

基礎流出図による山地小流域の流出特性の解析

Hydrological Characteristics of basic hydrograph from hillslope

建設省 土木研究所 正員 吉 野 文 雄
建設省 土木研究所 正員 吉 谷 純 一

1. まえがき

山地小流域での流出現象は急峻な地形をもつ我国の洪水流出の解析法を研究する上で重要である。最近の Hillslope Hydrology の研究の進展によると、降雨により河川流路や流路網が拡大し、河道周辺の湿潤した土地壌帯が拡大することにより流出域が拡大する等の見解が生じている。¹⁾ 流出域を拡大させる要因については、総降雨量・降雨強度等が考えられるが、現地データによると降雨強度の変動が大きく、これらの問題を明確にすることを複雑にしている。この難点を除去するため、降雨強度が一定である基礎流出図を作成した。本論は、この基礎流出図を用いて、浸透能が非常に大きな裏筑波流出試験地の流出特性を、流出率・浸透能・流出域の拡大・表面流出の運動方程式の観点から検討したものである。

2. 対象流域の概要

対象とする流域は、建設省土木研究所が昭和44年から観測を続けている裏筑波流出試験地である。当試験地は筑波山の山腹に位置し、流域面積 3.12 km^2 の 100 % が山地であり、典型的な山地小流域となっている。ここには自記雨量観測所が3ヶ所、自記水位流量観測所が2ヶ所が設置され、本研究で対象とする山口川観測所においては、複断面四角堰により流量観測がされてい、長年にわたり信頼性の高いデータが得られている。

なお、この流域の地質は風化花崗岩で構成され、総降雨量～直接流出量の関係からみてわかるように、流出率がほとんど0.1以下の非常に浸透性の高い流域となっている。

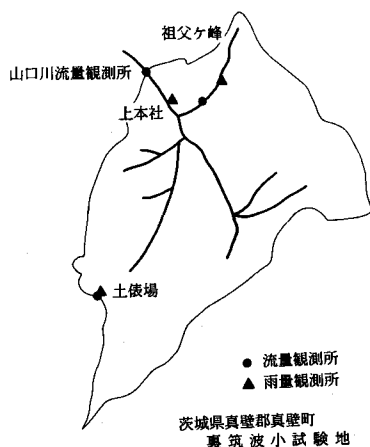


図1 裏筑波試験地流域図

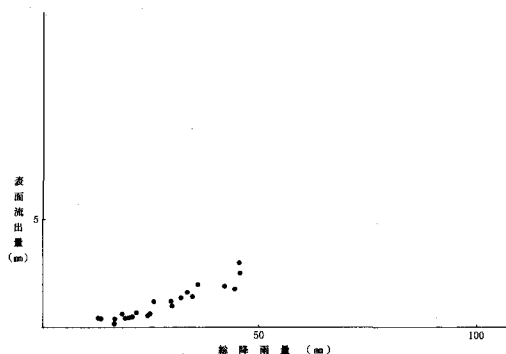


図2 総降雨量～表面流出量グラフ

3. 基礎流出図の作成

現地で得られたデータは、降雨強度の変動が大きいものが大部分であり、このような洪水中に降雨強度が刻々と変化するデータでは、降雨強度による影響がまちまちに作用することになり、その影響を適確にとらえることはむずかしい。そこで、このような難点をさけるために降雨強度がほぼ一定で長時間連続した降雨時のハイドログラフ・約1時間かそれ以下の短時間に降雨が集中した豪雨時のハイドログラフを抽出し、それぞれの洪水についてその平均降

雨強度で降雨が連続した場合に予想される流出量をなめらかな曲線で表わした基礎流出図を作成した。なお、この試験地は小流域であり1時間データでは流出量の変化、ピーク流量、降雨強度等を適確に表わせない場合が多分にあることから、用いたデータはすべて10分間データとした。

