

山林地斜面における降雨水の動態と流出機構に関する研究

小川 滋*・水谷 完治**

The Runoff Mechanism as Related to the Source and Pathways of Water Flow on a Mountain watershed

Shigeru OGAWA and Kanji MIZUTANI

Summary: In order to study the runoff mechanism of a mountain watershed, the water content in the soil surface layer was measured by means of a tension meter, and the relationships between the soil water content and the occurrence of runoff were surveyed.

The results are as follows;

- 1) Before a rainfall, the upper part of the soil surface layer upstream is dry and the lower part downstream is wet.
- 2) The amount of accumulative rainfall necessary to generate gravity soil water is constant in the upper part of the surface layer.
- 3) The initial rainfall loss, which is needed until runoff occurs, is influenced by rainfall intensity and accumulative rainfall, i.e. as in the shape of a hysteresis graph.
- 4) The source of runoff originates in lower part of the downstream area, and the expands to the upper part of the upstream area.
- 5) The water saturation depth increases with the expansion of the source while the velocity of flow becomes faster with an increase of the water saturation depth. As a result, a non-linear runoff occurs.
- 6) After a rainfall, the source of gravity soil water is reduced in the upper part of soil surface and the lower part of the upstream area.

要 旨 山林地斜面における流出機構の解明のため、小流域試験地でテンシオメーターによって土壌水分の測定をおこない、降雨による流出と土壌水分の関係を検討した。

その結果は、つぎのとおりである。

- 1) 降雨前においては、斜面の上流部土層上部で乾燥が進み、下流部下層部で湿潤である。

* 森林工学研究室 Laboratory of Forest Engineering

**名古屋営林局 NAGOYA Regional Forest Office, NAGOYA 460

- 2) 重力水発生に要する雨量は、土層上層部では、ほぼ一定量である。
- 3) 流出の発生に要する雨量は、降雨強度と累加雨量が関係しており、降雨波形の影響が大きい。
- 4) 流出は、下流部土層下部より流出が発生し、この流出域が上流上層部へと拡大していくと考えられる。
- 5) この流出域の拡大にともない飽和水深が増大し、流下速度を増して、流出の非線形性が生じる。
- 6) 降雨終了後は、重力水の発生場が土層上部および上流部下部より次第に減少していく。

I はじめに

山村地における雨水流出についての最近の研究課題は、流出の生起場、および流出の非線形性の物理的解明にあるといえよう。これは、現象的に説明されていた降雨流出について、より実体的に明確にし、さらには、その一般性について物理的に実証しようとするものであるといえよう。

そこで、著者らは、愛媛大学米野々演習林0次谷流出試験地において、大型ポンプによる現地散水実験をおこない、斜面における流下水の挙動を検討し、流下水深の増加と共に、流下速度が増大することを示し、流下水の運動則における非線形性を明らかにした。今回は、試験地内に設置したテンシオメーターによる土壌水分の観測をもとに、降雨流出の実態を明らかにし、降雨水の斜面における動態と流出機構について検討を加えた。

II 流出試験地および試験方法

流出試験地は、愛媛大学米野々演習林の岩屋小屋総合理水試験地¹⁾²⁾であり、とくに、

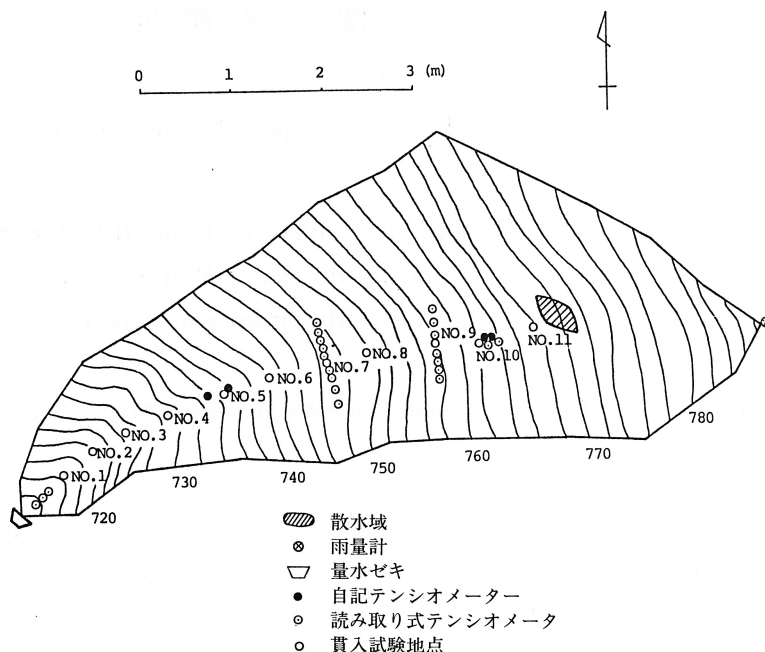


図-1 0次谷流出試験地における計測施設

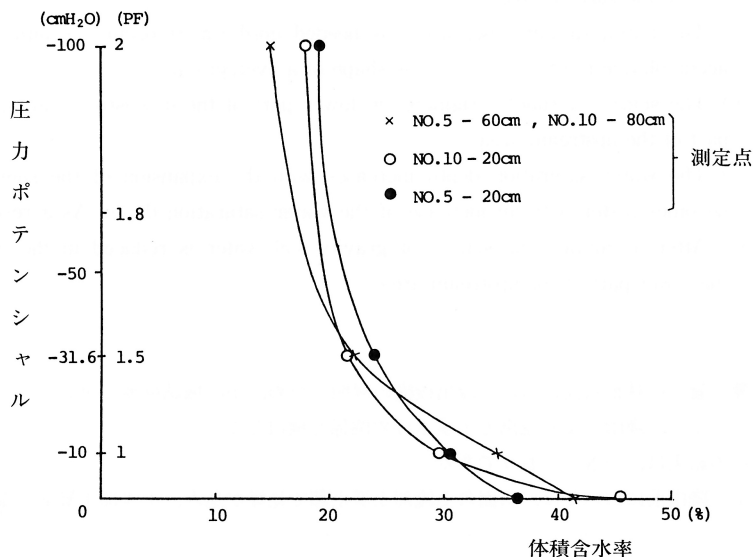


図-2 P F - 水分曲線(脱水過程)

山林地斜面として、いわゆる0次谷流域の流出試験地が設定されており、各種の流出試験がおこなわれている。総合理水試験地の流域面積は、76.9haで、0次谷流出試験地の集水面積は、1306㎡であり、地質は、黒雲母花崗岩で、土壌はB_D(d)である。また、試験地の観測施設、地形、土層厚などの詳細については、参考文献1)、2)、3)を参照されたい。

今回の試験は、山林地斜面での自然降雨による降雨一流出の計測として、表層土層内での水分動態の特性を明らかにするため、自記のテンシオメーターによる土壌水分の計測をおこなった。また、斜面での流下水の挙動を明らかにするため、散水実験によって形成される流下水の断面の土壌水分の変化についての計測をおこなった。

計測および実験方法は、図-1に示すとおりで、自記テンシオメーターを上流部No.10地点に2個(深度20cm, 80cm)と中流部No.5地点に2個(深度20cm, 60cm)を設置している。この自記テンシオメーターは、週巻で1時間単位、圧力ポテンシャルは、cmH₂O単位での計測である。

また、No.11地点付近に現地散水域を設定し、下流方向に、読み取り式のテンシオメーターを設置して、流下水の挙動を測定した。とくに、No.9, No.7地点は、横断方向にテンシオメーターを設置し、流下断面での流下水の状態を計測した。なお、図-1のなかで、貫入試験地点とあるのは、簡易の貫入試験によって横断方向に土層厚(A+B層厚)を測定した地点である。

つぎに、土壌水分の圧力ポテンシャル(cmH₂O)から体積含水率(%)へ換算するため、テンシオメーター設置地点付近の現地土壌の2~3個のサンプルをもちいて、pH0~2の範囲における体積含水率を測定し、pH-水分曲線を図-2のように作成した。この測定は、脱水過程のみによる測定結果であるので、精度的には若干問題があるが、テンシオメーター設置地点の代替でもあり、また、各深度のテンシオメーターの値を流域の各深度の代表値として平均的化したため、この程度の精度でよいと考えてた。すなわち、No.5とNo.10の自記テンシオメーター4個の体積含水率の値を、No.5については、下流部の上層と下層、No.10については、上流部の上層と下層の各土層の代表値とみなし、簡易貫入試験でえた土層厚より、各土層の代表土柱厚の分布を算定し土壌水分量を求めた。

なお、現地散水実験の方法は、流出試験地下流端の溪流より消防ポンプで、散水域までポンプアップし可変噴霧ノズルで散水した。量水タンクを現地に設置し、散水流量を測定し、散水域の面積を測量して散水強度を求めた。流下水の到達および土壌水分の変動は、読み取り式のテンシオメーターで測定した。なお、この実験方法の詳細については、参考文献4)を参考されたい。また、各テンシオメーターの横断方向の設置深度は、図-3に示すよ

