

熊本大学 工学部 正員 下津昌司
熊本大学 工学部 学生員 ○前田晃

はじめに 流出解析手法の考え方については、ブラックボックス的応答モデル、物理的パラメーターモデルなどのように、いくつかの分類があこなわれてはいるが、いずれにしても、流出過程の内部機構を解明することなしには、その展望を開くことができないのではないかのではなかろうか。その中で、降水が地表面に達した後の流下経路の追跡、すなわち、一般的には、表面流、中間流、地下水水流の各成分に分離される場である。地表面での雨水の挙動が、流出現象にとって、基本的な、そして決定的に重要な現象であることは、Horizon以来の認識として知られてはいるところである。しかし現実には、流域の地表面条件の多様さは、浸透機構のモデル化とその流域への適用に 있어、大きな難問であり、いくつかの問題をかかえてはいることも事実である。しかし、やはり单纯な地表面状態における諸現象が基本であり、これらの問題解明を通して、より一般化への道を考えたい。そこで、49年より阿蘇火山地帯、白川流域の自然丘陵試験流域において、雨水流出過程の諸現象、とくに土壤水分量の変化を追跡して、雨水の保留、損失、地下水への供給をのりの解明と、そのモデル化を目的とした研究をおこなってはいる。ここでは、火山灰土層への雨水浸入と土壤水分の変化の様子を野外実測値により考察したものである。

観測概要 土壤水分は容量式土壤水分計(計測技術研究会)を15, 30, 50, 80, 100, 120cmの深さに埋設し連続測定をおこなつてはいる。降雨量、蒸発量は同じ場所で計測している。

表層土壤の物理特性 本試験流域の土壤は火山灰土で、60~80cmを漂移層として、上方に有機質を多量に含み黒色を呈するハリケンの黒ボクと、下方に赤褐色を呈するハリケンの赤ボクが層をなしてはいる。100cm深さまでの土壤について、分類を図3、粒度分布を図4、土壤の鉛直分布、比重、間隙率を図5に示す。なお、室内実験により不擾乱試料の飽和透水係数を測定したところ、結果にはばらつきがあるが、平均値は黒ボクで $4.9 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ 、赤ボクで $4.4 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ であった。

雨水浸潤の解析 雨水浸潤の解析に用いる不飽和浸透流理論の基礎方程式は、不飽和帶に拡張されたダルシー則(1)と連続の式(2)より構成され(3)式である。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -k(\theta) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - 1 \right) \dots (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{\partial h}{\partial z} - (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial \phi(\theta)}{\partial z} \dots (3)$$

ここに、 θ は体積含水率、 $D(\theta)$ は土壤水分拡散係数、 $D(\theta) = k(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \dots (4)$ 、 $\phi(\theta)$ は不飽和度水係数、 h は土壤水分吸引水頭、 z は単位面積当りの土壤水分移動量、 t は下向きを正とする座標、 τ は時間である。(3)式を解くにはまず $\phi(\theta)$ および $\theta(t)$ を決定する必要がある。(4)土壤水分拡散係数の決定 水平方向のみの土壤水分移動を取扱う際には、重力項が無視され(3)式は(5)式となる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \dots (5)$$

(5)式を入 = $z^{1/2}$ とし、関係を用いて Boltzmann

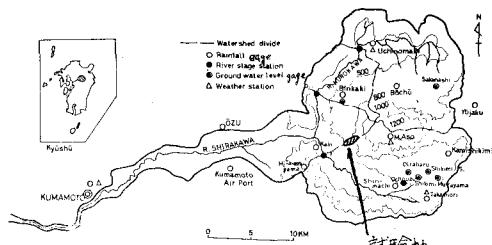


図1 試験流域位置図

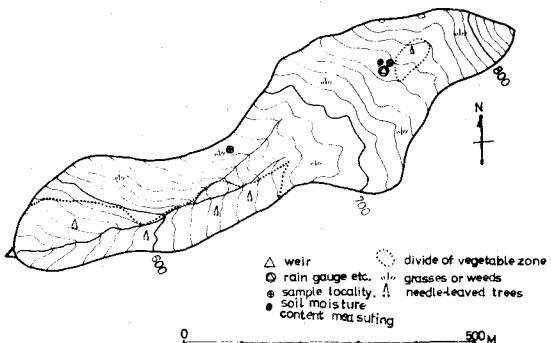


図2 試験流域概要図

換し、初期境界条件を満足するように積分すると(4)式となる。
 $D(t) = -\frac{1}{2G} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_0^t D(t)$ …(6). この式に、実験により得られた時間における t へ ϕ 曲線を代入すると、 $D(t)$ が計算できる。 $D(t)$ は本来ヒステリシスを有するが、この実験は吸水過程の曲線を求めるものである。④不飽和透水係数の決定 不飽和透水係数は D へ ϕ 曲線と ψ へ ϕ 曲線を用いて、(4)式より計算する。 ψ へ ϕ 曲線は、不揮発土を用いた土柱法で決定する。なお、 ψ へ ϕ 曲線はヒステリシスを有するので、吸水排水の両過程の実験をおこなった。

