

II-82

雨水浸透の簡易計算法に関する数値実験的検討

京都大学防災研究所

岡 太 郎

1. はじめに Kinematic 流出モデルにおいて、有効雨量（直接流出成分）の算定が残された課題の一つである。これは雨量より浸透成分を差し引いて求めることができる。ここでは、数値実験的に雨水浸透量の簡易計算法を検討する。

2. 浸透量式 $t=0$ で地表面が飽和する場合には、Richards 式より Philipの式(1)が得られる。実際の降雨では、降雨開始 t_p 時間後に 地表面が飽和するため(2)式となる¹⁾(図1)。

$$f = A t^{-1/2} + f_f \quad \dots (1)$$

$$f = A (t - t_0)^{-1/2} + f_f \quad \dots (2)$$

ここで、 f : 浸透量、 t : 時間、 f_f : 最終浸透量、 A : 土壌・降雨強度 (R)・初期土壌水分量 (θ_i) によって決まる定数。なお、土壌・ θ_i が同一の場合には、 R と t_p との間には、(3)式が成立する。

$$t_p = a R^{-b} \quad \dots (3)$$

3. 無次元表示 $r_* = R / f_f$ 、 $f_* = f / f_f$ 、 $t_* = t / T_0$ の関係を用いて、(2)・(3)式を無次元化すると、(4)・(5)式を得る。

$$f_* - 1 = 0.5 (t_* - t_{0*})^{-1/2} \quad \dots (4)$$

$$t_{p*} = B (r_*)^{-\beta} \quad \dots (5)$$

ここで、 T_0 は、D.A. Woolhiser が提案した無次元化定数であり、浸透量を $f = f_f$ の直線で区分して、 $0 < t < T_0$ の区間で $f = f_f$ より上側の面積と下側の面積が等しくなるように選ばれる。この関係は、(6)式で表されるが、これを積分すると(7)式が得られる。

$$\int_0^{T_0} A t^{-1/2} dt = f_f \cdot T_0 \quad \dots (6)$$

$$T_0 = [2A / f_f]^2 \quad \dots (7)$$

また、 t_{0*} と t_{p*} との間には(8)式の関係がある。

$$t_{0*} = t_{p*} - [0.5 / (r_* - 1)]^2 \quad \dots (8)$$

4. 数値実験 表1・図2に示してある4種類の土壌について、

Richardsの式を数値的に解析

表1 土壌特性

して、土壌・水文条件 ($R \cdot \theta_i$) と T_0 、 $B \cdot \beta$ との関係
を明らかにする。なお、土壌
特性を表すパラメータとして
飽和透水係数を採用する。

土 壌	飽和透水係数 cm/s	間隙率
Poudre sand	0.00233	0.487
Nickel loam	0.000448	0.422
Nibley loam	0.000278	0.520
Colby loam	0.000142	0.460

図3は、同一の θ_i の下に得られた T_0 と R との関係である。 T_0 は、 R が異なってもほぼ一定値を示す。したがって、浸透量式は、 T_0 を導入することにより降雨強度を考慮する必要がなくなるため、かなり単純化されることになる。図4は、 $B \cdot \beta$ と初期飽和度 ($S_i = \theta_i / \theta_{sat.}$) の関係である。なお、 $\theta_{sat.}$ は飽和土壌水分量である。 $B \cdot \beta$ は初期飽和度の影響をほとんど受けない。

図5は、数値実験結果を整理して得られた T_0 と飽和透水係数との関係である。なお、 T_0 は初期土壌水分

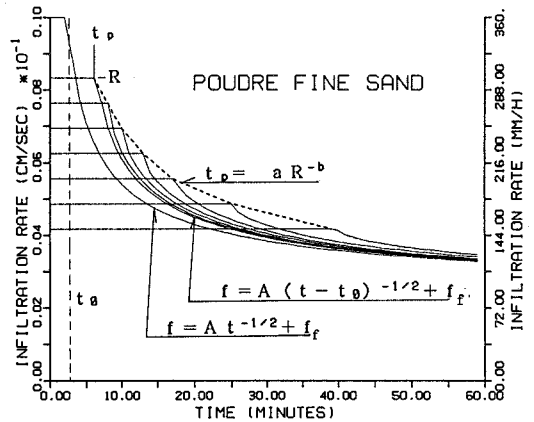


図1 浸透量曲線

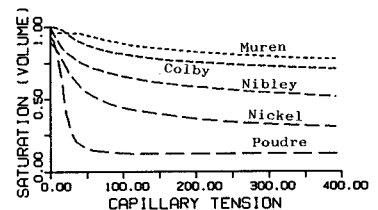


図2 (a) 土壌水分特性曲線

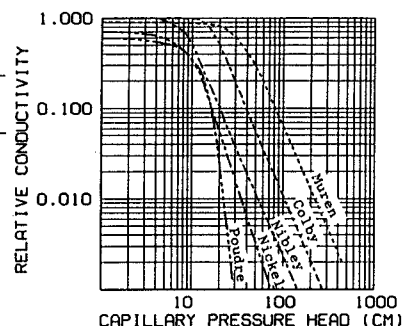


図2 (b) 不飽和透水係数

の影響を受けるので、パラメータに S_1 を採用してある。図6は、 $B \cdot \beta$ と飽和透水係数との関係である。いま、飽和透水係数・初期土壤水分量及び降雨強度が与えられれば、図5より T_0 、図6より $B \cdot \beta$ を求めた後、(4)・(5)・(8)式を用いて、浸透量が計算できる。

