

徳島大学工学部 正 員 ○端 野 道 夫

徳島大学大学院 学生員 地 紙 満

1 はしがき

実際の山地流域からの雨水流出は、大洪水といわれるものを除いたほとんどの場合、中間流出を主体としたものであることが、由良川および相俣試験地における流出解析の結果指摘されているところであり、我々も同様な傾向を吉野川上流域での貯留関数法による解析によつて明らかにした。こうした意味で、雨水流出における中間流の挙動を的確に把握することが、表面流、地下水流を解析する上でも重要であることはいうまでもない。

本研究は表層内中間流の実験によつて中間流とそれに伴う流域貯留の特性に対する降雨の影響について新たな知見を得ようとするものである。従来、飽和浸透流に関する基礎方程式中の輸送項に比べ拡散項が無視できない場合については不明の点が多い。また、porousな表層斜面においては不飽和浸透流が斜面方向に生じることが予想される。幸い、貯留関数法がこうした場合にもかなり有効であると思われるので、流域貯留の面から実験結果の解析を行なうことにする。

2 流域貯留に関する基礎的考察

雨水の表層流れを図-1のような二次元場を考える。表層下部への浸透はないとすれば単位斜面流域当りの連続式は次式で与えられる。

$$ds/dt = r - q \quad (1)$$

ここに、 r = 降雨強度、 q = 下流端における流出強度、 s = 表層内貯留高、 t = 時刻、

である。 s は飽和部（水面下）の貯留高 s_s と不飽和部の貯留高 s_u に分離できる。（以後、添字 s 、 u はそれぞれ飽和部、不飽和部の量を示す。）同様に、 q も q_s と q_u に分離されうるから、次式を得る。

$$ds_s/dt = r_s - q_s \quad (2) \quad ds_u/dt = r_u - q_u \quad (3)$$

$$s = s_s + s_u \quad (4) \quad q = q_s + q_u \quad (5) \quad r = r_s + r_u \quad (6)$$

飽和部における流れについてはDarcy則が成立する範囲内にあるとすれば、下流端からの飽和部流出量 q_s は次式で与えられる。

$$q_s = K \left(\sin \theta - \frac{\partial H_{sd}}{\partial x} \right) H_{sd} / L \quad (7)$$

ここに、 K = 飽和浸透流に関する透水係数、 θ = 斜面勾配、 x = 上流端からの距離、 L = 斜面長、 H_{sd} = 下流端の飽和水深、である。したがつて、式(5)、(7)を用いて全流出量 q から不飽和部流出量 q_u を分離することができる。一方、飽和部水深 H_s が斜面方向について知れば、飽和部貯留高 s_s は次式によつて容易に得られる。

$$s_s = \frac{m}{100L} \int_0^L H_s dx \quad (8)$$

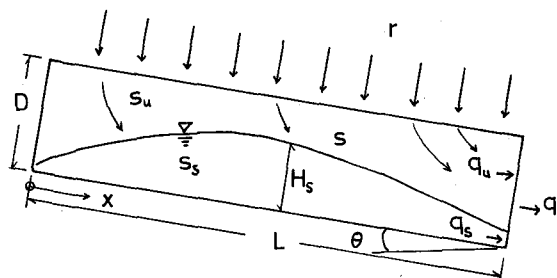


図-1 表層流れに関する模式図

ここに、 m は表層の間隙率である。不飽和部貯留高 S_u は式(1)、(4)および(8)を用いて求められる。降雨開始前における表層内初期貯留高 S_i は、飽和水面が存在しないとき、次式で与えられる。

$$S_i = G W_i D (1 - \frac{m}{100}) \quad (9)$$

ここに、 G = 砂の比重、 W_i = 初期含水比、 D = 表層厚、である。この S_i のため不飽和部に対する空隙率 γ はすでに間隙率 m より小さくなっている。降雨開始後のある時刻における不飽和部全体の平均的な空隙率 γ は次式より得られる。

$$\frac{\gamma}{100} = \frac{m}{100} - \frac{S_u}{\{D - (100 S_s/m)\}} \quad (10)$$