鉱測結果と考察 ①土壌水分の変化 土壌水分の変化を図-6に示す。また土壤水分測定値から直接に直線式のみを用いて累加浸透量および降雨終了後の蒸発散量を算定したものも示してある。50 cm深さへの浸透量の算定は、次に示す直線式の差分展開式と土壤表面での浸透係数を境界条件として求めたものである。 $\theta_{\text{bottom}} = (\theta_{\text{at}0} - \theta_{\text{at}10}) \frac{x}{50} + \theta_{\text{at}10} \dots (7)$ 。同図に数km離れた地点に設置してある径20 cmのライシメータの深さ50 cm土柱よりの実測浸透量を示している。蒸発量は降雨終了後、排水過程における4時間毎を考慮して、ある時点以降の土壤水分の減少量は全て蒸発散量として算定したもので、蒸発計による実測値ヒハーモン式による計算値もあわせて示している。②水收支 一降雨毎あたり月単位の収支を表-12に示す。これらは比較的降雨強度の小さい例であるが、降雨条件によってさらに考慮せねばならぬ点もあるものの、この実用的な適用に手掛かりを得たものと考えている。

本報告書は、文部省科研費（自然災害特別研究、代表者、角屋謙教授）によるものである。

(参考文献) J.R.PHILIP: The Theory of Infiltration], *Soil Sci.*, 1956

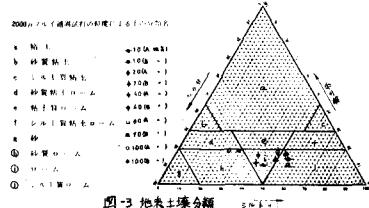


圖-3 地表土壤分類

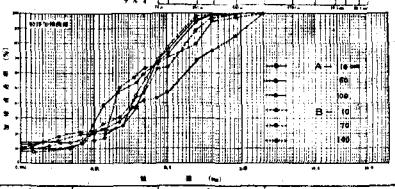


图 1 喜温土壤微生物分布

土壤含水量%	土壤水饱和时土样与空气比值		固有重量	含水比%
	20%	30%		
0				
15	●	○	72	●
30	●	○	72	○
50	●	○	80	●
60	△	○	76	●
100	△	○	74	●

圖一、表層土壤的物理的性質

表-1 一降雨水收支										表-2 二水收支				
日付 日曆 雨量 mm	降水量 (mm)	蒸散量 (mm)	-50cm 地表の 通量量 (mm)	流出量 (mm)	流失率 (%)	蒸发率 (%)	月 R ₁ (mm)	月 Q ₁ (mm)	蓄積量 E ₁ (mm)	R-Q-E (mm)	降水量 R ₂ (mm)	流失量 Q ₂ (mm)	蓄積量 E ₂ (mm)	R-Q-E (mm)
10.2	A	69.0	0.0	41.3	20.2	7.5	10.9	34.6	10	260.5	139.7	47.5	73.3	
	B	69.0	0.0	35.8	29.4	6.4	9.3					(26.5)	(94.3)	
10.19	A	94.5	0.0	52.3	19.4	22.8	24.1	24.1	11	94.5	45.7	93.0	5.8	
	B	94.5	0.0	47.0	28.0	19.5	20.6					(20.7)	(28.1)	
12.2	A	40.5	0.5	19.2	19.2	4.6	11.6	10.7	12	119.5	52.6	(3.8)	(53.1)	
	B	40.5	0.5	11.0	25.3	3.7	9.1					(41.0)	(118.8)	
									計	474.5	238.0			

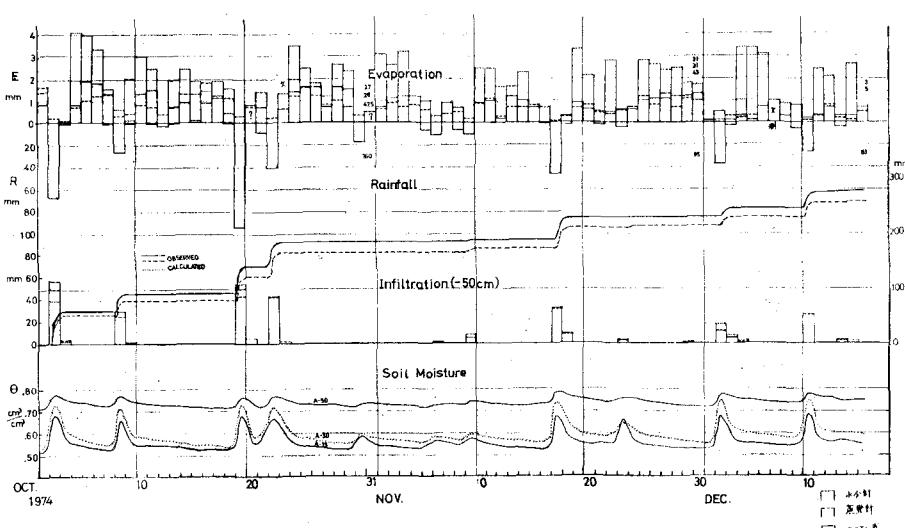


図-6 土壌水分の変化