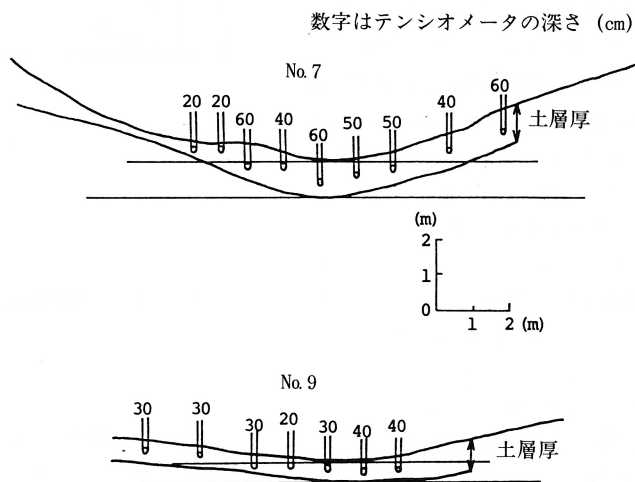


図-3 テンシオメーターの設置位置

表-1 観測出水資料

	総雨量	流出量	流出係数
DATE	(mm)	(mm)	
6月2日~4日	56.5	1.7	0.030
7月7日~9日	17.0	0.3	0.016
7月11日~16日	170.5	11.3	0.066
7月23日~28日	125.0	5.1	0.040
8月1日~2日	9.5	0.02	0.002
8月16日~18日	10.0	0.01	0.001
8月26日~31日	78.5	1.2	0.015
9月6日~7日	24.0	0.01	0.001
9月18日~30日	253.5	28.4	0.112
11月1日~2日	9.5	0.1	0.006

うである。

III 土壌水分の変動特性と流出

0次谷流出試験地の昭和57年5月～11月の観測期間中、量水地点で流出が測定された出水は、表-1に示すように10個の出水であり、流出係数は、0.002～0.11の範囲である。これらの出水について、降雨量(R)、流出量(Q)、各土層深度における体積含水率(θ)、土壌水分保留変動量($M_s(t)$)についての計測結果の例を示すと、図-4(a)～(d)のようである。ここで、土壌水分保留変動量($M_s(t)$)は、前述のように各土層深度における自記テンシオメーターの値をもちいて、つぎのように算定した。

$$\Delta M_s(t) = 1/n \left\{ \sum_j \sum_i D_{ij} (\theta_{ij,t} - \theta_{ij,t-\Delta t}) \right\} \quad (1)$$

$$M_s(t) = \sum_j \Delta M_s(t) \quad (2)$$

ここで、 $\theta_{ij,t}$:時刻t, 測点j, テンシオメーター深度iの体積含水率, D_{ij} :j, iの代表土柱厚, $\Delta M_s(t)$:流域平均土壌水分量の増減量, n:測点数, Δt :測定単位時間である。

そこで、これらの10出水の降雨-流出に関連した土壌水分の変動の計測結果をもとに、考察を加えることにする。

(1) 降雨前の水分状態

降雨前の圧力ポテンシャルと無降雨日数との関係を示すと、図-5のようである。これによると無降雨期間が長くなるとpF値は高くなり、乾燥状態が進み、いわゆる土湿不足が進行していることがわかる。また、斜面上流下流部および土層の

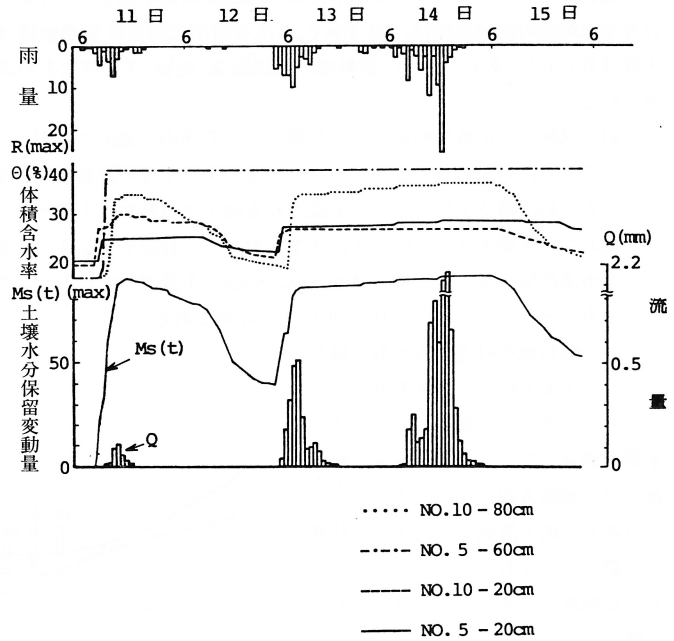


図-4(a) 自然降雨における計測データ(7月11日～15日)

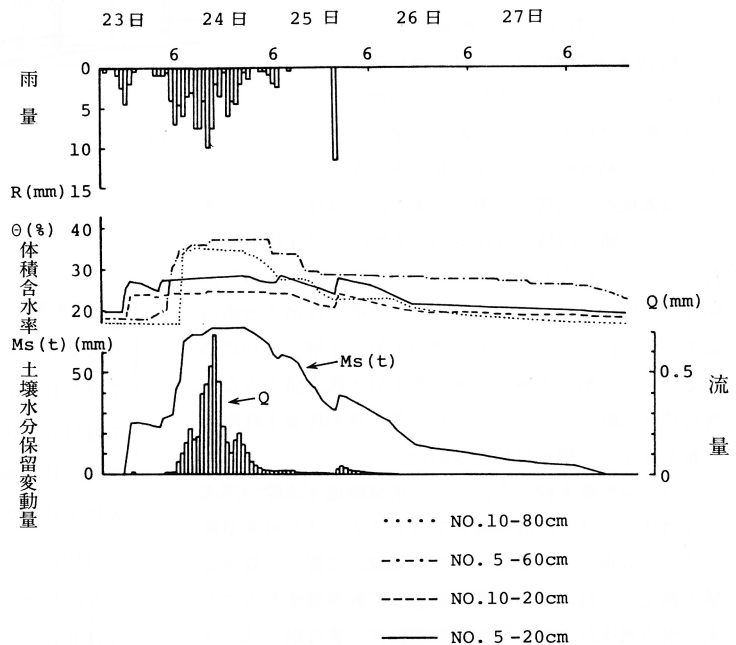


図-4(b) 自然降雨における計測データ(7月23日～7月27日)

上部下部での水分状態の変化は、無降雨期間が長くなると判然としなくなる。しかし、無降雨期間6日程度までについては、pF値が、下流部より上流部の方が高く、また、土層上部が下部より高い傾向にあり、一応、土層下部が湿潤で、上流部上部で乾燥が進行すると思われるであろう。無降雨日数が長期になるとpF値の計測も局所的な条件が作用することも考えられるので、さらに多くの計測資料が必要とされる。

また、降雨前の状態は、pF 1.8以上がほとんどで、土壌は連続性を断れた懸垂水帯とみなされ、下方への重力による移動は起っておらず、蒸発散のみの水分移動の状態にあるといていいであろう。

- (2) 初期損失雨量および流出の発生
初期損失雨量は、流域末端での流出の発生までの降雨量として定

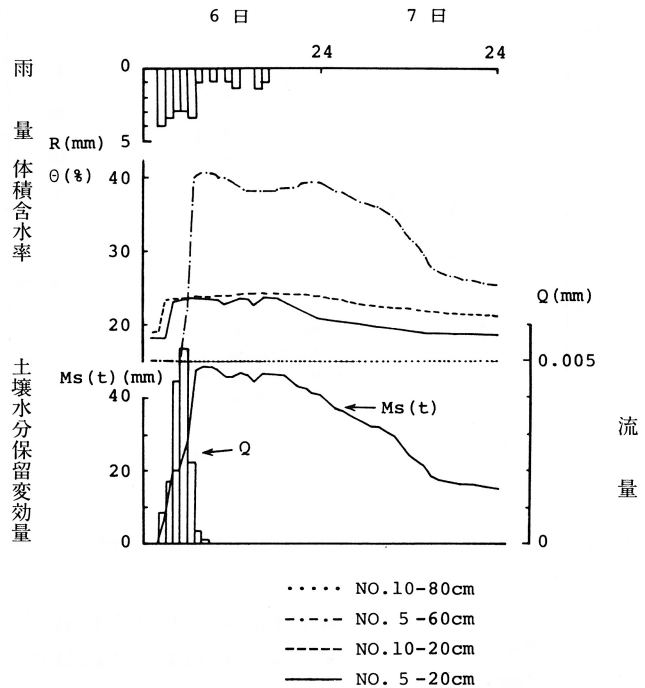


図-4(c) 自然降雨における計測データ(9月6日~9月7日)

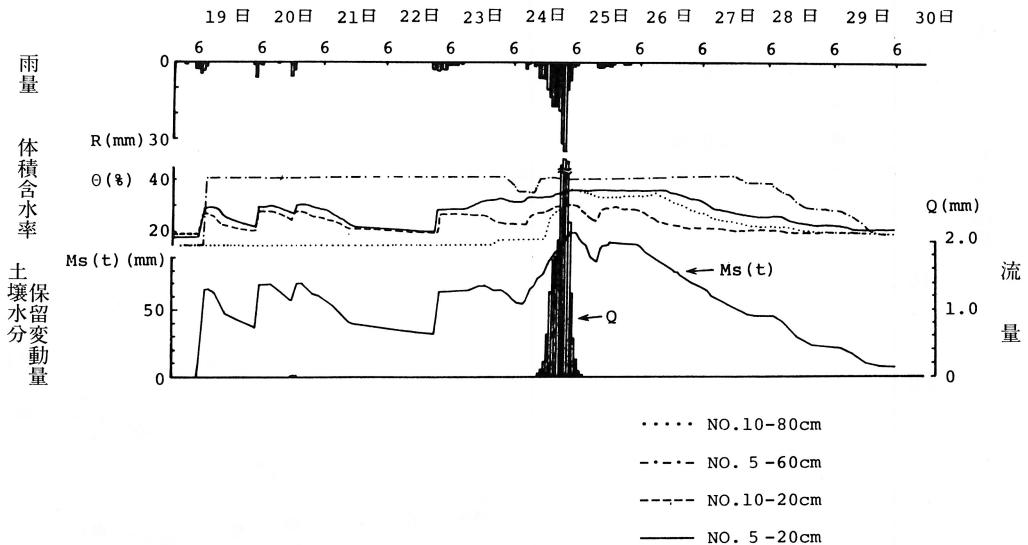


図-4(d) 自然降雨における計測データ(9月18日~9月30日)

