

山林地小流域における流出機構の現地実験的研究

Field Experimental Study of Runoff Mechanism in the Mountainous Watershed

愛媛大学農学部 正員 小川 滋

1 はじめに

山林地表層部における雨水流出機構には、表層部の水理学的特性の不均一性あるいは、不均質性が重要な役割をはたしていると考えられる。これらの不均一性、不均質性については、浸透能の測定などの地点的な実験的研究、あるいは流出解析にみられるモデル化による解析などがおこなわれているが、実際の流出にどのように関与しているかについての実験的・実証的な研究は、数少ない段階である。本研究は、表層部の特性が実際の流出機構にどのように関与しているかについて、現地の小流域試験地、およびそのなかに設定した小流出試験区における量水観測、散水実験等によって明らかにしようとしたものである。

2 試験地の概要

試験地は、図-1に示すように、愛媛大学米野々演習林3・4林班の岩屋小屋流域で、流域面積は、76.9haで、平均斜面傾斜角は、約33°であり、地質は黒雲母花崗岩である。植生は、スギ・ヒノキ・マツ・広葉樹である。さらに小流出試験区として、図-1に示すように、集水面積1306m²の山ひだ斜面流域および斜面ライシメーター試験区を設け量水観測をおこなっている。山ひだ斜面試験区は、図-2に示すように、いわゆる0次谷流域と考えられ、古い山崩れ跡地で、谷の出口が岩盤でかこまれており、その地点で図-4に示すような量水施設で量水されている。量水地点の土壤断面は、図-3のようであり、この地点からの流出は、常時は流出しておらず、降雨時のみに生起する中間流である。植生は、スギ・ヒノキの23年生であるが、山崩れ跡地のところでは、マツ・広葉樹が多い。斜面ライシメーター試験区の土壤断面は、図-5に示すように、残積性匍行土の平衡斜面と考えられるところで、斜面傾斜角は、33.7°である。試験区は、斜面長16m、幅5mの側面と上方

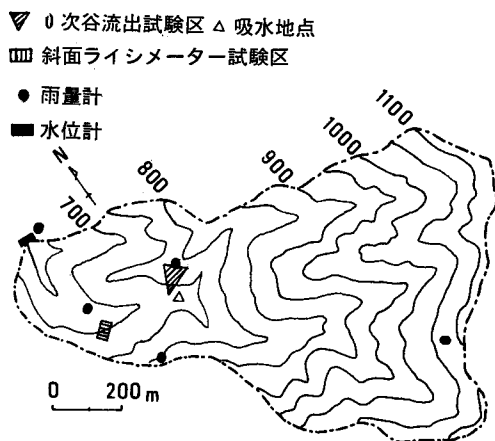


図-1 岩屋小屋試験地および小流出試験区

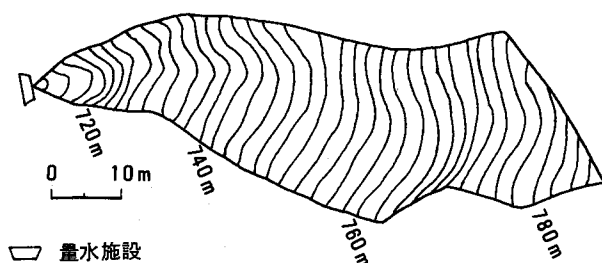


図-2 0次谷流出試験区

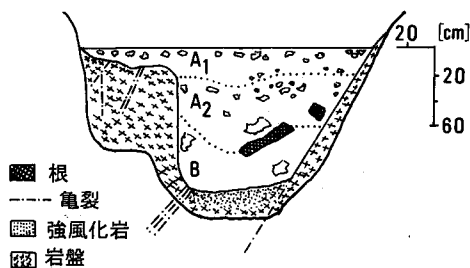


図-3 0次谷量水地点土壤断面

を深さ 90 cm にブリキ板で遮水し、下流端を深さ約 2 m カットして、A 層、AB 層、B 層、BC 層よりの流出水を日巻自記雨量計で量水している。植生は、23 年生のスギ林である。