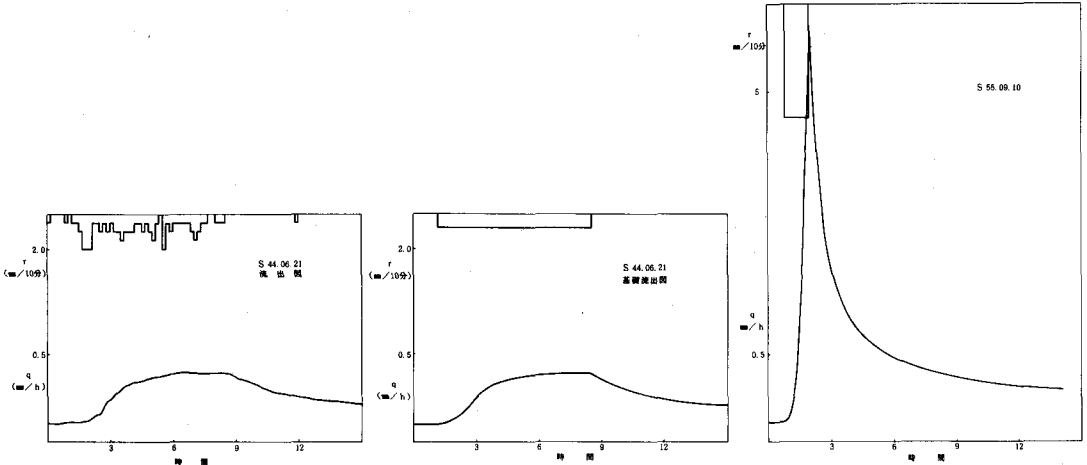


図3 a) ハイドログラフ

図3 b) 基礎流出図

図3 c) 豪雨時の基礎流出図

このようにして作成した基礎流出図は、片対数グラフ上で洪水立ち上がり点から流出量ピーク時まで標準逓減曲線の逓減率で逓減し、そこから流出量逓減部の乗り合い点まで直線で結び、この線より上の部分を表面流出とした。このようにして地下水流出成分を分離してできた表面流出量を表わす基礎流出図について得られた流出特性を表1に示す。

表1 洪水一覧表

洪水発生 年 月 日	総降雨量 mm	表面流出量 mm	降雨時間 時間：分	$\bar{r}$ mm/10分	Q_p mm/h	f	fp
44.06.21	36.1	2.041	7：20	0.8	0.305	0.057	0.062
7.31	24.5	0.691	2：00	2.0	0.335	0.028	0.027
8.23	44.5	1.800	1：40	4.5	0.903	0.040	0.034
9.07	13.5	0.423	1：00	2.3	0.319	0.031	0.024
45.01.30	34.7	1.421	4：40	1.2	0.484	0.041	0.065
5.20	30.0	0.986	3：40	1.4	0.359	0.033	0.044
6.01	32.9	1.209	3：10	1.7	0.358	0.037	0.034
9.16	16.5	0.228	1：10	2.4	0.188	0.014	0.013
46.08.08	25.0	0.471	：40	6.3	0.339	0.019	0.009
8.16	33.4	1.693	1：00	5.6	0.860	0.051	0.026
48.08.04	96.0	5.609	1：00	16.0	4.704	0.059	0.049
8.06	42.2	1.967	1：00	7.0	1.768	0.047	0.042
49.06.13	45.7	2.597	：50	9.1	1.890	0.057	0.034
52.06.14	24.4	0.524	1：10	3.5	0.439	0.022	0.021
55.09.10	45.6	3.099	1：10	6.5	2.218	0.068	0.057
56.03.14	29.8	1.203	3：10	1.6	0.407	0.040	0.043
7.20	18.3	0.642	1：10	2.6	0.403	0.035	0.026
7.22	18.1	0.415	：50	3.6	0.412	0.023	0.019
57.05.03	16.6	0.424	1：20	2.1	0.234	0.025	0.019
5.07	20.8	0.599	5：00	0.7	0.125	0.029	0.030
6.26	25.8	1.237	8：00	0.5	0.189	0.048	0.058
7.17	15.8	0.474	2：40	1.0	0.263	0.030	0.044
10.02	21.6	0.742	6：00	0.6	0.158	0.034	0.044

4. 浸透能曲線の決定

流域に降った雨は、あるものは表層を流下し河道に達し、あるものは地中に浸透し長期にわたり地下水流出となりあるいは土粒子に吸着されるなどして損失となる。表面流についてその特性を調べるにあたっては、浸透能曲線を求め有効雨量を決める必要がある。ここで浸透量とは降雨のうち表面流出とならない量すべてを含めて言うことにする。