義されるのが普通である。しかしながら、実際には、土層中では重力水の発生によって雨水の移動が起っており、より厳密には、この重力水の発生までを初期損失雨量と考えておく必要がある。

ここで、重力水の発生を、圧力ポテンシャルpF1.8の時点とすると、テンシオメーターがこの値に達したと

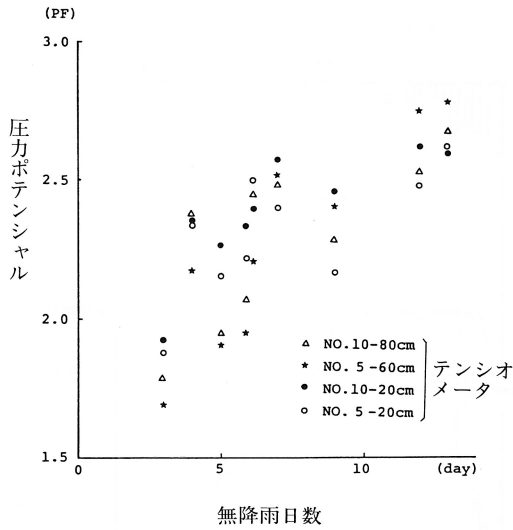


図-5 降雨前における圧力ポテンシヤルと無降雨日数の関係

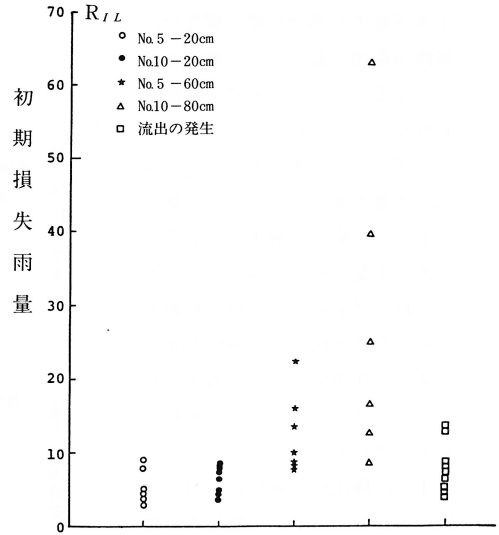


図-6 各テシオメータにおける重力水の発生までの損失および流出までの損失

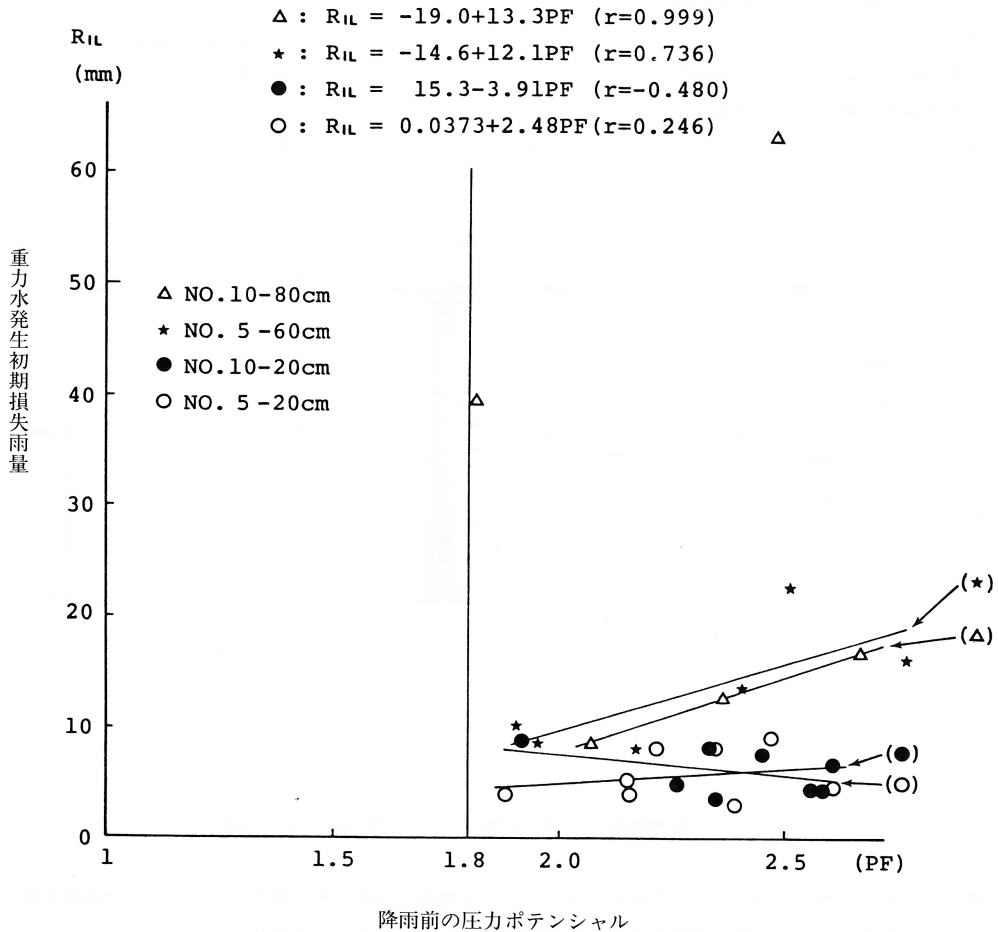


図-7 重力水発生初期損失雨量と降雨前の圧力ポテンシヤル

きに、その土層深度で雨水が、下流方向あるいは下層方向への重力移動が始まったと考えられる。そこで、各テンシオメータの測点での初期損失雨量、および流域末端での流出発生までの初期損失雨量 (R_{iL}) を示すと、図-6 のようである。深度20cmでは、3~9mmの損失であり、表層部における重力水発生に要する雨量は、ほぼ同じ値をとるものと考えてよいであろう。これに対して、深度60cmおよび80cmの下層部では、8mm~63mmの損失と大きな範囲にバラツキている。これらについて、さらに詳細に検討するために、初期損失雨量と降雨前の圧力ポテンシャル、および、初期損失雨量の平均降雨強度との関係を示すと、それぞれ、図-7、図-8 のようである。図-7によると、表層部は、圧力ポテンシャルに関係なく、ほぼ一定の初期損失量を示しているが、下層部は、圧力ポテンシャルの増加と共に初期損失量も増大する傾向がある。また、No.10の80cmの初期損失量が極端に大きな値を示しているが、これは小雨量の降雨が断続的に降って、表層部のみで重力水移動が終り、深部まで移動しなかった結果であると考えられ、降雨波形によっても初期損失量が変化することを示しているものである。

さらに、図-8によると、重力水の発生までの平均降雨強度は、表層部においてはほとんど関係しないといつてよいであろう。下層部では、若干平均降雨強度が小さいと初期損失量が大きくなる傾向もあるようだが、むしろ降雨波形の方に影響されると考えた方がよいようである。

つぎに、下流端での流出の発生までの損失量についてみてみると、図-9、図-10のようである。降雨前の圧力ポテンシャルと初期損失量とは、図-9に示すように、ほとんど関係がなく、5mmから14mm程度にバラツキている。また、初期損失雨量の平均降雨強度をみてみると、