S_s 、 g_s および S_u 、 g_u が分離されれば、式(2)、(3)および(6)より降雨 r は飽和浸透流に寄与する降雨成分 r_s と不飽和浸透流に関与する降雨成分 r_u に分離することができよう。一般に、飽和浸透流の基礎方程式、すなわち、

$$\frac{\gamma}{K} \frac{\partial H_s}{\partial t} + (\sin \theta - \frac{\partial H_s}{\partial x}) \frac{\partial H_s}{\partial x} - H_s \frac{\partial^2 H_s}{\partial x^2} = \frac{r_s}{K} \quad (11)$$

における右辺の r_s を与える場合、降雨 r はほぼ鉛直下方に浸透し飽和水面に達すると考え、 $r_s \div r$ の近似をすることが多いが、この近似の妥当性は上述の方法によつて検討することができる。

さて、式(11)は拡散効果を含む場合、解析はきわめて困難であり、不飽和浸透流が共存するときにはほとんど実用に耐えうる解析法が得られていないといつても過言ではあるまい。そこで、直接流出の実用的解析法としての貯留関数法によつて、このような場合にどの程度 *approach*が可能であるか検討する。貯留高 s と流出量 g は一般には一価関数関係でないが、貯留関数法では遅滞時間 T_d なる *parameter*を導入することによつて、式(1)に代る連続式と運動方程式に相当する関係式を次式のように得ている。

$$dS_e/dt = r - g_e \quad (12)$$

$$S_e = k g_e^P \quad (13)$$

ここに、 $g_e = g(t + T_d)$ 、 $S_e = g_e$ に対応する見かけの貯留高、 k 、 P = それぞれ $S_e - g_e$ 関係の係数、指数、である。飽和部と不飽和部の存在する場合には、貯留特性の相違を考えて式(12)、(13)についても分離するべきであろう。すなわち、

$$dS_{se}/dt = r_s - g_{se}, \quad S_{se} = k_s g_{se}^{P_s}, \quad g_{se} \equiv g_s(t + T_{ds}) \quad (14)$$

$$dS_{ue}/dt = r_u - g_{ue}, \quad S_{ue} = k_u g_{ue}^{P_u}, \quad g_{ue} \equiv g_u(t + T_{du}) \quad (15)$$

ここに、添字 s は貯留関数法に関する量を示す。この場合、飽和部に関する式(14)はともかくとしても不飽和部に関する式(15)における $S_{ue} - g_{ue}$ 関係を満足するような *parameter*; k_u , P_u , T_{du} を合理的に決定することが可能か否か問題の残るところであろう。したがつて、本論文では式(14)、(15)の可否を実験結果の解析によつて考察するだけに留めざるを得ない。

3 実験装置、方法、および実験ケース

本実験は大阪大学工学部の降雨発生装置および流域モデルを借用して行なつた。降雨発生装置の詳細は文末の文献を参照して頂きたい。概略を記せば、一定水頭で雨水パイプに給水し、 $\phi 0.6 \text{ mm}$ のノズルから水を落下させ、流域モデル上に降らす。流域モデルとして、高さ 50 cm 、幅 18.5 cm 、有効長さ 360 cm の硬質塩化ビニール製（透明）水路に、 $d_{50} = 0.64 \text{ mm}$ 、間隙率 $m = 48.2\%$ の粗砂を一樣な厚さに敷き、表層モデルとした。下流端には砂止め用スポンジを固定し、これを通過する流出量を2分間毎に測定した。飽和水深は斜面方向 20 cm 間隔で水路側面に設けたマンメーターでそれぞれ2分間毎に測定した。雨量は水路横に設けた雨量マスで計り、これを定常時の流出量より逆に補正した。実験開始前の初期含水比を求めるために、砂層中央部の砂を上、中、下流の各測点より採取した。

斜面勾配を $\tan\theta = 0.176$ 、砂層厚を $D = 25 \text{ cm}$

に固定し、降雨条件を表-1のように変化させた。

降雨域は斜面全域、上流部半分、および下流部半分の3ケースであり、降雨波形は、一定型、単調増加型、単調減少型、および一山型、の4ケースである。降雨強度は全体を通じて、 $2 \sim 8 \text{ mm/2min}$ の範囲であつた。降雨継続時間については、流量および水面形が定常に達するのに要する時間と、この所要時間のほぼ $1/2$ の時間、の2種類とし、前者と後者は表-1のRun No.の奇数と偶数にそれぞれ対応する。