浸透能曲線の形を決定するにあたって、基礎流出図の降雨終了後の通減部における $s \sim q$ 関係を利用して計算を進める²⁾。通減部のある時刻における流出量 $q(\text{mm/h})$ と、それ以後に流出する量すなわちその時刻における貯留量 $S(\text{mm})$ とを両対数グラフ上にプロットすると、図4のように

$$S = Kq^p \tag{1}$$

という関係が得られる。各洪水について通減部における $s \sim q$ 関係を調べたところほぼ(1)式の関係がみられ、 p の値は洪水によらずほぼ一定値 1.9 となった。各洪水ごとに得られた通減部の $s \sim q$ 関係は、流出量曲線の上昇部でも成立するものと仮定し、さらに残留浸透を無視して考えると、 Δt 時間の時間間隔での貯留方程式から、その時間内の平均浸透能 $f_a(\text{mm/h})$ は

$$f_a = \frac{S_1 - S_2 + \bar{r} \Delta t - q \Delta t}{\Delta t} \tag{2}$$

- S_1 : ある時刻での貯留量
- S_2 : Δt 時間経過後の貯留量
- q : Δt 時間内の平均流出高

と表わすことができる。右辺の S_1, S_2 は1)式から計算できるから、2)式により Δt 時間内の平均浸透能が計算できる。長時間降雨が継続するものについて2)式から計算した浸透能より算出した有効雨量は図5(a)に示す通りで、降雨が続くにつれて浸透能はしだいに減少し、やがて一定値となっていることがわかる。この傾向は、他の長時間降雨が継続するものについても同様であり最後には一定の浸透能となっている。この最終浸透能の値は、降雨強度が大きくなるにつれ、大きくなっている。ホルトンの提示した浸透能は、 $f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$ の式で表わすと良く適合し、 f_c は土壌の状態等によって決まり降雨強度によって変化しない一定値であるとしている。しかしここで求めた最終浸透能は一定とはなっておらず限雨強度により変化している。これは場所ごとに土の浸潤が違い降雨強度が一定であっても浸透量もまちまちであろう流域を、流出域と浸透域に分け流出は流出域のみから発生すると考えた場合に、その浸透している浸透量を流域全体からみた平均値として扱っているからだと考えられ、実際にその土壌の有している浸透能がこのような値を持つとは考えられない。

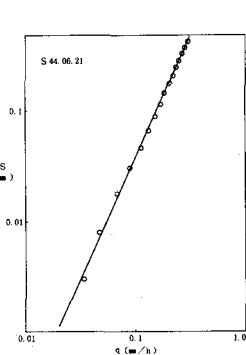


図4 通減部における $s \sim q$ 関係

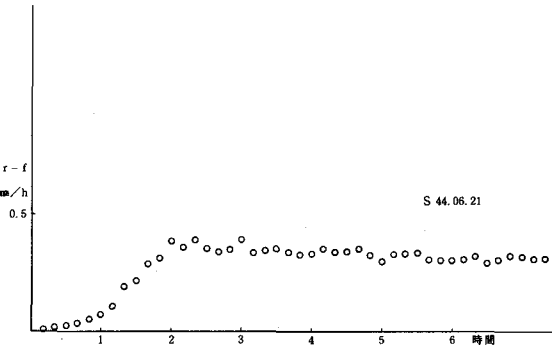


図5(a) 有効雨量

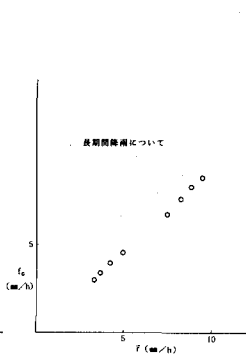


図5(b) 平均降雨量と最終浸透能の関係

5. 流出域を拡大する要因

貯留関数法の基礎式は(3)式に示すとおりである

$$\left. \begin{aligned} s &= KqP \\ \frac{ds}{dt} &= r_e - q \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ここで、 s ：流域貯留高 (mm)， q ：流出高 (mm/h)， r_e ：有効降雨 (mm/h)， K ， P ：定数