観測値は、岩屋小屋流域では、1 時間単位、0 次谷、斜面ライシメーター試験区では、10 分単位で測定し、解析をおこなっている。

3. 試験地の流出特性

岩屋小屋流域における総雨量 (ΣR) と総損失雨量

(ΣR_L) の関係を示すと図-6

のようであり、指数関係で近似された。ただし、初期損失

として、15 mm 程度が考えら

れた。また、流出係数は、

0.3 ~ 0.6 の範囲である。0

次谷試験区では、流域境界が

明確でないため、集水面積に若干の誤差

はあると考えられるが、流出係数は、

0.1 ~ 0.01 のオーダーで、岩屋小屋流域

より 1 オーダー低い値となった。 ΣR と

ΣR_L の関係は、図-7 に示すようであり、

やはり指数関係が成立するものと考えられ

た。岩屋小屋試験全体での ΣR と ΣR_L の

関係は、0 次谷試験区と比較して非線形性

が強くでているといえるであろう。

つぎに、斜面ライシメーター試験区では、

表-1 に示すように降雨量の増加に対して

流出量も同様の波形で増加する傾向がみら

れたが、とくに A 層よりの流出は、降雨量

に比例して増加している。しかし流出率は、

$10^{-4} \sim 10^{-3}$ のオーダーであり、これは、

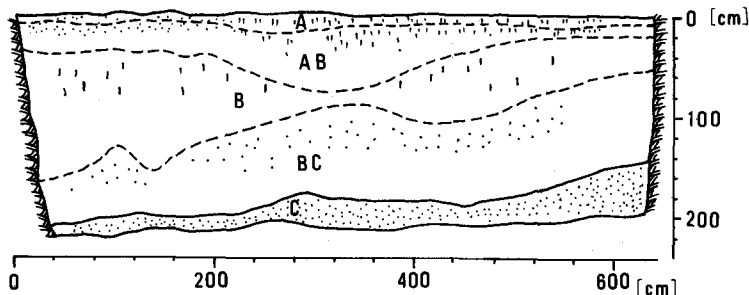


図-5 斜面ライシメーター試験区土壌断面

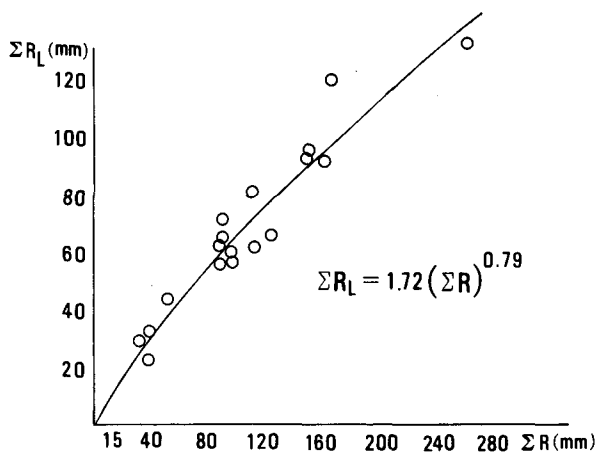


図-6 岩屋小屋流域における $\Sigma R \sim \Sigma R_L$ の関係

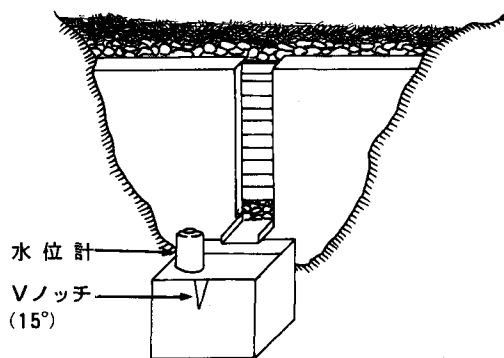


図-4 0 次谷水量水施設

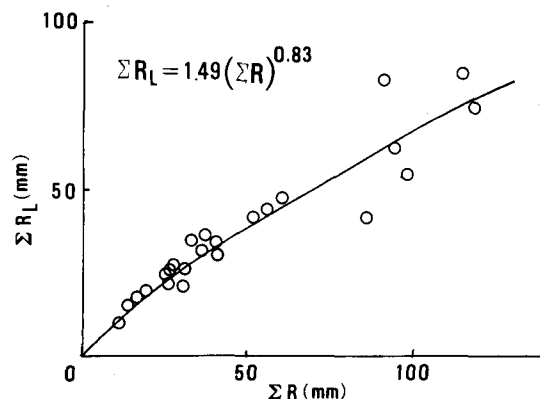


図-7 0 次谷試験区における $\Sigma R \sim \Sigma R_L$ の関係

下方への浸透過程と考えられ、この観測値の範囲内では、側方流が生起しているとは考えられない。さらに、流出量測定地点直上において、 $50\text{ cm} \times 200\text{ cm}$ の人工降雨装置をもちいて、 480 mm/hr の強度で約6時間散水した結果でも、各層よりの流出は観測されなかった。そこで、この結果をみるかぎりでは、残積性匍行土のような土層の厚いところでは、通常の降雨で斜面に到達した雨水は、ほとんど下方へ浸透していると考えてさしつかえないようである。

4 0次谷試験区における現地散水実験

0次各流出試験区において、図-1に示す吸水地点よりポンプアップして、図-8に示すように、標高766 m付近に散水した。散水は、可変噴霧ノズルで、散水地点において、量水タンクで量水し、散水域の測量をおこなって散水強度を求めた。実験は、表-2に示すように、散水強度を変化させておこない、0次谷量水地点において流出量を測定した。