4 実験結果の解析と考察

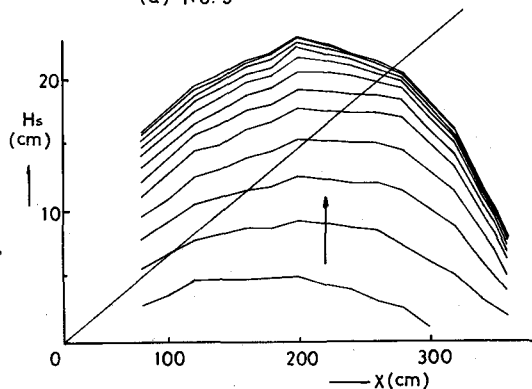
1) 飽和透水係数 K の推定 Run No. 5 では、雨水流出が定常に達しているとき、飽和水深 H_s が表層厚 D に等しくなる測点が中央部にあり、この測点で、 $rx = K(\sin\theta - \frac{\partial H_s}{\partial x})H_s$ より K を逆算すれば、 $K = 0.286 \text{ cm/sec}$ となつた。この値はよく知られている概略値 0.35 cm/sec ($d = 0.5 \sim 1.0 \text{ cm}$) に比べて妥当な値と考えるとよい。また、Reynolds数を概算すれば $Re \div 0.2 \sim 0.8$ であり、Darcy 則の仮定も満足される範囲にある。水路の側面および底面の粗度が砂層のそれに比べ小さく、これらの境界面に沿つた流れが砂層内流れよりも早いと考えられ、 K に対する影響が多少あると思われるが以下の計算では $K = 0.286 \text{ cm/sec}$ とした。

2) 拡散項の効果 図-2は全流域に定常時ま

表-1 実験ケース

Run No.	降雨域	降雨波形	降雨強度 (mm/2min)
1 ~ 14	全域		2.63 ~ 6.53
15, 16	全域		3.00 ~ 7.09
17, 18	全域		2.50 ~ 6.90
19, 20	全域		3.15 ~ 6.42
21 ~ 24	下流部半分		0.95 ~ 2.17 (全域換算値)
25 ~ 28	上流部半分		1.45 ~ 3.14 (全域換算値)

(a) No. 9



(b) No. 13

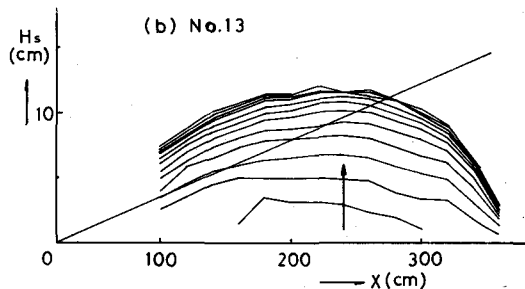


図-2 飽和水面の時間変化

で一定降雨を与えた場合の2ケースについて、飽和水面の時間変化を4分毎に示したものである。拡散項を無視し、かつ $\sin\theta \gg \frac{\partial H_s}{\partial x}$ としたときの定常水面形は次式で与えられる。

$$H_s = \int_0^x r_s dx / (K \sin \theta) \tag{16}$$

ところが、図-2より明らかなように、 $r_s \doteq r$ = 場所的にも一定、とした推定水面形は実測とはまったく異なっている。この主原因は拡散項の影響の強さにあると考えられることは当然であるが、
 もう一つの注目すべき原因は r_s の場所的变化にあると考えられる。これは、不飽和浸透流流線が鉛直下方でないことに帰因するものであり、こうした r_s の場所的变化は式(11)の左辺を知ることによつて逆に把握することができよう。この点の詳細は講演時に譲る。

3) 飽和部と不飽和部に関与する貯留高、流出量、および降雨 図-3に q_s/q の時間変化を示す。これによれば、飽和浸透成分が hydrograph の立上りとともに増加するが、定常状態に達してもなお $q_s/q \doteq 0.6$ 程度にしかならない。また、降雨強度 r が小さくなれば q_s/q も減少することが確認された。本実験では、ほぼ中央部で水面が盛り上り、下流端における飽和水深 H_{sd} と砂層厚 D の差が大きく、この部分が不飽和流出を促進していると考えられる。逆に、前述のように雨水は鉛直下向の飽和水面にすべて供給されていないことを示唆するものであり、インクを流した浸透流流線の側面観察からも裏付けされた。