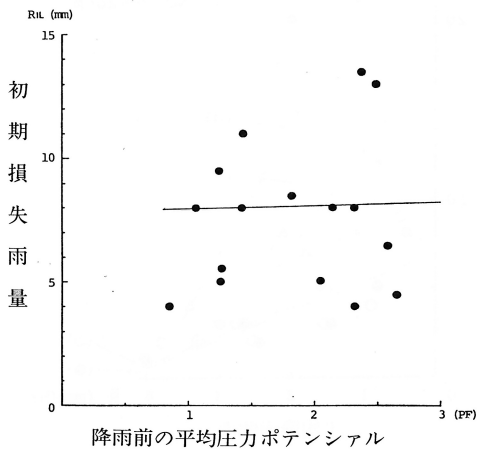


図-9 初期損失雨量(流出発生)と降雨前の平均圧力ポテンシャル

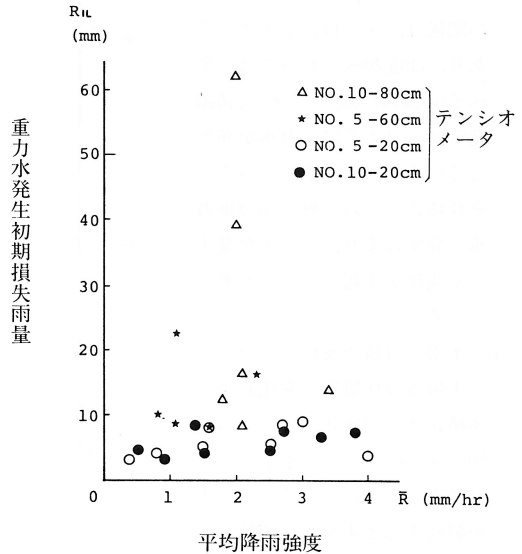


図-8 動水発生初期損失雨量と重力水が発生するまでの平均降雨強度

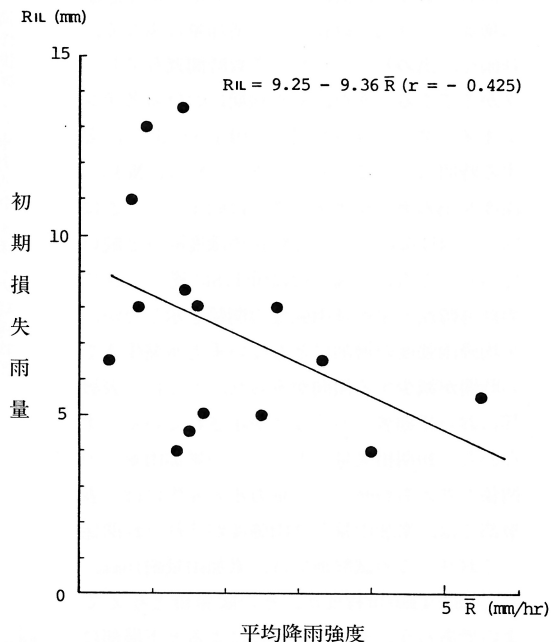


図-10 初期損失雨量(流出発生)と平均降雨強度

図-10のように、降雨強度の小さいところではバラツキているものの、降雨強度が大きくなると初期損失雨量が小さくなる傾向があるといえるであろう。

また、流出発生時の各テンシオメーターのpF値と累加雨量との関係は、図-11に示すようであり、深度20cmにおいては、すべてpF値は1.8以下であり、流出発生時にはすでに重力水が発生していることが示されている。それゆえ、この土層上部の重力水の発生により、側方流が発生して流出が生じたものと考えられる。

(3) 土壌水分量の変化と流出

土壌水分保留量の変化および体積含水率の変化については、図-4(a)~(d)に示したとおりであり、これによると、降雨が継続すると表層部の体積含水率が急激に増大し、流出が起っ

ている期間は、ほぼ一定の状態に移り、降雨終了後、徐々に減少する。土壌水分量は、流出の波形と異なり、流出より立ち上がり部で急激に増加し、降雨が継続しても増加量は少なく、降雨や流出のピークに対して数時間遅れてピークがでてくる。また、降雨初期における各テンシオメーターの重力水発生 (pF1.8) までに要する時間についてみると、まず、No.5, No.10の深度20cmのテンシオメーターに始まり、つぎにNo.5の深度60cm, そしてNo.10の深度80cmと続いている。さらに、図-12にpF1.8に達するまでの経過時間と平均降雨強度の関係を示したが、平均降雨強度の増加にともない重力水発生までの時間が減少する傾向がみられ、とくに、表層部において顕著であることが示されている。すなわち、初期損失量のところでの累加雨量との関係と考えあわせると、重力水の発生には、表層部では、累加雨量と降雨強度がそれぞれ関係しており、この試験地では、累加雨量約10mm, 降雨強度4 mm/hr程度が、その限界値と考えてよいであろう。また、図-12によると下層部については傾向は判然とせずそれぞれの降雨条件

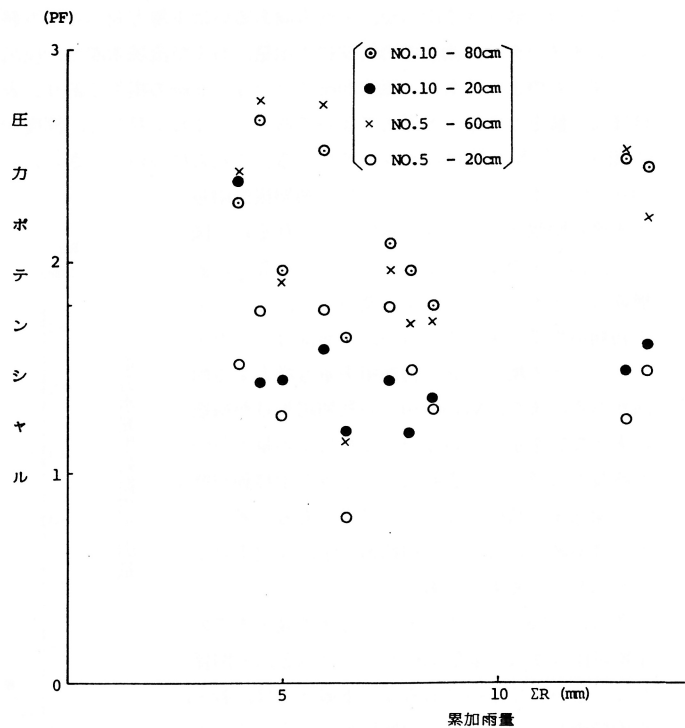


図-11 流出発生時の圧力ポテンシャル

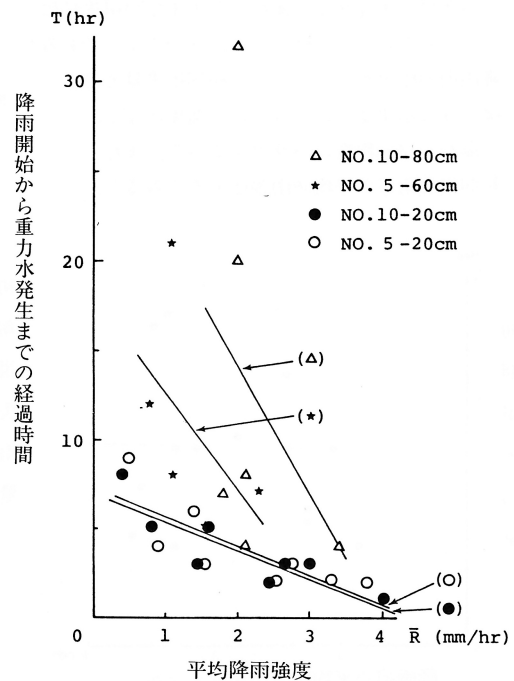


図-12 降雨開始から重力水発生までの経過時間と平均降雨強度

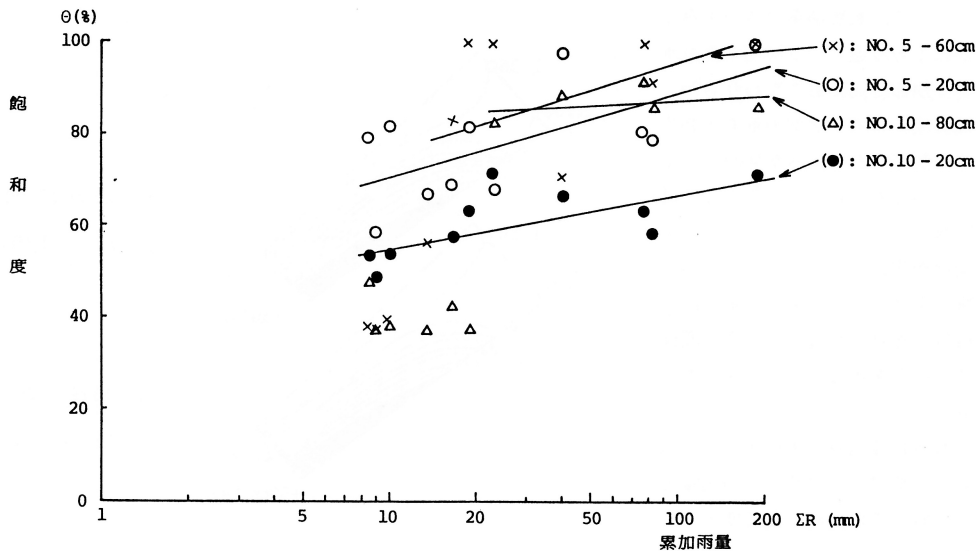


図-13 流出ピーク時における累加雨量に対する飽和度

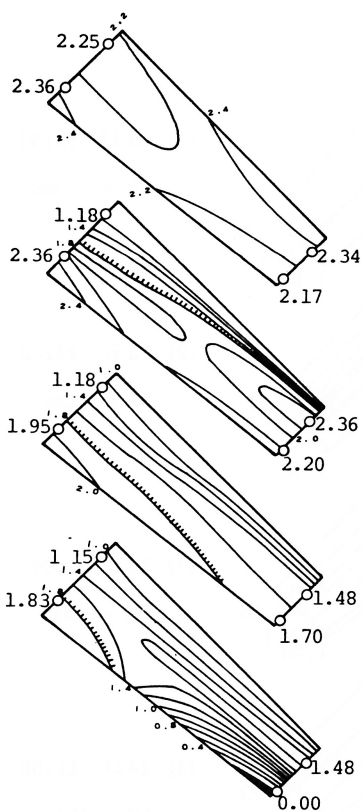


図-14(a) 二次元断面における圧力ポテンシャルの時間変化 (7月11日)