散水強度は、表-

2に示すように、 1500 mm/hr から 3100 mm/hr であり通常の降雨では考えられない値であるが、散水域が狭く、量水地点からの距離は、

8.2 m と離れており、流出を生起させるためには、この程度が必要とされた。また、図-8に示すように、途中でテンション

メーターを深度を変えて設置し、流下水の到達を観測した。さらに、簡易の貫入試験機で流下帯の土層の厚さを測定したが、この土層の厚さとしては、(A層+B層)の厚さと考えられる。なお、RUN-4は実験途中で降雨があったため、流出係数については、その降雨量も考慮している。また、岩屋小屋試験地全体の量水観測もおこなわれ

ているため、散水流量、0次谷流出量、岩屋小屋流量が同時に計測されていることになる。

5 散水実験による流下水の状況

散水強度が大きく、かつ集中しているため、散水地点付近では、土層が約70 cmと厚いにもかかわらず、

図-1 斜面ライシメーター試験区流出量

出水	総雨量 (mm)	A層 $\times 10^{-2}$ (mm)	B層 $\times 10^{-2}$ (mm)	B層 $\times 10^{-3}$ (mm)	総流出高 $\times 10^{-2}$ (mm)
1	20.5	1.23	0.23	0.0	1.25
2	32.0	3.68	0.47	0.0	3.73
3	126.5	26.90	21.20	3.30	29.40
4	37.5	6.36	9.43	0.47	7.35
5	112.5	11.70	14.60	0.0	13.20
6	104.5	25.70	56.10	4.71	31.80
7	85.5	14.20	57.00	34.40	23.30
8	35.0	5.86	7.31	5.66	6.98

表-2 散水実験諸元

RUN	散水面積 (㎡)	散水流量 (ℓ/s)	散水強度 (mm/hr)	散水時間 (hr)	流出係数	ピーク流量 (ℓ/s)	到達時間 (hr)	到達までの 散水量 (ℓ)
RUN-1	10.50	5.35	1834	4.00	0.112	1.48	3.13	57823
RUN-2	9.26	4.01	1558	7.56	0.084	0.66	4.50	57860
RUN-3	12.44	6.11	1770	4.65	—	2.22	2.30	44102
RUN-4	8.31	3.89	1684	3.83	0.253	1.10	—	—
	10.49	6.07	2084	3.00	—	1.88	2.30	43813
	4.30	3.74	3131	5.00	(0.234)	1.14	—	—

