

京都大学 防災研究所 正員 岡 太郎
角屋 睦

1. まえがき 前報で傾斜ライシメータにおける観測結果と不飽和浸透流・地下水流理論を組合せた基礎流出モデルについて報告したが、今回はこの基礎流出モデルに改良を加えるとともにそのモデル特性を考慮して簡略化した流出モデルと其の適用結果を示す。

2. 観測値と基礎流出モデルによる計算結果との比較 図1に「Theory」としてこの流出モデルで用いる理論式を示してある。今回、ライシメータ表層部に難透水皮膜が形成されることを考慮して、上部11cm層の透水係数を下層の1/10に、また土壌水分～土壌水分吸引水頭曲線も若干修正して計算した結果、現象の再現性を改良することができた。図2に1971年8月29日から3ヶ月間の観測結果と計算結果、表1にその期間の水収支を例示した。

3. 流出モデルの単純化 前述のモデルは多くの物理定数を含み、かつ計算も煩雑であるため自然流域への適用には不向きである。そこで物理特性を損なわない程度に、このモデルの単純化を試みる。

3.1. 浸透能曲線 前述モデルにより種々の初期土壌水分分布、降雨強度について計算を行ない、多くの浸透能曲線を求めた。図3に、表層部(表面より11cmの区間)初期土壌水分量 $\theta_i = 0.09$ の浸透能曲線群を例示する。これから降雨時の浸透能は一つの基本浸透能曲線に収束する方向で減少し、表面流生起時間 T_0 と降雨強度との間に点線のような関係が成立しているのが認められる。これらの特性に着目して種々の θ_i に対する浸透能曲線群を整理すると、浸透能曲線、降雨強度、表面流

生起時間、表面流生起時の表層土壌水分量 (θ_i) の関係が図4のように得られ、条件として θ_i と降雨強度が与えられれば、この時の浸透能曲線が求められる。すなわち θ_i に対応する T_0 ～降雨強度曲線より T_0 が求まり、 T_0 、 θ_i 、降雨強度、 g_i (図5の関係) および連続の式を用いて θ_0 が計算できる。次に θ_0 ～ T 曲線により T が求まり、降雨強度が判っているので浸透能曲線の出発点が明らかになる。最後に、図4の浸透能曲線を参照して、この出発点を通るような曲線を描くことにより、必要とする浸透能曲線が求められる。表1 水収支

Theory

Model

Soil water movement

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (K \frac{\partial h}{\partial z})$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \rightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad \dots (1)$$

$$q = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \rightarrow q = -f(\theta) \quad \dots (2)$$

Groundwater movement

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K_v H_v}{\lambda} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{g_x}{\lambda} \quad \dots (3)$$

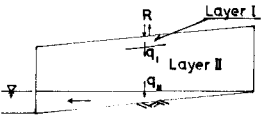


図1 理論式とモデル

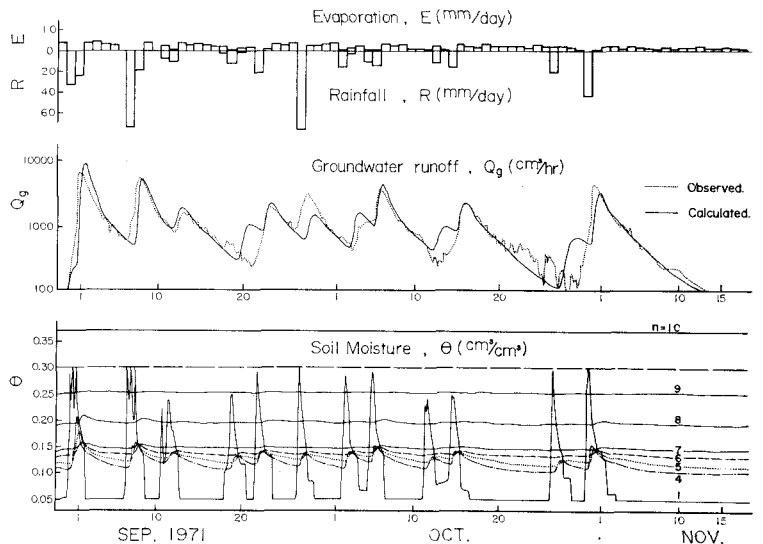


図2 観測結果と計算結果

Water balance

	Observed.	Calculated.
Surface runoff	75.7 ^{mm}	72.8 ^{mm}
Groundwater runoff	199.1	193.6
Evaporation from Soil surface, etc.	141.7	150.0

Rainfall : 416.5 mm Evaporation : 161.2 mm
(Aug. 29 - Oct. 12, 1971)

を換え得ればかなりモデルの単純化ができる。そこで図2に示されている土壌水分変動の大小を考慮して図1に示すように不飽和帯をLayer Iの表層部とLayer IIの下層部に分け、これらの区間の平均土壌水分量(θ_x , θ_z)及びそれぞれの境界での土壌水分移動量(q_x, q_z)を用いることにより(2)式を(2')式の形で表すことにする。