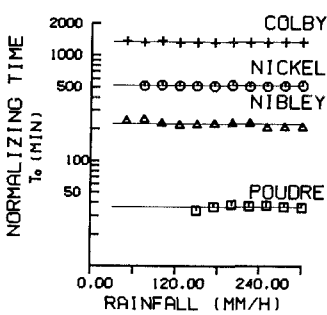


図3 T_0 とRの関係

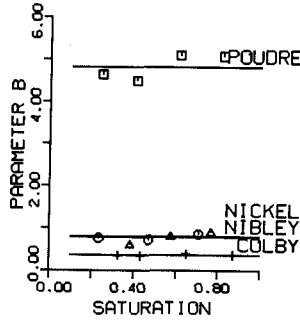


図4 (a) 係数Bと飽和度

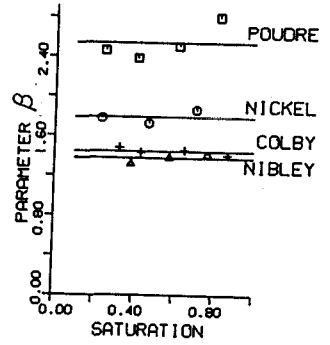


図4 (b) 係数 β と飽和度

5. 表層土壤水分の簡易計算法 上述の方法で、雨水浸透量を算出するためには、表層の土壤水分量を知る必要がある。ここでは、次の雨水流モデル²⁾を適用する。

表層部からの降下浸透量 q_1 を(9)式で近似する。連続式は(10)式で表される。 $q_1 = -\zeta \exp(\eta s_1) \dots (9)$

$$\partial \theta_1 / \partial t = -\partial q / \partial z \dots (10)$$

ここで、 $q_1 \cdot s_1$: それぞれ表層部の降下浸透量と飽和度、 $\zeta \cdot \eta$: 土壌によって決まる定数。いま、地表面よりの流入・出量を q_0 とすれば、(9)、(10)式を差分展開して得られる(11)を用いて、 $\theta_1^{t+\Delta t}$ が計算できる。

$$\theta_1^{t+\Delta t} = \Delta t q_0 / \Delta z - (\zeta \Delta t / \Delta z) \exp(\eta s_1^t) + \theta_1^t \dots (11)$$

ここで、 Δt : 時間増分、 $\Delta z_1 \cdot \theta_1$: 表層土壤層厚とその土壤水分量。

上述の4種類の土壌について、数値実験を行い、降雨停止後の q_1 と s_1 との関係より係数 $\zeta \cdot \eta$ を求めた結果を図7に示してある。なお、

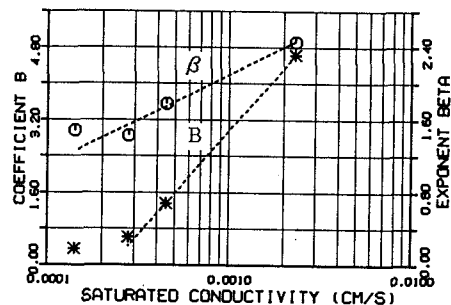


図6 $B \cdot \beta$ と飽和透水係数

$\Delta z = 1 \text{ cm}$ とした。対象流域の飽和透水係数を既知とすることができれば、図7より ζ, η を得たのち、(11)式を用いて表層土壤水分量を連続的に計算しうる。

6. おわりに 有効雨量を算定するための数理モデルを提示した。今後、現地へ適用するとともに、飽和透水係数の選び方について検討する必要がある。

参考文献 1) R.E. Smith: The Infiltration Envelope, J. Hydrol., vol. 17, pp. 1-21, 1972.

2) 岡・角屋: 丘陵斜面域における雨水の浸入・流出過程(2)、京大防災研年報、No. 19B-2, 1976, pp. 153-165.

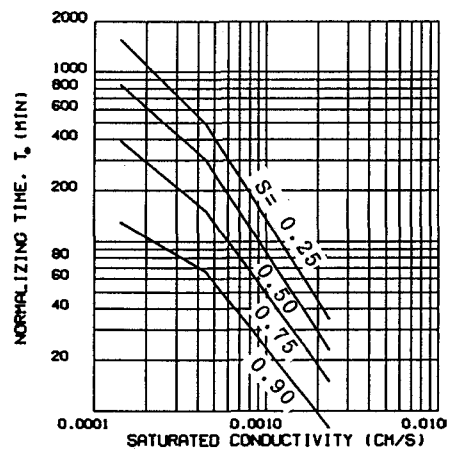


図5 T_0 と飽和透水係数

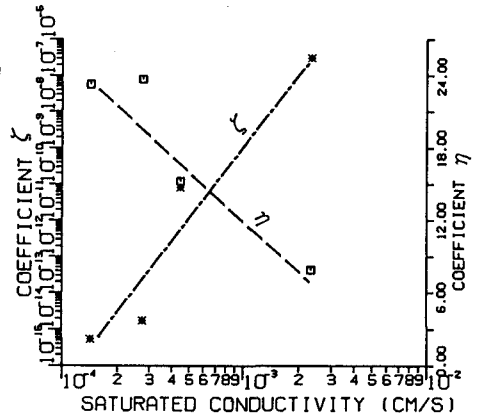


図7 $\zeta \cdot \eta$ と飽和透水係数