

1. まえがき 前報で¹⁾斜面域の土壌水分流動の二次元解析法と計算結果について述べた。ここでは解析の単純化を目的として工夫したlinked model とその適用結果及び土壌水分二次元流動特性について述べる。

2. Linked model の拡張 斜面域の土壌水分流動は、飽和・不飽和領域を区別せずにRichardsの式を適用して解析しうが、二次元解析には多大の計算を必要とし、実用上問題は少くない。しかし、土壌層の下部全域に飽和帯が存在する場合には、鉛直一次元表示のRichardsの式とBoussinesqの式とを組み合わせたlinked model を用いて、土壌水分分長と地下水流動の解析が比較的容易に行える。ただ、不透層が傾斜している場合には、飽和帯が部分的にしか認められず、このmodelの適用に問題がある。ここでは図1のような系について適用できるようにlinked modelの拡張・改良を試みる。

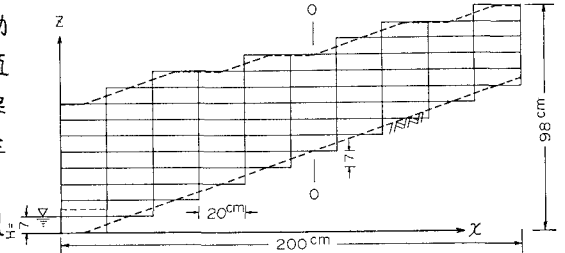


図1 解析領域と格子分割

(1) 土壌水分流動の鉛直一次元解析 解析領域を二次元解析の場合と同じように格子分割(図1)、水平方向の土壌水分流動は生じないものと考え、各鉛直土壌柱について(1)式を用いて土壌水分流動解析を行う。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z} \quad (1)$$

ここで、 θ : 体積含水率、 $D(\theta)$: 拡散係数、 $K(\theta)$: 透水係数、 t : 時間
この場合の境界・初期条件は次のとおりである。

(i) $t > 0$, $z = L_i$ (地表面上): $\theta_{z=L_i} < \theta_{sat}$ のとき、 $q_{z=L_i} = R$,
 $\theta_{z=L_i} \geq \theta_{sat}$ のとき、 $\theta_{z=L_i} = \theta_{sat}$. ここで θ_{sat} : 飽和土壌水分量,
 R : $R \leq 0$ のとき降雨強度, $R > 0$ のとき蒸発強度。

(ii) $t > 0$, $z = G_i$ (不透層上): $q_{z=G_i} = \Delta Q_i / \Delta x$ ΔQ_i は次の水平流動の解析より得られるものである。なお、不透層上に飽和帯が形成された場合には、飽和帯直上の不飽和微小領域($J+1$)の下から土壌水分流動量 q_{J+1} は(2)式で計算する。(図2参照) $q_{J+1} = \Delta Q_i / \Delta x - \sum_{j=J}^{J+1} [(\theta_{j,sat}^* - \theta_j^{t-\Delta t}) \times \Delta z_j / \Delta t]$ ----- (2)

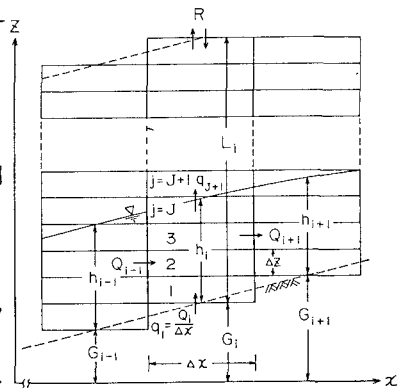


図2 飽和領域内の水平流動

(iii) $t = 0$, $G_i \leq z \leq L_i$: はじめ各微小領域に $\psi = H - z$ を与え、後に θ に変換する。H: 河川水位。

(2) 水平流動の解析 不透層に達した雨水の水平方向流動を、飽和帯の有無を区別して次のように取扱う。

(i) 飽和帯が存在する場合: Dupuit-Forchheimer の仮説が成立するものとして、 i から $i-1$ への水平流動量 $Q_{i,i-1}$ を(3)式で計算する。(図2参照) $Q_{i,i-1} = -K(\theta_{sat}) \times [(h_i + G_i) - (h_{i-1} + G_{i-1})] / \Delta x \times (h_i + h_{i-1}) / 2 \dots (3)$

(ii) 飽和帯が存在しない場合:

$$Q_{i,i-1} = -K(\theta_{j,i}) \times [(\psi_{j,i} + G_i) - (\psi_{j,i-1} + G_{i-1})] / \Delta x \times \Delta z_{j,i} \dots (4)$$

$\psi_{j,i}$, $K(\theta_{j,i})$: 不透層直上の微小区分(j,i)における suction head と透水係数。ここで(2)式の ΔQ_i は(5)式で求められる。

