

熊本大学工学部 正員 下津 昌司
佐賀県 平 信利

まえがき、流域表層部における雨水の挙動は、流出現象の中で最も基本的な現象である。本研究は、火山灰土層の現地斜面に埋設した容量式土壌水分計¹⁾による観測を基に、表層土壌における雨水の保留、表面流生起、降下浸透²⁾などの一連の現象の解明を目的としたものである。対象とした試験流域の詳細は、既報の通り³⁾であるが、流域面積0.153 km²、下流部の山林(樹齢20年程度の杉林)が26%と占め、上流部を含めて、残り74%は牧草地と原野である。計測は流域の上流部で行なった。

雨水浸透の解析 不飽和帯における雨水浸透の解析には、つぎの鉛直一次元の基礎式を用いる。 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right\}$ ① $g = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K(\theta)$ ②
①式は つぎの Darcy 則⁴⁾ 式と連続式③式から導かれるが、 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial g}{\partial z}$ ③
計算は ②③式を差分展開し、鉛直z方向に、図-1に示すようなzの不等距離で数値的に解く。θは水分量(㎥/㎥)、zは鉛直下向きを正とし、z=0が土壌表面、D(θ)は水分拡散係数(㎥²/sec)、K(θ)は不飽和透水係数(㎥/sec)、 $D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$ 、ψは土壌水分吸力水頭(cm)、gは工中の単位断面積当りの流量トラフス。土壌表面の境界条件として、単位時間雨量(蒸発量は無視)が与えられるが、オ1層の土壌水分θ₁がθ₁<θ_{飽和}のとき、θ_{1, trat} = $-\frac{\Delta t}{\Delta z} [g_{2,1} - \gamma] + \theta_{1,t}$ ④ θ₁>θ_{飽和}(θ₁=θ_{飽和})のときは、θ_{1, trat}=θ_{飽和}で表面流が発生する。表面流出量Q_{sur}は、Q_{sur}=γ-i = $\gamma - \left\{ g_{2,1} + \left(\frac{\theta_{1, trat} - \theta_1}{\Delta t} \right) \times \Delta z_1 \right\}$ ⑤ で計算される。γは降雨強度、iは浸透能(㎥/sec/㎥²)、g_{2,1}はオ1層からオ2層への水分トラフス。一方表層土の物理定数は既報の通りである。計算はつぎのように行なった。1976-7-9(以下7-9降雨とよぶ)の降雨直前の水分分布状態を初期条件として、時間の経過に伴って土壌水分の実測値(図-2参照)水分計埋設箇所は表面から15, 30, 50, 80, 100, 130 cmの6箇所)に合うようにK~θ, およびψ~θを各深さごとに修正し、得られたものが、図-3, 4である。この場合のKは、河野(5)⁵⁾・西垣の提案による $K = K_0 \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^m$ ⑥ の型式を参考にして求めた。ここでは上式の適用を拡張してK₀は近似的に飽和透水係数の約1/2、θ_r最小保水量の代りに、これよりやや小さい平常保水量で、略々飽和水量θ_N、θ_sは有効体積含水率を用いた。各層のこれらの値は、図-1に併示してある。降雨開始後25時間までの各深さ(z)でのθの変化の例が図-5である。