一方、 S_s/S の時間変化を示すと図-3のようであり、 q_s/q のそれと同様な傾向が見られる。また、式(2)、(6)より求めた r_s/r の時間変化を同じく図-3に示す。もちろん、ここで得られた r_s は流域全体についての平均値である。この結果によれば、降雨開始後から水面形成時までは $r_s/r=0$ であるが水面形成直後 $r_s/r \doteq 1.5 \sim 2.0$ 程度にも達し、その後時間とともに振動しながら減少し定常に達する。降雨停止直後には、 $r_s/r = -1.8 \sim -2.3$ 程度にもなる。 r_s/r が負であることは飽和水の何割かが不飽和部に残留することを示し、あたかも飽和水が不飽和部に吸収されるかのように見える。その後、時間とともに r_s/r の負の値は減少し、最終的に0になる。このような傾向は鉛直不飽和浸透流について指摘されてきた点でもあるが、興味ある事実といえよう。

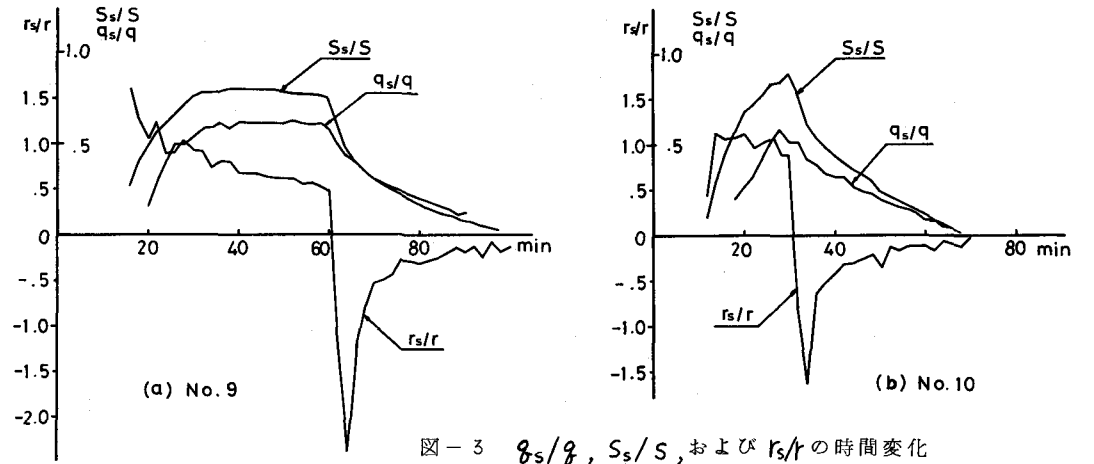


図-3 q_s/q , S_s/S , および r_s/r の時間変化

なお、式(11)より不飽和部全体についての空隙率 γ を算定すると、不飽和浸透流出の生じているとき

$\gamma \div 29 \sim 32\%$ 程度であつたが、その時間変化を正確に抽出できなかった。

4) 貯留高と流出量の関係 $S-q$, S_s-q_s , および S_u-q_u の各関係を図-4 に示す。ただし、 S 、 S_s 、 S_u の各値は流れに關与する貯留高を用いるべきと考え、初期貯留高を引いたものを用いた。図-4 より明らかなように、 S_s-q_s 関係はかなり安定した傾向を示し、式(14)のような貯留関数を適合させることが可能のように推測される。これに対し、 S_u-q_u 関係は複雑である。 q_u の時間的增加につれ、 S_u は飽和水面が形成されるまで増加する。その後も水面上昇とともに q_u が増加するにもかかわらず、逆に S_u はほぼ定常時まで減少しつづける。降雨停止後、 q_u はほとんど増加しないのに対し、 S_u だけが水面低下とともに回復し極大点をもつに到る。その後、 q_u とともに S_u は減少するが立上り部とは一致しない。このことは前述の r_s/r の時間変化からも推察されたように、不飽和部はあたかもスポンジのような挙動をする。この原因として、不飽和部内の毛管水、圧縮空気、あるいは hysteresis 等のきわめて微妙で複雑な相互作用によるものと考えられる。この結果、 $S-q$ 関係は S_u-q_u 関係のために乱され、 S_s-q_s 関係よりも悪化している。