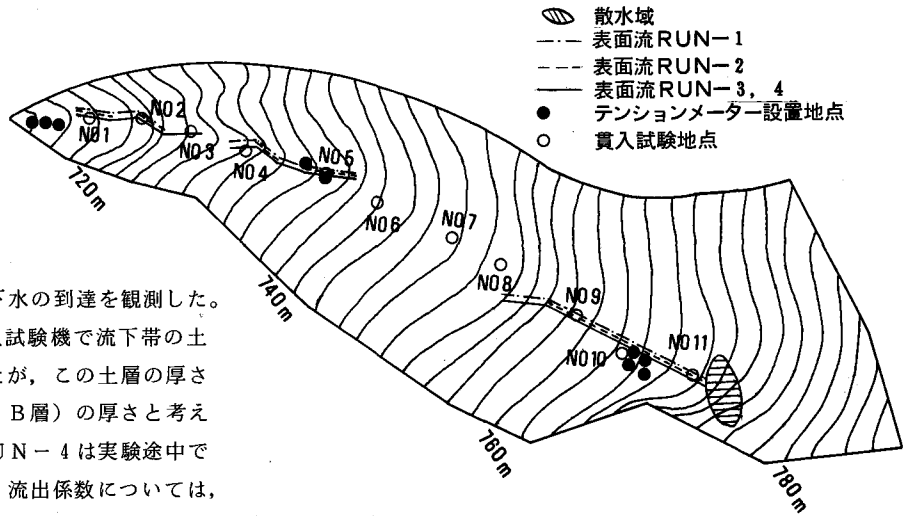


図-8 散水実験位置および測定法

表面まで飽和して表面流を生じし流下し、途中土層の厚さが約1mと厚いところで中間流となり、さらに岩盤でかこまれた土層の薄いところで表面流を生じし、量水地点では中間流となって流下した。各実験における表面流生起区間について、縦断面および土層深との関係を示すと図-9のようである。散水流量によって生起区間は多少異なっており、流下流量による流下水深の形成が相違するためと考えられるであろう。この状況から流下は“水みち”的なものを形成しながら流下し、土層の深浅によって表面に出たりもぐったりすることが示されており、山地表層部での雨水の流下状況に対する一つの実証を与えているものと考えられる。

6. 到達時間および流下速度

散水地点からの各テンションメーターおよび量水地点まで流下に要する時間を到達時間として、流下速度を算定すると、図-10に示すようである。また、各テンションメーターにおけるH₂O水位と散水時よりの経過時間について、図-11にRUN-3の例を示す。図-10によると散水流量の増加と共に流下速度は速くなっており、また、設置地点が同じでないで明確ではないが、図-11に示すように、テンションメーターの設置深の深い方から到達が確認されている点を考えてみると、まず、下層の飽和がおこなわれ次第に上層へと飽和水深を形成しながら流下していると考えられ、さらに、水深の増加と共に流下速度が速くなると考えてよいであろう。流下速度は、0.5～2.5 cm/sの範囲であるが、各テンションメーターの区間での流下速度を最深テンションメーターの到達時間