この式での s ， q は、流域全体での貯留量 (mm)，流量 (mm/s)を流域面積で割ってmmの単位に直したものであるから、表面流が発生している部分（流出域）で、 s (mm)だけの貯留高があるのではなく流域全体でみた平均貯留高と考えるべきである。したがって流出域の面積が一定であれば、流域全体でみた s - q 関係を表現するパラメータ K ， P は流域固有の一定値として扱うことができるが、流出域が変化した場合、流域全体からみた s ， q を使用すると P の値は一定であるが、 K の値は変化する。流出域の面積 fA だけから流出するものとした時の K' ， P' の値は流域固有の定数であると考え

$$\left. \begin{aligned} \frac{3.6}{A} S &= K \left(\frac{3.6}{A} Q \right)^P \\ \frac{3.6}{fA} S &= K' \left(\frac{3.6}{fA} Q \right)^{P'} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

S ：流域全体の貯留量 mm
 Q ：流量 mm/s

から

$$\left. \begin{aligned} K &= K' f^{1-P} \\ P &= P' \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

が得られる。流出域が f 倍になれば、 P の値は一定であるが流域全体でみた K は f^{1-P} 倍になることを表わしている。

各洪水について、逓減部から求めた K ， P の値を使い降雨量から浸透能を差し引いたものを有効降雨として、貯留関数法で計算すれば元の流出波形と同じ波形が得られるが、このときの K の値は洪水ごとに異なった値をとる。 K と降雨強度の関係は図6 a)に示すとおり集中豪雨について高い相関がみられ

$$K = K_0 \times 10^{\alpha \bar{r}} \quad (6)$$

の関数形で近似することができる。

したがって(5)式とから、集中豪雨時には流出域は降雨強度が大になるにつれて、拡大すると言える。

また、長時間にわたる降雨による基礎流出図について総降雨量と K の関係 (図6(b))についても、総降雨量が大きくなるにつれて K は小さくなる傾向がみられ、長時間の降雨によっても同様に流出域は拡大していくものと結論される。

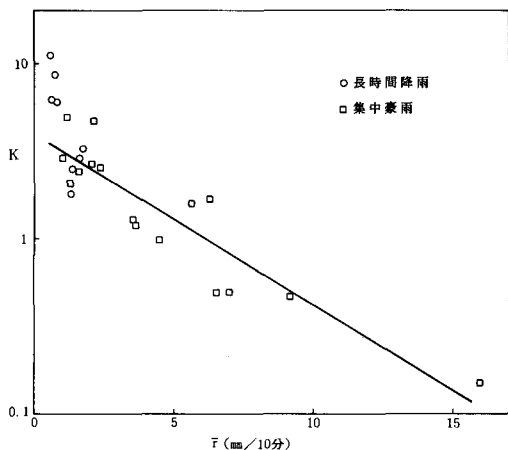


図6 a) 平均降雨強度と K の関係

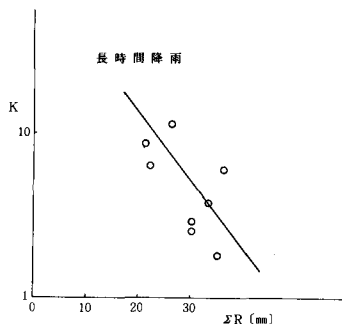


図6 b) 総降雨量と K の関係

6. 貯留高と流出高の関係

ハイドログラフの逓減部を利用して貯留高と流出高の関係を

$$q = K D^m \quad (7)$$

の形で表わした場合、 m の値は表面流出が層流か乱流かで異なり層流の場合理論的にも実験的にも $m = 3$ の値をとり、乱流の場合実験結果によれば近似的に $m = 5/3$ の値をとる。³⁾ 乱流から層流へ変化する遷移領域では、 m の値は1以下の値となり、層流領域に移行するに従って m の値は徐々に大きくなる。特に降雨量が大きいものについての貯留高～流出高関係を図7に示すが、貯留高が大きいとき $m = 5/3$ に近い関係を示している。このことから豪雨時の表面流出は流出高が大のときすなわち貯留高が約1 mm以上のとき乱流の流出現象となり、それ以下のときは層流と乱流の中間の遷移領域の流れであることがわかる。しかし実際の流出現象は等速定流とは違い、場所によって変わる不定流であり、そのうえコンクリート上での実験等とは違い流量が降雨により増え浸透により減少し、さらに表面流出の発生は限られた流出域のみで生じていることから、流域全体でみた貯留高と流出高の関係を表わしていることになり、斜面に一樣な水深の表層流があることを示すものではないことに注意することが必要である。