いま表層部を表面より11cmの区間、

下層部をそれ以下の区間とし、前述 図4 表面流生起条件と浸透能曲線

の計算結果より θ_x, q_x と θ_z, q_z を抽出し、軌跡を描くと図5, 6を得る。これより q は θ の一個函数ではなく及時計方向のループを呈すること、及びこのループは、各層内の土壌水分の分布状態の差異により同じ日でも同一の q を取らず、特に

湿潤過程ではその差は大きいことがわかる。また、表層部では層が薄いにしがかわらずこのループは大きくかつ複雑であるが、これは表面付近の土壌水分が降雨(蒸発)条件によりかなり急激に変化し、それに伴い θ は増加(減少)するが、 q はすぐには増加(減少)しないためである。

実際の計算では、これらの点を反映させるため、次のようにしてこのループを表わした。図5,

6から明らかのように排水過程では、 $q \sim \theta$ 曲線はほぼ同一とみなしうするため、この過程を二

本の実線で近似し、次に θ が増加をづける期

間および増加直後減少する期間はこの軌跡の平均的傾向である二本の点線で近似することにした。ただ点線で示す曲線は上下に移動し θ の値によりその位置は変わる。なお表層部(図5)では浸潤過程においてもかなり θ が大きい部分では一つの

曲線と近似しう部分が存在するので、この曲線を実線で示してある。ここで(1)式に上述の関係を考慮することにより、土壌水分の消長を説明することが可能となった。ただし、表層部における計算では境界条件として降雨・蒸

発条件を考慮し、降雨強度が大きいときには表面流成分を分離することが必要である。なお飽和帯の地下水流動は(3)式を用いて解析する。

3. 3. 適用例 以上の単純化モデルをライシメータ流出に適用した結果を図7に示す。同図より観測結果・基礎流出モデル及び前記単純化モデルによる結果が良く一致していることが認められる。なお9月6・7日の降雨時には表面流の生起が認められたが、総雨量93mmに対し、表面流流出分は観測値で34.4mm(36.9%)、両計算値で30.9mm(33.2%)であり、両者は良く一致している。なお、ライシメータの流出現象は速いので、モデルの単純化に限度があるが、自然流域への適用を考える場合にはさらに単純化が可能とみている。

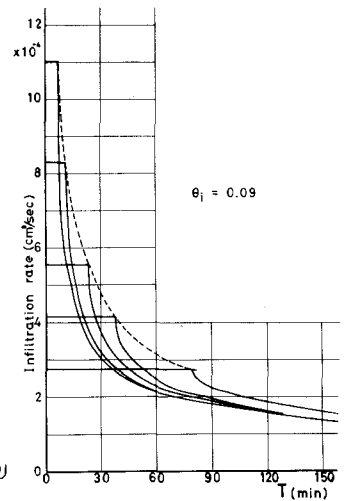
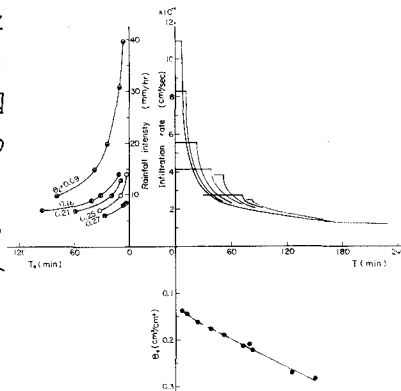


図3 浸透能曲線

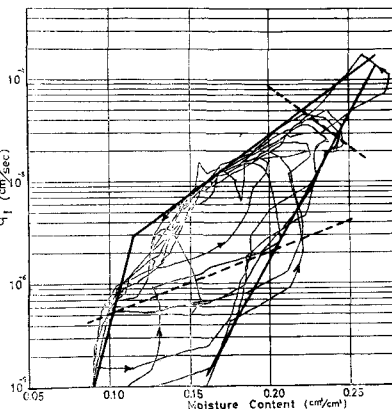


図5 q_I と θ_I との関係

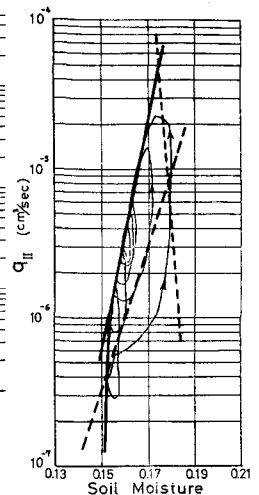


図6 q_{II} と θ_{II} との関係

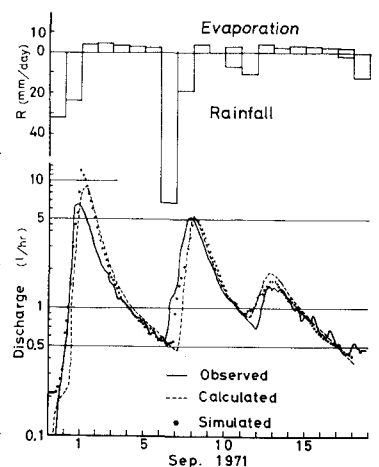


図7 適用結果