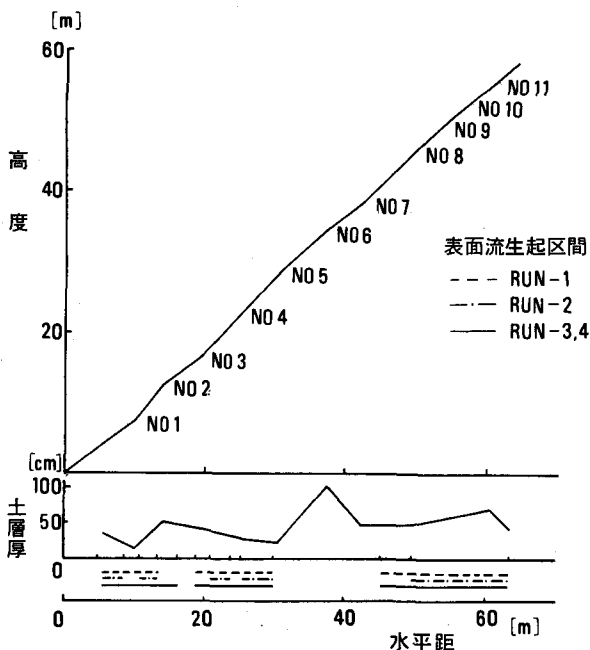


図-9 表面流生起区間と土層厚

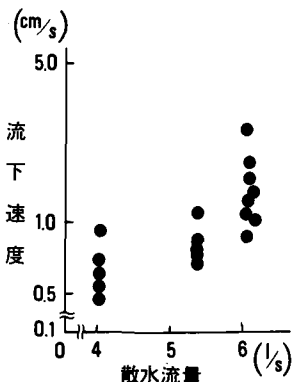


図-10 流下速度と散水流量

間の到達時間をもちいて算定すると、やはり散水流量の増加と共に速くなっており、範囲は0.45～1.5 cm/sであり、とくに中間流となっている区間では、0.45～0.8 cm/sと遅くなっている。

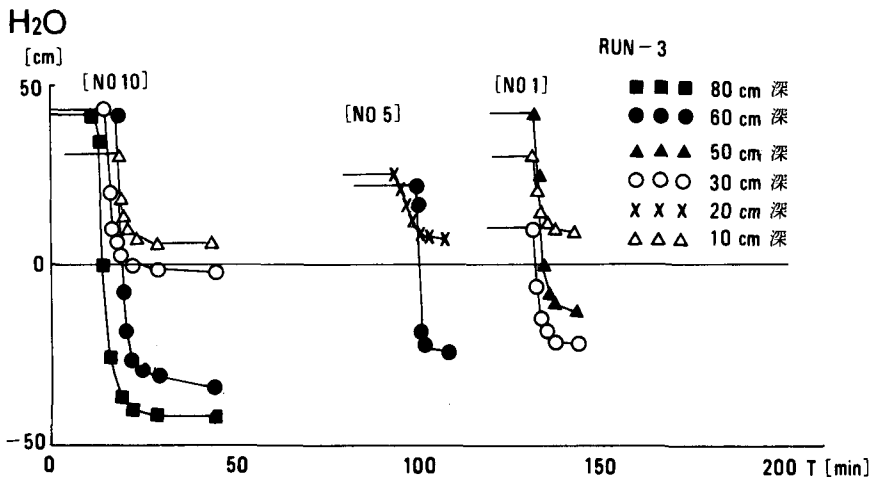


図-11 各テンションメーターにおけるH₂O水位と散水時からの時間

7. 損失量および損失強度

表一2に示したように、散水流量の増加にともない量水地点までの到達時間は減少しており、その時点までの散水量も減少している。到達までの散水量は、流下帯土層の飽和に要する量と深部浸透量および流下途中の水量であるので、散水流量の増加によって、深部浸透量、飽和に要する量が減少し、流下水量が増加していると考えることができよう。このことは、平均的にではあるが、散水流量 (Q_{IN}) と流出量 (Q_{OUT}) の差を流下帯における損失強度と考え、その時間変化を示した図一12によるとさらに明らかになる。すなわち、散水流量の増加は、急激な損失強度の減少を示すが、最終的にはある一定の損失強度に近づくと考えられるであろう。これは、散水流量を降雨強度と考えれば、降雨強度によって、深部浸透量、土湿不足を満たす飽和水量が変化することを示すものと考えられる。しかしながら、この点は、流下帯全体を平均的にとりあつかっているため、時間的、場所的な変化については、さらに詳細な実験が必要である。

