 PP26～34 1981
- 2) 谷 誠：一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性
日本林学会誌 第64号 PP409～418 1982
- 3) 嵯峨 浩：二次元不飽和浸透流の数値解析について
土木学会北海道支部論文報告集 第42号 PP191～194 1986
- 4) 日野幹夫・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫：洪水の数値予報
森北出版 1989
- 5) 神田 学・日野幹夫：大気-植生-土壌系モデル(NEO SPAM)による数値シミュレーション
(1)植生効果のモデリング
水文水資源学会誌 第3巻3号 PP37～46 1990