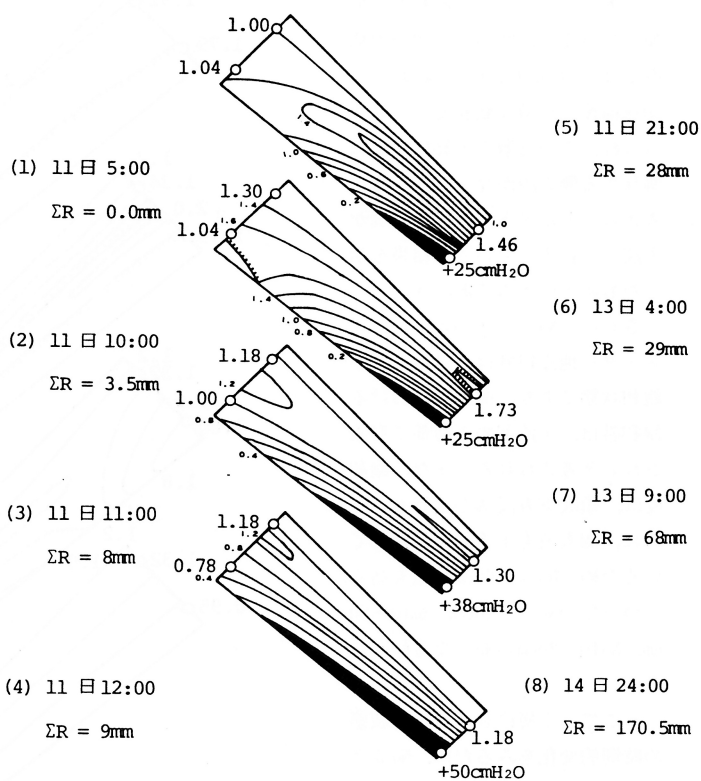


図-14(b) 二次元断面における圧力ポテンシャルの時間変化 (7月11日)

によって、表層部重力水がすみやかに下方浸透して下層部の重力水発生が短時間におこなわれるか、側方流下して下層部の重力水発生には長時間を要するか異なってくるものと考えられる。このことは、下層部に重力水が発生しなくとも、流出が生起することを示しており、降雨条件として、累加雨量、降雨強度がそれぞれ独立に流出に関係することを示しているものと考えられる。

つぎに流出時の土壌水分量について、流出ピーク時の累加雨量とその時点での土層の飽和度との関係を示すと図-13のようである。土層の飽和度は、各深度のpF0を飽和度 100%とした。図-13によると、累加雨量の増加と共に各テンシオメーター地点で飽和度も増加している。深度60cmと80cmの地点では、それぞれ、10~15mmおよび、20mm前後で急激な飽和度の上昇がみられ、この急激な上昇は流出に關与する側方流が発生していると考えることができ、流出關与域が上流へと拡大していった結果を示したものと見えるであろう。

さらに、No.5-60cmのテンシオメーター地点以外は、ほとんど不飽和状態であり、流出時における飽和帯は、下流部の下層部で形成されると考えられる。また、飽和度は、順次下方浸透が進行し、さらに、側方流も下流へと移動しているため、No.5-60cmが最も高く、つづいて、No.5-20cm、No.10-80cm、No.10-20cmの順となる傾向にある。

そこで、土層における水分状態の時間的変化をみるため、No.5とNo.10の斜面傾斜方向の二次元断面において、各深度別のテンシオメーターの値をものに、等圧力ポテンシャル線を作成した。図-14(a)、

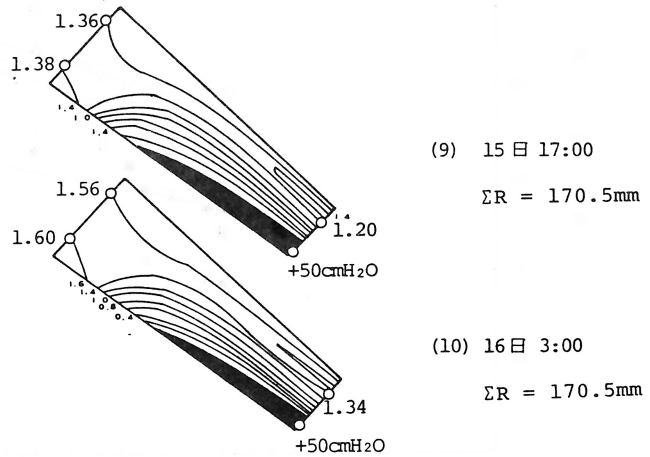


図-14(c) 二次元断面における圧力ポテンシャルの時間変化(7月11日)

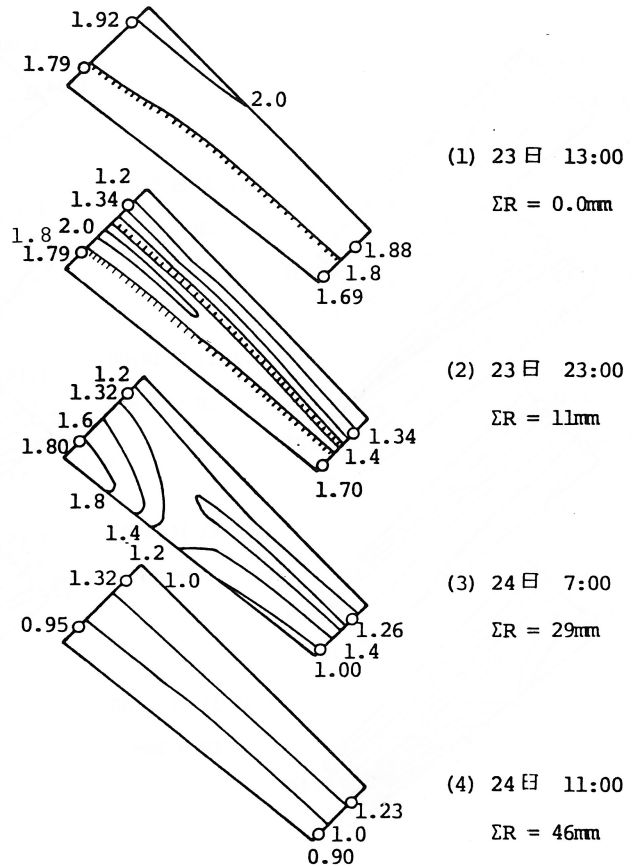


図-15(a) 二次元断面における圧力ポテンシャルの時間変化(7月23日)

(b), (c)図-15(a), (b)にそれを示す。

図-14(a), (b), (c)は、7月11日~14日の出水であり、降雨量 3.5mmで重力水発生が土層上部より始まり、次第に下方へと拡大して、累加雨量 8mmで流出が生起している。この時点では、下流No.5の下層部まで重力水の発生があり、10時から11時の1時間の降雨重が 4.5mmと大きかったため、累加雨量 9mmですでにNo.5-60cmが飽和しており、降雨の継続と共に順次、飽和水深が形成され、上流部へと拡大していくことがわかる。降雨の終了と共に、上流上層部より次第に水分量が減少していくが、流出終了時においても飽和帯は、まだ残存している。

また、図-15(a), (b)は、7月23日~29日の出水であるが、降雨前の状態は以前の出水の影響で、すでにNo.5-60cmとNo.10-80cmは重力水がある。さらに、流出が生起する累加雨量11mm時点では、下層のpF値がほとんど変化していないことから、上層と下層の間に圧力ポテンシャルの高い部分があると判断され、上層よりの浸透水と下層の重力水の間に閉塞封入空気があるのではないかと推測される。そして、累加雨量29mmでNo.5の地点で、下層と上層の圧力ポテンシャルの高低関係が逆転し、累加雨量46mmでNo.10の上流地点でも土壤水分量の逆転が起っている。この出水では、飽和水深は形成されず、降雨終了後は、徐々に上層から乾燥が進行している。

これらの図は、斜面土層を模式化し、さらに4点のテンシオメーターの値で、等圧力ポテンシャル線を作成したため、精度的には問題があり、さらに多くの点での観測をもとに検討を加える必要があるが、一応の傾向としては、出水時の土層内部の現象をあらわしているものといえよう。

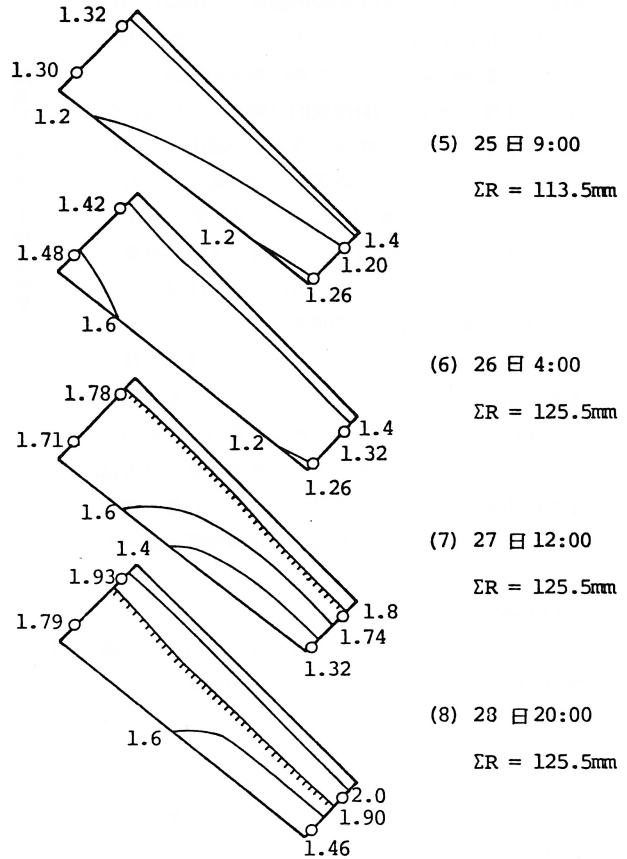


図-15(b) 二次元断面における圧力ポテンシャルの時間変化(7月23日)