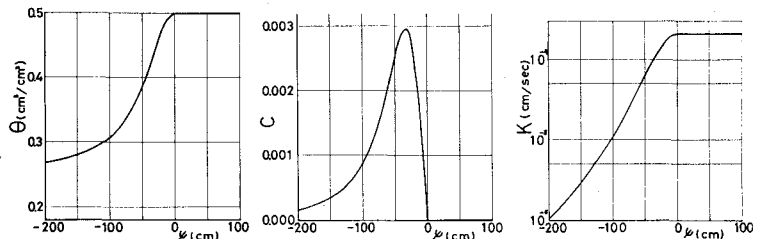


図3 土壌水分特性

$$\Delta Q_i = Q_{i+1,j} - Q_{i,j-1} \quad \dots (5)$$

(1)~(5)式が同時に満足するまで繰返し計算を行うことにより、斜面域の土壌水分流動の近似解が得られる。

3. 計算結果と考察 図1の解析領域を、 $\Delta x=20\text{cm}$ 、 $\Delta z=7\text{cm}$ で格子分割し、図3の土壌水分特性及び図4の降雨条件を用いて解析を行った。linked modelによる(3)式の計算では、土壌水分量が0.49以上の部分を飽和帯とみなし、流出量の計算精度を良くするため下流端土壌柱の Δz を一部細くとり解析を進めた。計算結果より、図4に土壌水分分布、図5に地下水流出量、図6に飽和領域の消長を示す。なお、これらの図には二次元解析結果を併示してある。

これらの計算結果と比較すると次の事項が明らかになる。

(1) 図4によると、降雨開始後15時間頃までは土壌水分分布はかなり良く一致している。その後はlinked modelで得られた土壌水分分布は上流斜面部で過大、下流側で過小の傾向にある。また、図5の地下水流出量ハイドログラフでは13時間頃から流出量が急激に減少している。これは飽和帯が後退するに伴い、上流側からの流量が、二次元解析の場合よりかなり小さく評価されたことを意味し、(4)式の流動幅に Δz_{sat} を採用したためであると考えられる。今後、 Δz_{sat} の大小と流動幅との関係を検討する必要がある。

(2) 図5によると地下水流出量は降雨終了1時間後にピークに達しているが、土壌水分分布を詳細に検討すると、それは下流領域からの流出によるものであり、上流領域に浸潤した雨水はかなり時間が経過した後、徐々に流出しハイドログラフの低減部を形成しているのがわかる。

(3) 図6の飽和帯の消長については両方の計算結果はかなり良く一致している。このような領域では降雨浸潤に伴って飽和帯は下流側から舌状を呈し上昇するが、上層からの供給が減少するとすぐ降下を始める。このように飽和帯はそれほど大きく発達せず短時間に消失し、その後不達層上に高水分領域が形成される。

(4) この拡張型linked modelを用いることにより、従来のmodelで定義がむずがしかった有効孔隙率が不要となり、また下部に飽和帯が存在しない場合でも二次元解析結果とはほぼ同等の結果が得られるなど、かなりの単純化が行えた。計算時間は二次元解析の場合の2/3に短縮された。

この研究は文部省科学研究費試験研究(2)による研究成果の一部である。なお計算には京

大防災研究所科学資料センターのFACOM 230-25、化学研究所 FACOM 230-48を使用した。

1) 岡：山腹斜面域における不飽和浸透流の二次元解析、第31回年報、II-113、昭51。2) 岡・角屋：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(2)、京大防災研年報17号B、pp.523-533、1974。3) M.F. Pikul など：W.R.R. vol.10, No.2, pp.295-302。

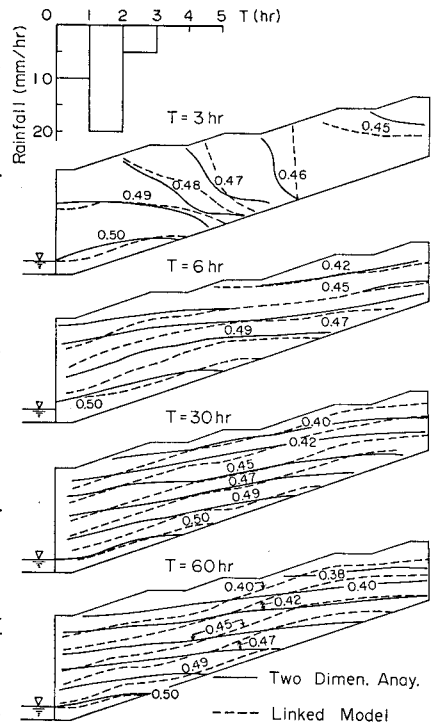


図4 土壌水分分布

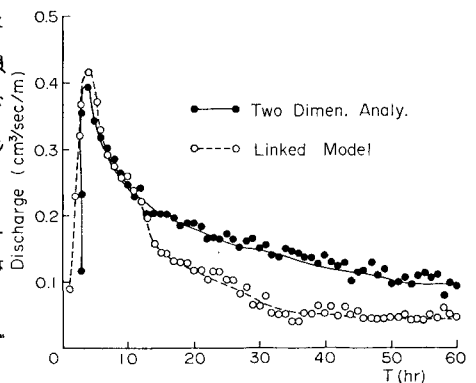


図5 地下水流出量

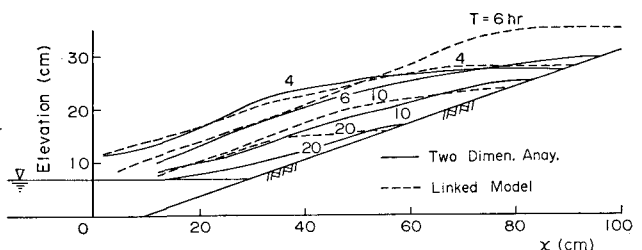


図6 飽和領域の消長