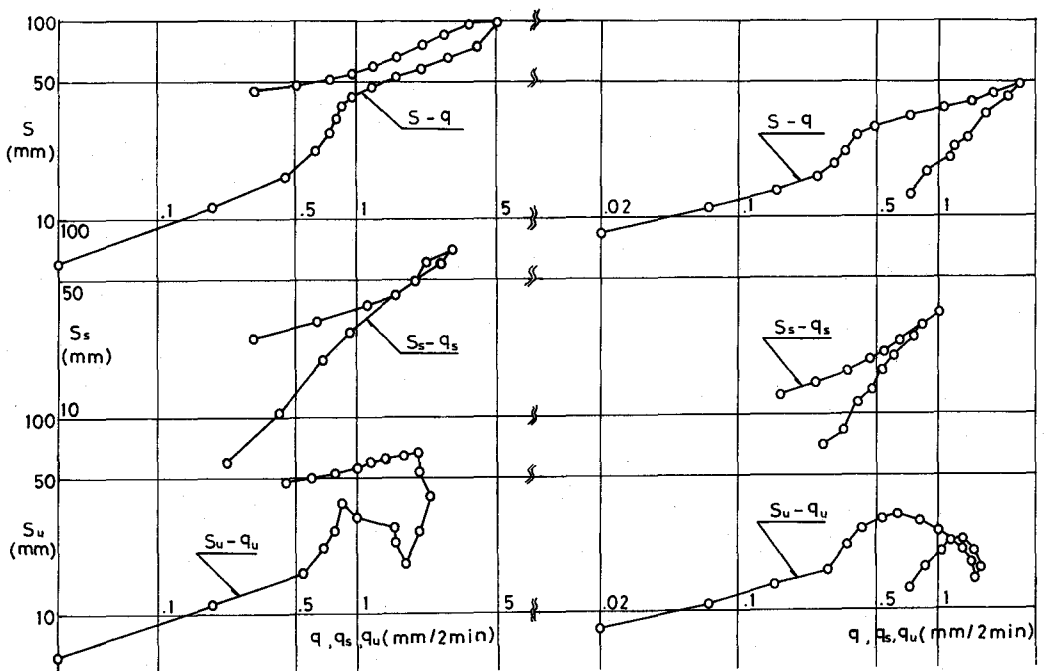


図-4 $S-q$, S_s-q_s , および S_u-q_u の各関係

5) 貯留関数法による hydrograph の適合性 式(12)、(13)によつて全流出量 q の hydrograph に適合させた結果を表-2 に示し、図-5 には 2、3 の hydrograph を示す。(実線は推定値である。) 解析精度の判定基準として、次式のような相対誤差を定義した。

$$E_r = \sqrt{\sum \{ \hat{q}(t) - q(t) \}^2 / N} / q_{\max} \quad (17)$$

ここに、 $\hat{q}(t)$ = 推定値、 N = 時間数、 $q_{\max}$ = peak 流量、である。表-2 によれば、全体を通じて、ほとんどの場合、 $E_r \div 0.05$ 前後であり、降雨強度、降雨波形の相違による精度への影響は本実験範

表-2 貯留関数法による解析結果

Run No.	T_d	r_p	q_{max}	p	k	T_k	E_r
1	29	4.00	4.00	.507	25.6	.0	.075
2	13	4.00	2.59	.816	20.2	.0	.032
3	36	5.35	5.35	.467	26.9	.0	.063
4	18	5.35	4.70	.632	19.7	.0	.065
5	29	6.53	6.53	.429	31.4	.0	.063
6	14	6.53	4.90	.631	19.4	.0	.045
7	39	4.05	4.05	.516	37.9	.0	.074
8	18	4.05	3.17	.651	27.3	.5	.035
9	31	5.02	5.02	.428	37.9	.0	.075
10	16	5.02	3.77	.663	26.0	.5	.042
11	34	4.20	4.20	.502	38.7	.0	.084
12	15	4.20	2.51	.698	28.8	.5	.039
13	35	2.63	2.63	.468	41.3	.0	.057
14	16	2.63	1.64	.565	34.1	1.0	.054
15	28	7.09	5.58	.471	29.5	.0	.076
16	14	7.06	3.34	.759	17.9	.0	.046
17	28	6.90	3.95	.661	20.6	.0	.065
18	14	4.40	2.78	.849	12.7	.0	.038
19	28	6.42	4.70	.482	25.9	.0	.083
20	14	5.35	2.72	.735	18.3	.0	.045
21	21	2.17	2.17	.442	27.8	.0	.053
22	10	2.17	1.77	.512	17.8	.5	.055
23	20	0.95	0.95	.628	16.2	.5	.043
24	10	0.95	0.75	.546	14.9	1.0	.096
25	31	3.14	3.14	.408	59.1	.5	.086
26	15	3.14	1.83	1.191	10.8	8.5	.081
27	37	1.45	1.45	.632	32.5	2.5	.042
28	20	1.45	0.89	2.072	9.0	10.0	.152