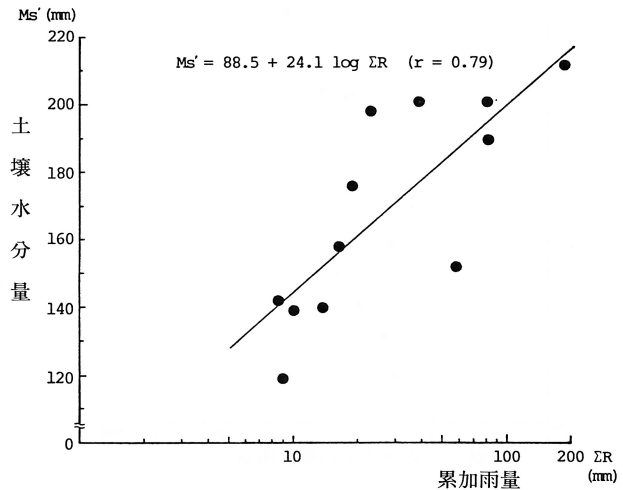


図-16 流量ピーク時における累加雨量と土壤水分量

つぎに、流量ピーク時における土壌水分量と累加雨量、ピーク時までの平均降雨強度との関係について、図-16および図-17に示す。これらの図に示すように、累加雨量および平均降雨強度の増加とともに、土壌水分量は指数関数的に増加している。なお、土壌水分量は累加雨量より大きい値を示しているが、テンシオメーター設置地点は谷筋にあたることであり、雨水の集中が起っているものと考えられる。また、図-18に流量ピーク時の土壌水分量とピーク流量との関係を、図-19にピーク流量とピーク時までの累加雨量との関係を示す。

これらの図によると、ピーク流量は土壌水分量とともに指数的に増大しており、また、累加雨量の2.4乗に比例して、いずれも相関が高いことが示されている。これらの結果から、土壌水分量の増大は、平均降雨強度および累加雨量を、それぞれ独自の要因として起り、ピーク流量は、土壌水分量の増大と共に非線形的に増大するといえるであろう。

(4) 損失強度

損失強度(L(t))は、蒸発散強度(E(t))と深部浸透強度(T(t))と考えられ、水収支における損失量として、

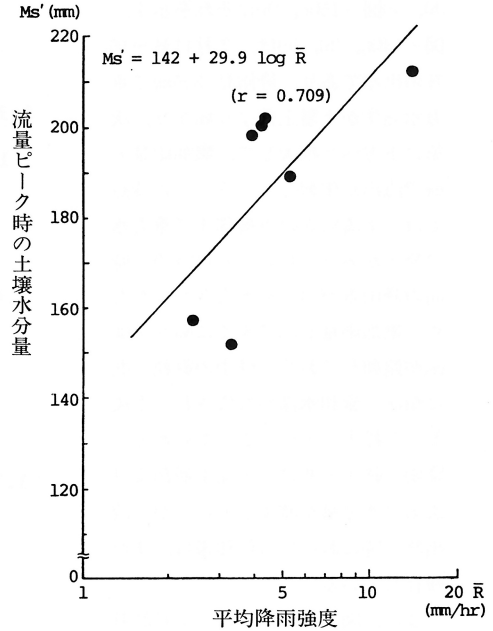


図-17 流量ピーク時における平均降雨強度と土壌水分量

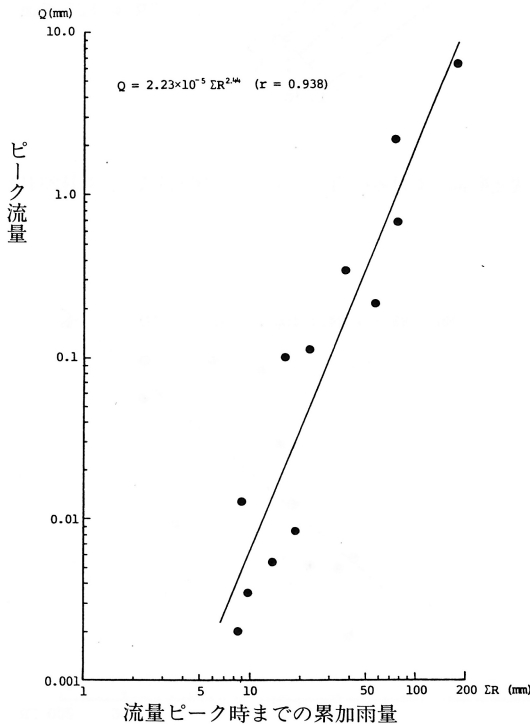


図-18 流量ピーク時までの累加雨量とピーク流量

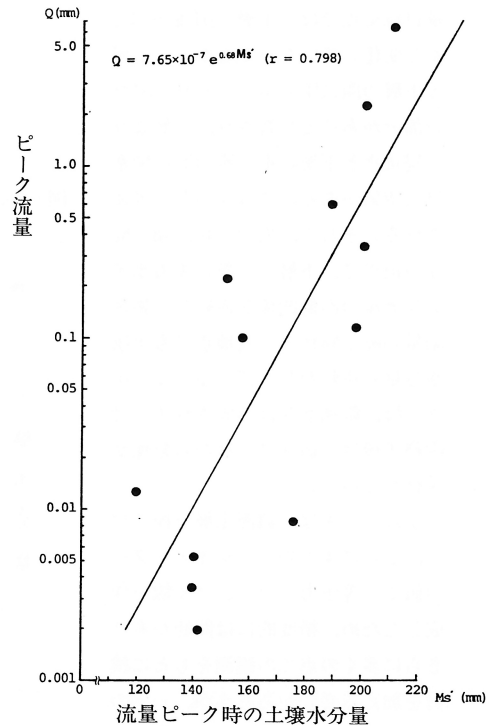


図-19 流量ピーク時における土壌水分量とピーク流量

次式ようにあらわすことができる。

$$L(t) = E(t) + T(t) + F(t) \quad (3)$$

$$L(t) = R(t) - Q(t) - \frac{\Delta s}{\Delta t} \quad (4)$$

ここで、 $R(t)$ ：降雨強度、 $Q(t)$ ：流出量、 $\Delta s / \Delta t$ ：水分貯留量の時間変化量である。また、(1)式の土壤水分変化量 $\Delta Ms(t)$ を水分貯留量の変化量と考えると、(4)式は、つぎのようになる。

$$L(t) = R(t) - Q(t) - \frac{\Delta Ms(t)}{\Delta t} \quad (5)$$

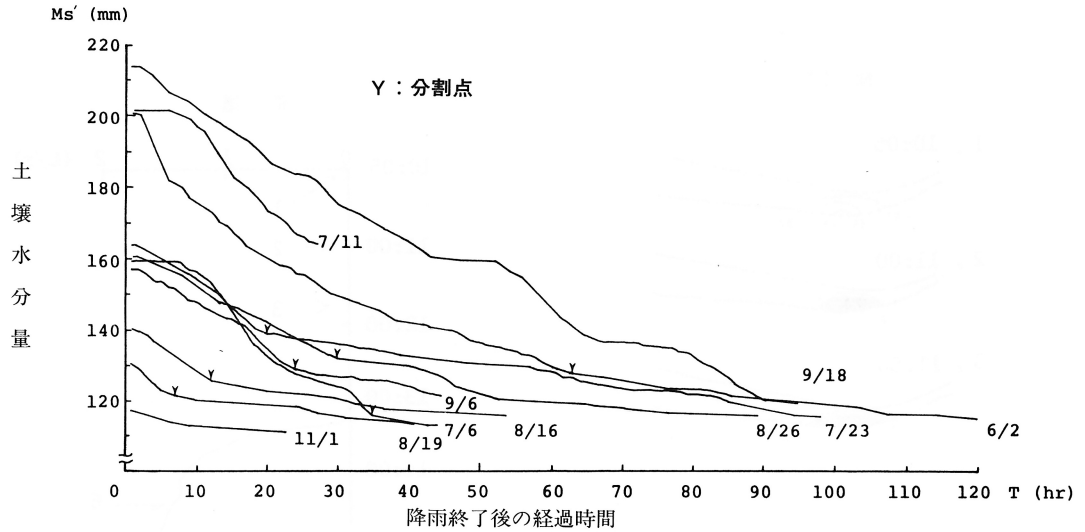


図-20 降雨終了後の土壤水分量の減少状況

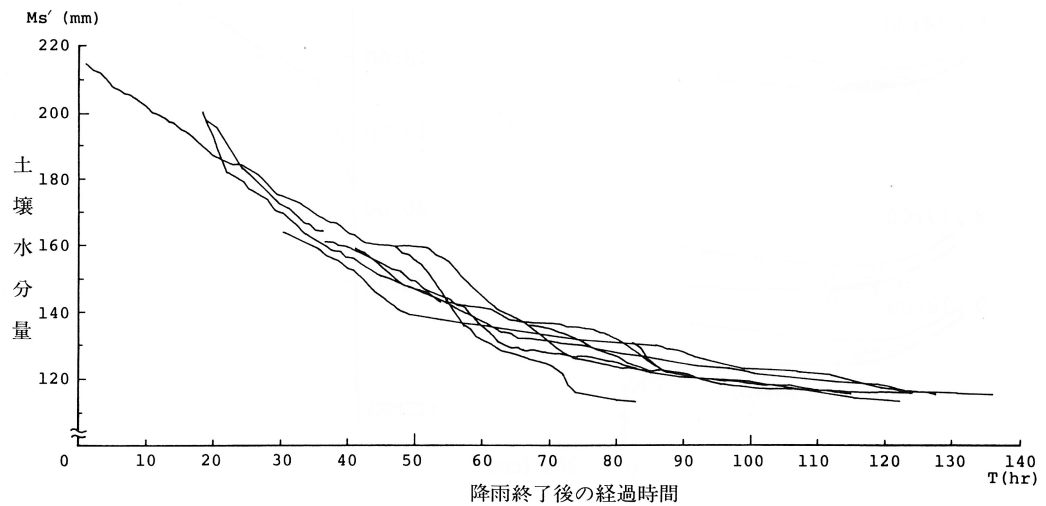


図-21 降雨終了後の土壤水分量の減少状況

であり、山林地斜面における土層の不均質性を考えると、さらに検討を要する問題を多く含んでいると考えられる。また、散水実験で、上流地点に散水域を設けた流下水の実験であるので、自然降雨時における流下断面と同じであるという保証はない。とくに、自然降雨時には、流下断面の左右の側方より流入が生じると考えられるので、流下断面の等圧力ポテンシャル線は、変化するものと考えられる。