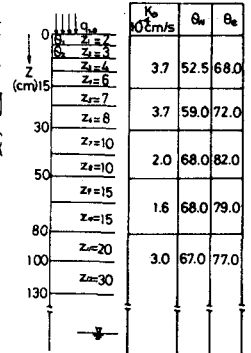


図-1 浸透モデル

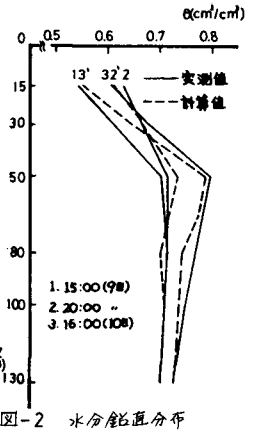


図-2 水分鉛直分布

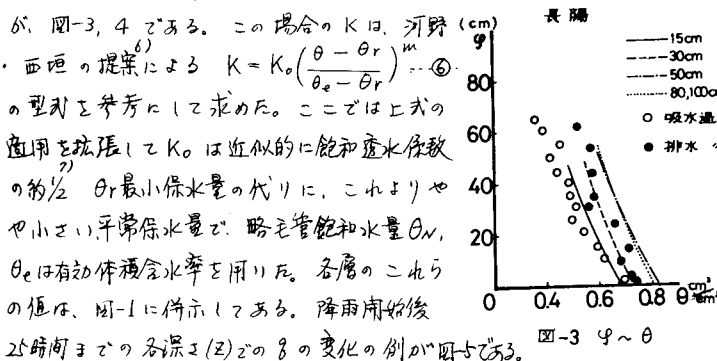


図-3 ψ~θ

浸透能曲線 図-6に示すように、初期水分として、乾燥(観測で最も乾燥した状態)で、全層が(130 cm²) θ_{N1}に近しい値)と湿潤(各層の飽和度約0.7の状態)の2状態を仮定し、降雨強度60, 40, 20, 15 mm/hについて基本モデルにより計算を行い、いくつかの浸透能曲線と現地測定の実測曲線の一例を図-7に示す。

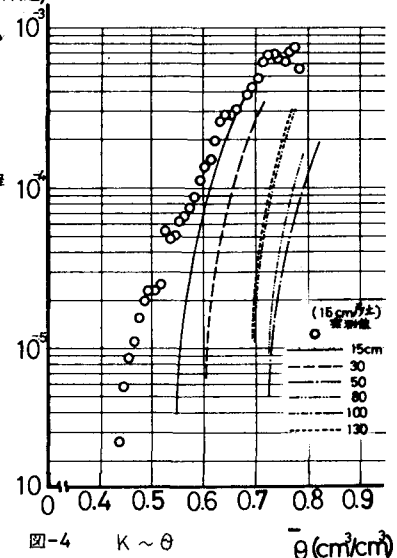


図-4 K~θ

最終浸透能は表層の飽和透水係数に近い値($k_0=3.7 \times 10^{-4} \text{ cm/sec} \approx 13 \text{ mm/hr}$)となり、これは現地曲線に近い値である。

表面流出量 前記の7-9降雨の初期条件の下、降雨強度10 20 30 40 mm/hr, 継続時間3hrのモデル降雨による表面流発生状態と15cm層の θ の変化を図-8に表わし、7-9降雨以外の実降雨に対する計算値、永井・角屋の最適化手法を用いて、タンクモデル(4段直列)により算出した場合、雨水流法による再現性のよい例の表面流出に対する有効降雨量をまとめて表-1に示す。

地下水涵養量 表面流出量のように検証の方法がないが、ゼロフラックス面を考慮し、深さ130cm, での下向水分フラックスの大部分は、地下水帯への供給量になりうると考え、7-9降雨について降雨開始後の経過時間によって計算した累計値と、タンクモデル計算値と4項目から、さらに下方への浸透量(この場合、初期滞留による浸透量との差として求めた値)を表-2に例示する。一方所蔵外輪山台地上で行った散水実験で、地中水分移動と中性子水分計で追跡した結果と前記と同じ数値解で120cm以深への浸透量として、見積った値が比較的近い結果となっていることを参考としている。40 mm/hr, 継続3hrで13時間後に中性子59mmに対し、計算値52mmとなった。

まとめ 流域の特定地帯でのミクロな数値解が、現地浸透能に対応し、特に最終浸透能の値が表土の飽和透水係数に近い値を示すことが検証されたが、ミクロな流出解析に対しては、降雨パターンによって、各流出成分に対する有効降雨に相違がある。このような事実は、流域の平均値と局地的値の相違の問題であり、今後の問題点である。