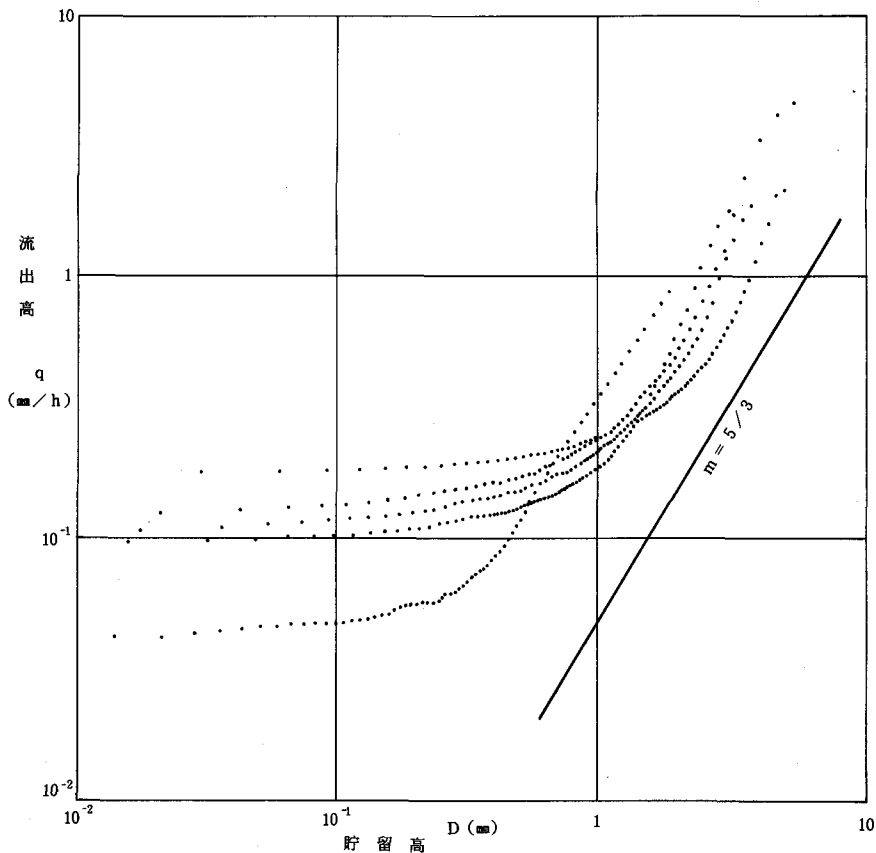


図7 貯留高と流出高の関係

7. 結 論

降雨終了後の減水部の貯留高～流出高の関係から求めた浸透能曲線はホルトン型で表示でき、この浸透能曲線から有効雨量を求め、貯留関数法で計算すれば流出計算が可能である。

降雨による直接流出は、河道や沢沿いの飽和した流出域に降った雨が直接流出するものと考えられ、この流出域は降雨強度が大になるにつれ拡大する。この時の流出域の変動は、流域全体でみた平均的な貯留高～流出高関係を表わす貯留方程式 $S = Kq^P$ において K の値の変化としてとらえることができる。

表面流の貯留高～流出高の関係から、裏筑波試験地においては豪雨時においては(7)式において $m = 3/5$ に近い値を示すことから乱流による流出が発生していると考えられ、通常発生する表面流は乱流域と層流域の中間の遷移領域内の流れであると考えられる。

〔参考文献〕

- 1) Kirkby : 新しい水文学
- 2) Wisler, Brater : 水文学入門
Horton : Analysis of Runoff-plat Experiments with varying Infiltration - Capacity : trans. Am. Geophys. Union, 1939, part IV
- 3) 吉野 : 現地実験による表面流出の研究, 土木学会論文集第 330 号 1983, 2