注) 単位はmm-2min. で、 T_d =降雨継続時間、 r_p =peak降雨強度

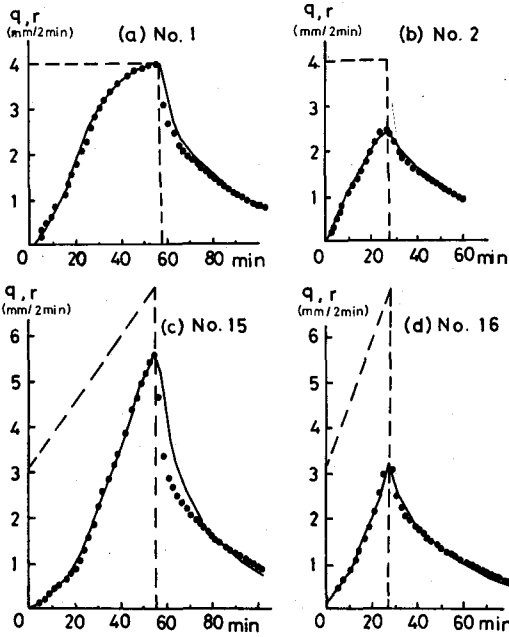


図-5 2、3のhydrograph

冊ではなさそうである。一般に、定常時まで降雨を継続した場合の方が、そうでない場合に比べて精度が低下している。また、降雨域が全域、あるいは下流部半分の場合に比べ、上流部半分の場合の方が適合度がよくないようである。しかし、不飽和部の複雑な挙動によつて精度が低下していると考えられるにもかかわらず、この程度の適合精度が得られたことは、こうした場合への貯留関数法の有効性を示すものと考えてよいだろう。したがつて、表層貯留あるいは流出特性に対する降雨条件の影響は貯留関数法のparameterに反映すると考えられ、これらのparameterとの関連性を把握すれば、流出予測にも役立つであろう。

5 あとがき

本実験範囲では、表層内不飽和部からの下流端流出が強く、雨水の不飽和浸透流流線は鉛直方向からかなり傾斜している。また、飽和浸透流は拡散効果が無視できず、下流端流出量の推定は従来の基礎式ではきわめて困難であるが、このような場合にも貯留関数法の適合性が良いことが明らかとなった。不飽和部の貯留関数が別途に設定されれば、さらに精度が向上しよう。最後に、実験に際して種々の御支援と御助言を賜りました大阪大学室田教授、神戸大学神田助教授に厚く感謝の意を表します。また、御協力頂きました佐橋氏をはじめ研究室の各位に感謝いたします。

参考文献

- 1) 石原(藤)・石原(安)・高橋・類：由良川の出水特性に関する研究、京大防災研究所年報、第5号A、昭.37.3
- 2) 岡本芳美：山腹における降雨の浸透と流下について(続報)、第7回水理講演会講演集、昭.48.2
- 3) M. Hashino: Analysis of Runoff Regime by Storage Function Method and Equivalent Friction Factor, Bulletin of Faculty of Eng., Tokushima University, Vol. 10, Jan. 1974
- 4) 室田・神田・佐橋：降雨シミュレータを用いた流出の実験的研究、第27回土木学会年講演概要、昭.47.10
- 5) 神田・佐橋：降雨シミュレータを用いた流出の基礎的実験(第3報)、第28回土木学会年講演概要、昭.48.10