しかしながら、この流下断面の計測によって、谷部でより集中的な流下が生じており、流下水深をもった流れが生じることが示されたといえるであろう。

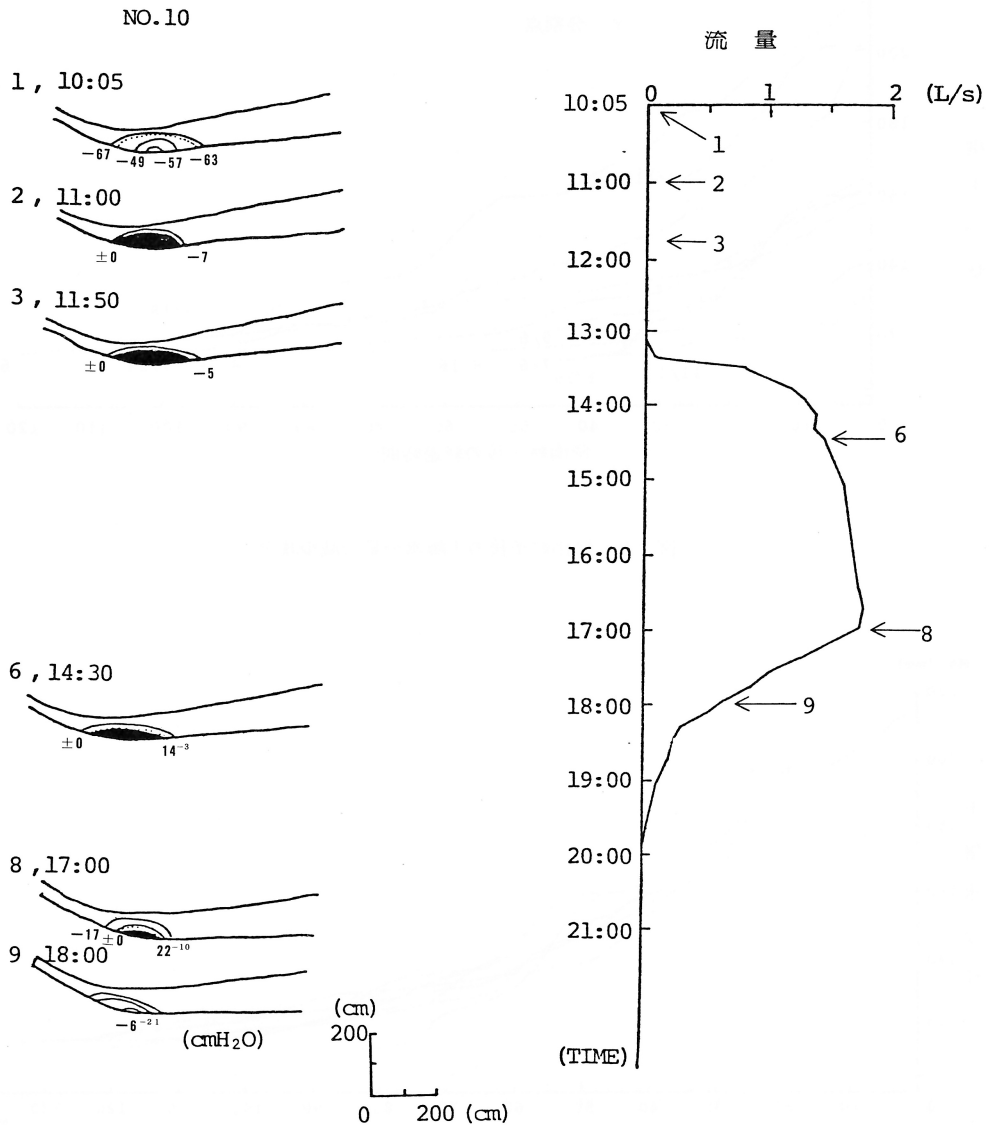


図-22(a) 流下断面の時間変化

そこで、(5)式をもとに各出水について損失強度を算定することができる。降雨初期の部分については、水分増加時の閉塞封入空気による圧力上昇などで、実際の土壌水分より過大な値を示すため、損失強度が負の値となる場合があり、算定上の誤差が大きい。しかし、降雨終了時あるいは流出終了時においては、その影響はほとんどないと考えられるので、その損失強度が実際の損失強度をあらわしているものと考えることができよう。損失強度は、蒸発散の影響をうけるので、日変化があり、12-15時に大きく、夜間に小さい値を示す。それゆえ、降雨終了後の土壌水分の減少状況は、図-20に示すように、波形を描きながら減少することになる。そこで、各土壌水分量の値を時間軸に平行移動させて、一本の曲線を作成すると図-21のようであり、土壌水分量120-140mmの付近で、曲線のてい減勾配が変化していることがわかる。

このてい減勾配について、図-20に示した分割点で分割し、それぞれの直線回帰式を求め、その比例定数をてい減係数とすると、表-2に示すようである。表-2で、 B_1 とあるのは、土壌水分量120-140mm以上の部分で、 B_2 はそれより以下の部分のてい減係数である。この値より、日損失強度を算定すると、 B_1 は31.0mm/day、 B_2 は6.4mm/dayであり、 B_2 は大部分が蒸発散量であると考えられるから、 B_1 までは、深部浸透が大きく、土壌水分量の増大は、その後の深部浸透量を増加させると考えてよいであろう。

また、降雨終了後の日損失量を算定すると、表-3のようであり、前述の土壌水分量の増大が深部浸透量を増加させるとの関係が示されているということができよう。

表-2 土壌水分量のてい減係数

てい減係数 DATE	B_1	B_2
6月2日	1.02	0.206
7月6日	1.47	0.277
7月11日	1.67	—
7月23日	1.35	0.297
8月16日	1.35	0.266
8月19日	1.44	0.221
8月26日	1.06	0.283
9月6日	1.26	0.317
9月18日	1.02	—
平均	1.29	0.267

IV 現地散水実験による流下水の挙動

現地散水実験の方法および結果については、参考文献4)に詳しいので、ここでは、今回流下水の挙動を流下断面で計測した結果について述べる。流下断面での流下水の計測は、No.9とNo.7

地点では、図-3に示したように横断方向に読み取り式のテンシオメーターを設置して計測したが、No.10, No.5, No.1の各地点については、表層部と下層部に設置した2個のテンシオメーターによっている。

散水開始より、各地点の流下断面における圧力ポテンシャルの時間変化と量水地点での流出量を示すと図-22(a)(b)(c)のようである。圧力ポテンシャルは、流下水が到達すると急激に低下してしまい、流下水は設置深度の深いテンシオ

メーターから到達している。このことから、流下水は、まず土層の下部を飽和させ、次第に土層上部へと流下水深を形成しながら流下していると考えられる。さらに、圧力ポテンシャルの流下断面での分布曲線は、図のように上に凸の形をしており、No.7地点の流下帯境界が凹の形状のところで、その傾向が著しくあらわれている。また、流下水深の増大にともない分布曲線の曲率は小さくなりより集中的に流下帯が形成されているものと考えられる。No.9地点のような平坦な土層断面のところで、流下の中心の移動が起ったりしているが、定常状態になるにつれて、分布曲線は平坦となり、減水時には、逆に凹となる傾向もみられる。

これらは、テンシオメーターの圧力ポテンシャル値より等圧力ポテンシャル曲線を作成した結果より考察したもの

表-3 降雨終了後の日損失強度

DATE	降雨終了後の経過 日数(日)		1	2	3	4	5
	降雨終了時の 総雨量(mm)	土壌水分量(mm)					
9月18日	295.5	214.0	30.1	24.4	23.2	16.5	—
6月2日	56.5	200.6	45.1	18.3	12.5	5.1	4.2
7月23日	125.5	163.5	26.9	6.7	7.5	7.3	—
8月26日	78.5	160.7	23.5	14.3	5.8	—	—
9月6日	24.0	157.6	28.1	7.3	—	—	—
8月16日	10.0	140.0	18.0	5.8	—	—	—
8月19日	4.0	130.5	12.7	4.7	—	—	—
11月1日	9.5	117.0	6.8	—	—	—	—

(単位はmm/day)

