

雨水の浸入と土壤水分の消長について

京都大学防災研究所 正員 〇福島 晟

京都大学大学院 学生員 垣尾忠彦

1. まえがき: 雨水の損失過程は、樹木等によるしゃ断、凹地貯留、浸透、蒸発散など広範囲の物理現象を含み、また対象とする流域あるいは期間ごとに評価される因子がかなり異なるといったきわめて複雑な過程といえる。本研究は、とくに雨水の浸透現象をとりあげ、その物理的機構を究明しようとするものである。ところで、自然界にみられる雨水の浸透現象は固相、液相、気相の3相の共存する系における現象であるだけに関係因子の変動は複雑であり、しかもそれら諸量の把握が困難である。ここでは、この現象ととくに、土壤水分量の変化を重視して、実験的、理論的に考察してみたい。

2. 実験装置および実験方法: 本実験で用いた小型ライシメーターは幅70cm、高さ85cm、長さ240cmの鋼製であり、この実験槽の上、下流端にはそれぞれ水位調節部をもち、また下流端において地表面流および浸出水をそれぞれ500cc、50cc容量の転倒ます型量水計に導水し、これを自記記録した。降雨装置としてはスプレイノズル方式を用いた。これは35cm間隔に7ヶのノズルを有するノズルラインを実験槽表面より190cm上方に1~3本設置したもので、噴霧圧を調節することにより30~180mm/h程度の降雨が与えられる。実験は2種類の土壌を用い、それぞれ一様に供試土を充填した緩こう配(A実験槽:3°58', B実験槽:4°08'), 裸地状態の実験槽に人工降雨を与え、地表面流出量、土壤水分量、地下水位などの諸量を測定した。供試土の透水係数ならびに均等係数をTable 1に示す。A砂は琵琶湖干拓地内の細砂で、B砂は前者に山地の粘質土を容積比で3:1に混合したものである。また土壤水分の測定には誘電式土壤水分計を用いた。実験槽で求めた本水分計のキャリブレーションカーブをFig. 1に示す。これより、水分計の感体には個体差が認められ、厳密には個々の感体についてキャリブレーションカーブを求めなければならぬ。このため降雨によりとくに土壤水分の変化が著しいと思われる5cm、10cmに埋設した感体についてはそれぞれのキャリブレーションカーブを作成した。

Table 1

係数	透水係数 k_f %cc (%h)	均等係数 C_u
A砂	1.91×10^{-3} (688)	5.1
B砂	1.40×10^{-3} (504)	16.3

3. 実験結果とその考察: 実験槽の上流、中流、下流部の3断面における降雨前の土壤水分の測定値の差異は、たかだか3~4%に過ぎないので、以下、実験槽の中央断面における測定値をもとに考察を進める。雨水の浸入に伴う各深さにおける土壤水分量はwetting frontの到達とともに各点の初期含水率に対応した特有な増加量を示し、定常時の浸透速度に対応したある平衡含水量に漸近する傾向がみられた。この際、土壤水分の鉛直分布は地表面が飽和の場合、地表面下2~5cmのところで急激な水分変化を示す分布となり、この傾向はB実験槽において顕著であった。以下、本実験で得られた土壤水分の測定値と不飽和浸

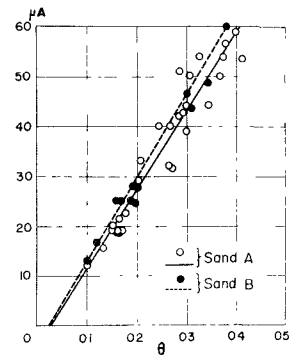


Fig. 1 水分計のキャリブレーションカーブ

透流の理論式にもとずく数値解とを比較検討する。

不飽和浸透流の基礎式は次式で表わされる。

$\partial\theta/\partial t = \partial(D(\theta) \partial\theta/\partial z)/\partial z - \partial K(\theta) \cos i/\partial z \dots (1)$ ここで θ : 体積含水率(%), t : 時間(sec), z : 地表面からの深さ(cm), $D(\theta)$: 水分拡散係数(cm^2/sec), $K(\theta)$: 水分伝導度(%), i : 斜面こう配

ここで基礎式(1)式と(2)式により無次元表示する。 $M_e = (\theta - \theta_0)/(\theta_s - \theta_0)$, $\tau = t K_s/L$, $\eta = z/L$, $\lambda = D_0/D_s$, $\kappa = K/K_s$, $F_i = f/K_s \dots (2)$ ここで θ_0 : 近似的に水分伝導度が0とみなされる含水率(%), θ_s : 飽和含水率(%), L : 不飽和浸透層の厚さ(cm), D_0 および K_s : それぞれ飽和時の水分拡散係数(cm^2/sec), および水分伝導度(%), f : 地表面における浸入フラックス(%).