- 参考文献 1) 角屋「雪害と土壌水分」とともに「降雨と土壌水分」の土壌水分測定 13回自然災害シンポジウム1976-10
- 2) 下津「所蔵外輪山流域における水文的地質、地質工学的研究(29) (X) 編 試験地盤と地質特性」
- 3) 例として D. Hillel "Soil & Water", Academic Press 1971 P.127
- 4) 角屋「所蔵外輪山にある雨水の浸透と地下水は(2)」京大防災研年報17号B P.24
- 5) 2)に同じ
- 6) 河野・西畑「不飽和砂質土の浸透特性に関する研究」土論集 No.307 1981-1 P.65
- 7) 植松「水文学」大明堂 64年 P.154
- 8) 永井・角屋「流出解析の最適化手法」京大防災研年報22号B-2 55-4, P.209
- 9) 7)に同じ P.154~155
- 10) 建設省地盤工学部「所蔵外輪山地区、流出実験と解析報告」54-12

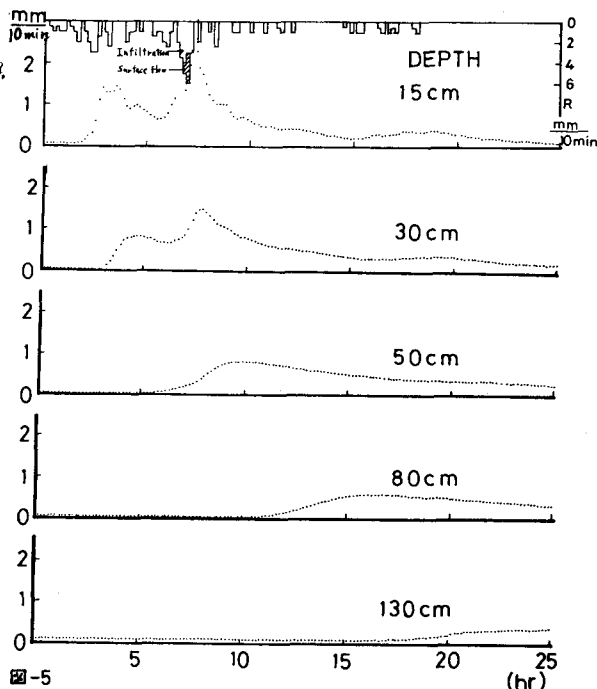


図-5 各深さの θ (7-9降雨)

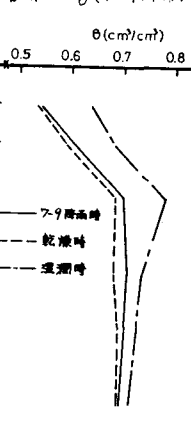


図-6 水分鉛直分布初期値

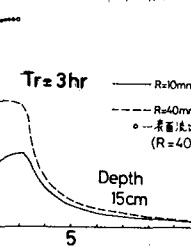


図-8 降雨強度～表面流および θ

表-2 地下水帯への浸透量 (mm)

	経過時間	解析計算	タンク
7-9降雨	14.0	9.2	7.3
	25.0	23.9	16.8

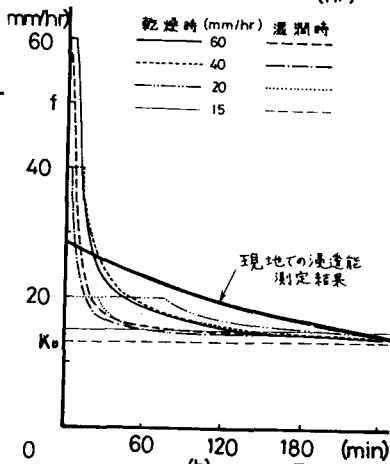


図-7 浸透能曲線

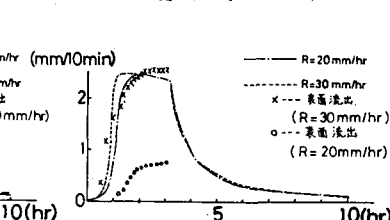


表-1 表面流出の有効降雨量

	総雨量	計算	タンクモデル	Kinematic Wave
1 '76-4-27	40.0	4.9	3.1	5.0
2 '76-7-9	81.0	4.0	3.0	4.0
3 '76-8-16	49.5	11.8	11.4	16.5