V 山林地斜面での流出機構

これまでの実験計測結果により、山村地斜面での流出機構について整理してみると、以下のようである。

降雨前においては、無降雨の期間が長くなるほど土層の土湿不足が進行しており、上流部上層部で乾燥が進み、下流部下層部が湿潤である。降雨があると、雨水は土壌表面より浸入し、下方浸透が始まるが、降雨強度により浸入速度は若干の影響をうけるが、降雨波形の効果がより大きいようである。初期損失量は、まず重力水発生までは、土層上層部ではほぼ一定量であると考えてよい。流出の発生までは、降雨強度と累加雨量が独立に関与すると考えてよく、降雨波形が重要なはたらきををすると思われる。

さらに、土壌水分量は、累加雨量の増加にともない急激に増加し、その後、降雨が継続しても増加量は少なく、過剰降雨となり、流出量の増大となる。それゆえ、まず、降雨によって、土層上部に重力水が発生し、降雨強度および累加雨量と関連した降雨波形の関連で下方浸透あるいは、側方流下が起り、下流部の土層下部より流出が生じ、この流出域が上流上層部へと拡大していくと考えられる。この流出関与域の拡大にともない飽和水深が増大し、流下速度を増すため流出量に非線形性があらわれると考えられる。

また、降雨終了後は、重力水の発生場所は、土層上部および上流部の土層下部より次第に減少していく。この時、

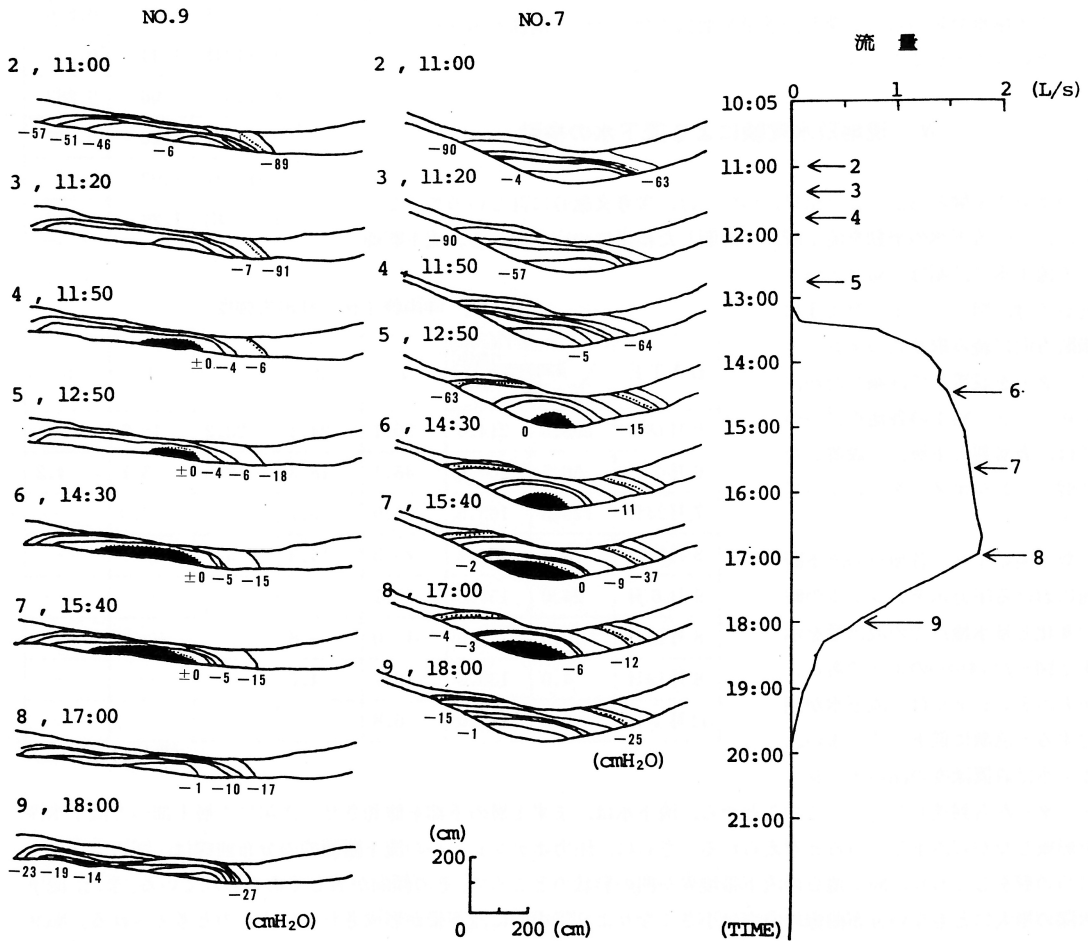


図-22(b) 流下断面の時間変化

土壤水分量が大きければ、より深部浸透量が増加することになり、いわゆる水源かん養に有効であるといえよう。この土壤水分量は、流出関与域での土壤水分量であり、谷部の土層の厚いところでの土壤水分量ということになると思われる。

VI おわりに

本研究は、山林地斜面の流出機構について、土壤水分などの現地観測、現地散水実験により、より詳細な現地での実証を与えることであった。いままで定性的にいわれていたことについての実証も多くあったが、興味ある事実もまた多く指摘することができたと思われる。残念ながらまだ、多くの資料の解析が不十分で、解析的なモデル化までには、さらに検討を要する問題もある。今後は、従来の流出モデルについて、ここでのべた流出現象との整合性を検討していくなかで、流出現象をより適確に物理的に説明できるモデル化へと進めていきたい。

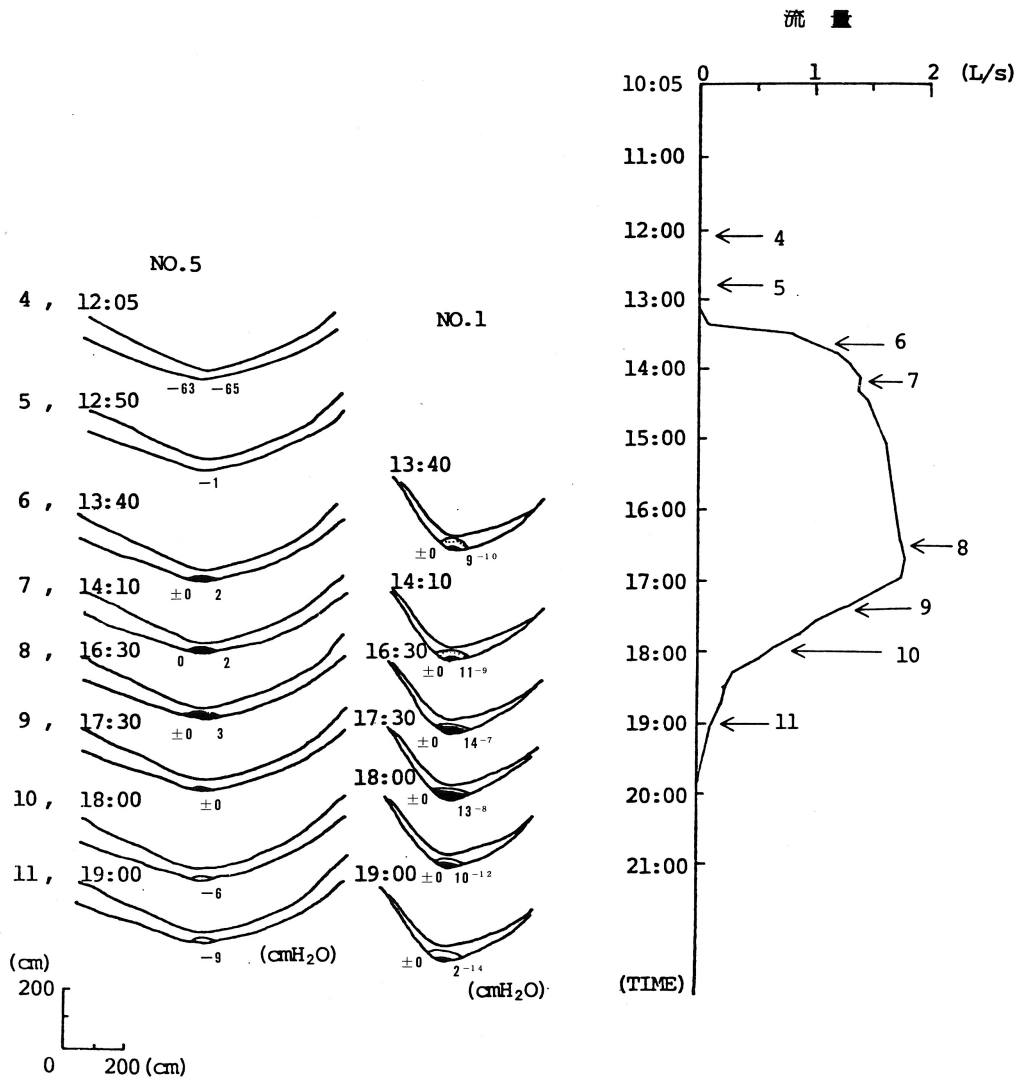


図-22(c) 流下断面の時間変化

参 考 文 献

- 1) 小川滋, 戎信宏: 愛媛大学米野々演習林における岩屋小屋第1号量水堰堤の自力建設について, 愛大演報16号 207-214, 1979。
- 2) S.OGAWA, N.EBISU & K.MIZUTANI : A Study of the Runoff Mechanism in the Mountainous Watershed. Bull. Ehime Univ. For. 17. 93-99, 1980。
- 3) 小川滋, 戎信宏: 岩屋小屋森林理水総合試験地の設定と観測施設について, 愛大演報17号. 117-126, 1980。
- 4) 小川滋: 山林地小流域における流出機構の現地実験的研究, 第26回水理講演会論文集, 205-210, 1982。

(1983年8月31日受理)