また、散水実験による流出量の定常化は、今回の実験時間中には実現せず、深部浸透量も次第に減少していくものではないかと考えられたが、減少量としては、図一12に示すように微少であった。

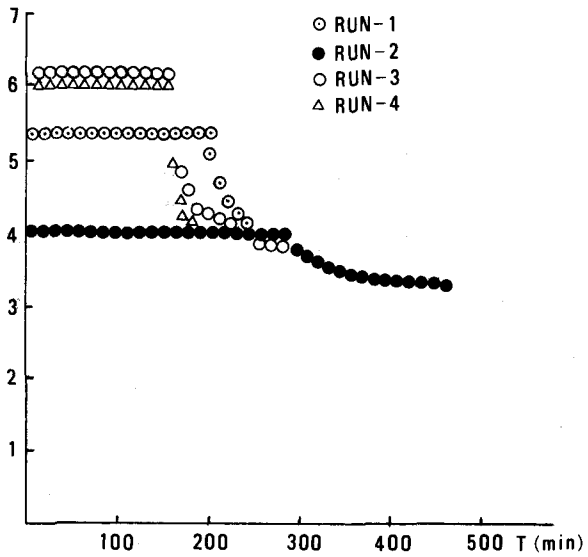
8. 減水特性

散水停止時点から量水地点での減水が始まるまでの時間を減水伝播時間と考えれば、表一3に示すようである。伝播時間は、35～50分と10～20分に分けられるようであり、散水流量の増大、すなわち流下水深の増加によって、伝播時間が速くなっているようである。伝播速度も速い方で10～20cm/s、遅い方で3～4 cm/s のオーダーであり、かなり速い速度での流下が考えられる。

表一3 減水特性

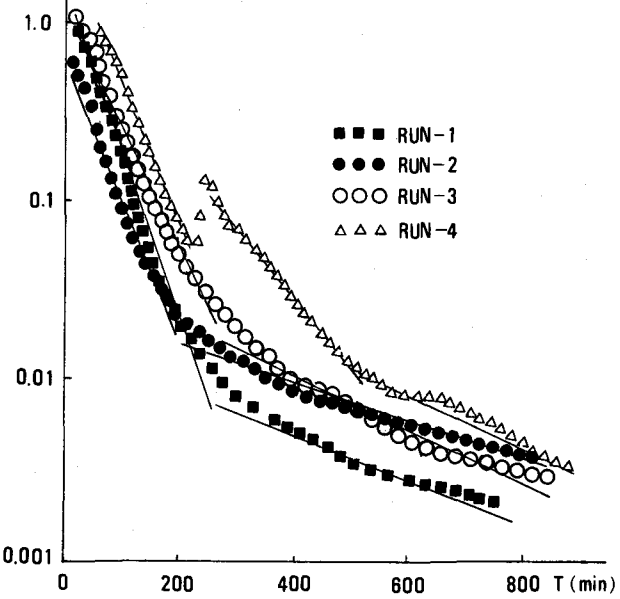
RUN	散水流量 (ℓ/s)	λ_1	λ_2	減水伝播時 (min)
1	5.35	1.16	0.16	11
2	4.01	1.06	0.15	52
3	6.11	—	—	18
4	3.89	0.92	0.20	35
	6.07	(1.06)	—	8
	3.74	(0.52)	(0.19)	47

(ℓ/s) $Q_{IN}-Q_{OUT}$



図一12 損失強度の時間変化

$Q(\ell/s)$



図一13 0次谷流出量減水曲線(散水実験)

つぎに、減水曲線を片対数紙上にプロットすると、図-13のようであり、明瞭に2つに分割でき、指数減水として、それぞれに減係数(λ_1 , λ_2)を求めると表-3のようである。()は、実験途中に降雨があったものである。 λ_1 については、散水流量の増加によって、減水勾配が急になる傾向を示し、 λ_2 は大差ないと考えてよいようである。これらの結果より、平均的には、2層に大別できるような流下形態をとりながら、散水流量の増加によって、より集中流を生起していると推論できるであろう。これらの点についても、さらに実験的証明が必要とされる。