したがって, (1)式はつぎのようになる。

$$\partial M_e/\partial \tau = C_s \cdot \partial(\lambda(M_e) \partial M_e/\partial \eta)/\partial \eta - \partial \kappa(M_e) \cos i/\partial \eta \dots (3)$$

また, 初期条件, 境界条件は次式で与えられるものとする。

初期条件: $\tau=0$ で $M_e = Y(\eta) \dots (4)$, 境界条件: (i) $\tau>0$, $\eta=0$ で $M_e < 1$

($m < m_s$) のとき $\partial M_e/\partial \eta|_{\eta=0} = (\kappa(M_e) \cos i - F_i)/C_s \dots (5)$, (ii) $\tau>0$,

$\eta=0$ で $M_e = 1$ ($m = m_s$) のとき $M_e|_{\eta=0} = 1 \dots (6)$, (iii) $\tau>0$, $\eta=1$ で $M_e|_{\eta=1} = 1$,

$\dots (7)$ ここで $C_s = D_s(\theta_s - \theta_0)/K_s L$, $Y(\eta)$: 初期土壌水分分布の値。

(3)式は非線型であるため, J. Rubin¹⁾と同様な数値解法によって検討する。なお $D(\theta)$ は R.R. Bruce の方法²⁾を用いて求め, $K(\theta)$ は $K(\theta) = D(\theta) \partial\theta/\partial H$ の関係を用いて求めた。ここに H : 水分張力, Fig. 2 は A 実験槽における実験値と計算値との比較である。水分拡散係数 D を含水量の変数とした場合は各時刻ともきわめて良い近似を示しているといえる。しかし D を一定とした場合は各時刻とも実験値との差が大きく, 分布形状も一致しない。Fig. 3 には D を含水量の変数とした場合の計算値と実験値と A, B 実験槽について示す。A 実験槽の場合かなり良い近似を示しているが, B 実験槽の場合両者の差は著しい。こうした傾向は A 砂の場合, 雨水の浸透時に土壤中の空気は容易に水と置換されると考えられるのに反し, B 砂においては粘質土を含むため封入空気の影響やその他の因子が作用しているものと考えられる。本研究では土壌内封入空気の影響はされていないので, これらの影響も含めて今後, 研究を進めたい。

参考文献

- 1) Rubin, J., Steinhart, R. Soil water relation diagram infiltration: I Theory Soil Sci. Soc Amer Proc. vol 27 (1963)
- 2) Bruce, R.R., Klute, A.: The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc Amer Proc. vol 20 (1956)

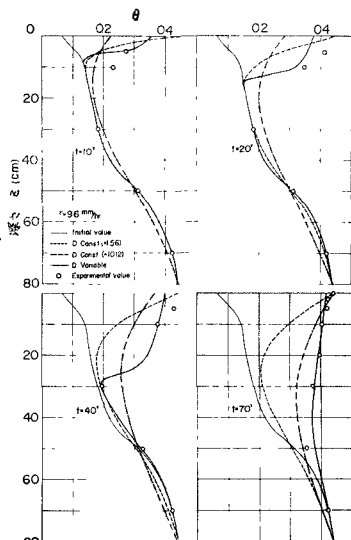


Fig. 2 実験値と計算値の比較 (A 実験槽)

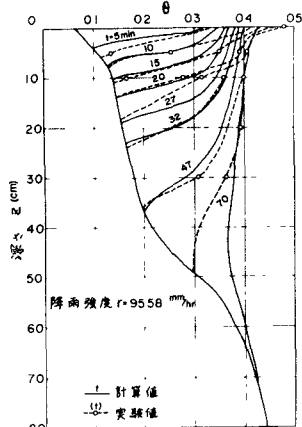


Fig. 3(a) 実験値と計算値の比較 (A 実験槽)

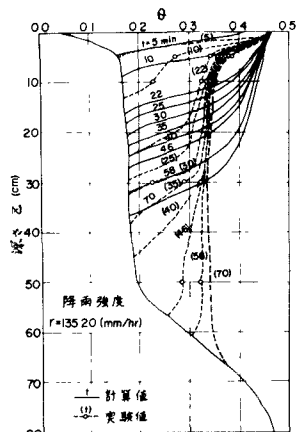


Fig. 3(b) 実験値と計算値の比較 (B 実験槽)