9. 岩屋小屋試験地の流量変化

試験地全体における散水実験の効果の1例を示すと図-14のようである。吸水終了時点から、岩屋小屋量水地点で流

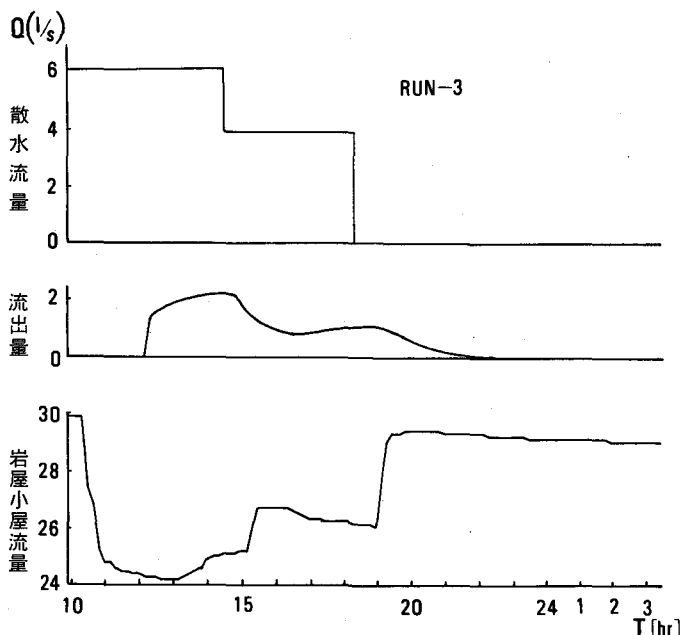


図-14 岩屋小屋試験地における流量の変化

量が回復するまでの時間は、80~90分程度であり、吸水量4~5 l/sが段波として到達する時間および波形を示すものである。なお、流路長は600 mである。また、0次谷流出量が約1 l/s以上になると岩屋小屋量水地点の流量の増加が認められた。これは、波形と絶対流量の2つの問題を含んでいると考えられる。

10. 流出機構の検討

小流出試験区の量水観測、現地散水実験による流下、流出の特性および試験地全体への影響などをもとに流出機構を考察するとつぎのようである。流域内には、ほとんどが下方浸透してしまい、その場所では側方流が生起していない場所があり、これは通常の降雨では、短期流出には関与していないと考えるべきであろう。それゆえ、流出に関与している場所あるいは、小流出区があり、ここでは、深部浸透強度以上の降雨強度によって側方流を生起させ、さらに降雨強度の増大は、流下水深を増加させ、流下速度を増して流下していくものと考えられる。これは、著者(1977)が提案した“water-path”モデルとして近似できるものと考えられる。さらに、このような小流出区における流出量の形成が、流域全体の短期流出におよぼす影響は、ある限界値以上において効果があらわれると考えられる。

このような流出機構を流出解析としてモデル化するためには、さらに多くの実験的研究が必要とされるが、著者ら(1981)が提案した流出の生起場の考慮および斜面の運動の式における定数の変化の方法も一つの方法であろう。また、短期流出にその場所では関与していなくても、ある径路で関与する場合もあり、この点の究明も必要であろう。

11. まとめ

本報告は、流域内において流出に関与する場所および表層部の流出特性について、量水観測、現地散水実験によって明らかにしようとしたものであるが、実験結果の十分な解析がすんでおらず明確な結論を出すにはいたっていないが、今後このような実験的研究を充実させ、流出機構の解明を進めていきたい。

- 〔参考文献〕 (1) 小川 滋(1977): 山地小流域における出水解析の基礎的研究, 九大演報50号,
(2) Ogawa S. and Ebisu N.,(1981): Numerical simulation of non-linear interflow runoff from small watershed using “water-path” model, XVII IUFRD World Congress.