

流域地形量が出水ピークに及ぼす効果に関する研究

友 杉 邦 雄

A STUDY ON EFFECT OF DRAINAGE-BASIN GEOMETRY UPON PEAK FLOW

By *Kunio* TOMOSUGI

Synopsis

It will be certain that drainage-basin geometry has some effect on peak flow more or less. But there are many factors of drainage-basin geometry of which effect is not clear upon peak flow. Effect of Horton's numbers which are nondimensional factors of drainage-basin geometry, upon peak flow is also not clear.

The author tried to make clear what kind of effect and how much effect have Horton's numbers on peak flow, by numerical experimentation on the eightyfive 3rd order drainage basin models which have the same area and relief each together.

This approach leads to say that macroscopic effect of combination of Horton's numbers is a little larger than that of the longest water course and its average slope, and that each of Horton's numbers has macroscopically the similar effect that the smaller Horton's number the larger peak flow.

1. ま え が き

一口に流域地形量といっても様々なものがある。たとえば、最も基本的かつマクロなものとして、流域面積、最長流路長、およびその平均こう配などが挙げられ、これらの量については、従来からその出水ピークに及ぼす効果について研究され、ピーク流量の推算式等に取り入れられていることは周知のとうりである。また、流域内の河道網状況を主体とした表面地形の構造をマクロに表現する地形量として、Horton にはじまる河道位数 (stream order) の概念に基づく、分岐比、河道長比、集水面積比および河道こう配¹⁾ (これらを総称して Horton 数と呼ぶ) といった無次元量があり、これらは、流域地形の統計的相似度の指標として重要な量と考えられている。この他にも流域形状指数、河川密度あるいは山腹斜面のこう配等々、様々な地形量がある。これらの流域地形量が出水ピークに多かれ少なかれ効果を及ぼすことは確かであろうが、その効果がどのようなものであり、どの程度のものであるか不明なものが多い。これらの効果を明らかにすることは、出水ピークの普遍的な推算式の確立の基礎となるばかりでなく、出水現象のより深い理解の助けとなる。

本研究は、上記の地形量のうち、主として無次元量であるが故に重要と考えられる Horton 数を取り上げ、その出水ピークに及ぼす効果をつぎのような数値実験法によって探ろうとしたものである。すなわち、流域面積およびレリーフ一定の位数 3 の流域モデル群 (同一かつ同数の単位流域から構成されており、河道網構造と河道こう配が異なる) を想定し、入力として、降雨ではなく、単位流域からの流出ハイドログラフ (形状として、ガンマ分布および正規分布) を与え、河道網系における流下合流機構を線形として、合成ハイドログラフのピーク流量およびその生起時刻を算出し、Horton 数との関係を調べるという方法である。なお、入力ハイドログラフの鋭さの程度によって、地形量の効果の程度が異なることが予想されるが、ここではその点についても検討する。

2. 流域モデル群の構成

ここでは、Horton 数が出水ピークに及ぼす効果を検討するために想定した流域モデル群の構造等について説明する。前述のように、ここでは、Strahler 流の位数3の流域を選んだわけであるが、その主な理由は、位数2の流域では河道網構造の多様性が得られず、一方、位数4以上の流域に基づいて効果を調べても同様な結果となると推定されるからである。なお、河道位数は位数1の河道の定義によって変わる相対的なものである。ここでいう位数3の流域モデルは、位数 $(u-2)$ の流域から構成された位数 u の流域と理解してもよい。

2.1 平面的構造

(a) 河道網の構造：ここで用いた位数3の流域モデル群とは、その河道網の構造的にいえば、位数1の河道数 N_1 が10である位数3のトポロジー的に異なる河道網 (topologically distinct channel networks; 略して、TDCN という) のすべてに対応しており、その総数は4488である。なお、ちなみに、 $N_1=10$ の場合、位数2となるTDCNの数は256、位数4となるTDCNの数は118であり、位数3になるものが92.31%という圧倒的多数を占めている²⁾ (このことは、もし N_1 の確率分布が一様分布であれば、位数3の流域として $N_1=10$ を選ぶ論拠となることを示している)。ところで、河道網の構造を流出現象という立場から区別する場合、支川が左右どちら側から合流しても同じことなので、トポロジー的には異っていても、同一のもののみなすことのできるグループに分けることができる。このようなグループのことを、ambilateral class (略してAC) という³⁾が、この場合、4488のTDCNは、結局85種のACに分けることができる。Fig. 1はこの85種のACからそれぞれ任意の1つの河道網を抽出し、位数2の河道数 N_2 が2のものから羅列し、河道網のタイプを識別する番号をつけたものである。

なお、このようなACの数 N_{ac} を、簡単な式で一般的に表わすことはむずかしいが、位数3の河道網の場合には比較的簡単であり、それはつぎのようである。

$$\left. \begin{aligned} N_{ac} &= \frac{1}{3}(2^{N_1-2}-1) && \text{(for } N_1: \text{even)} \\ &= \frac{1}{3}(2^{N_1-2}-2) && \text{(for } N_1: \text{odd)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

したがって、たとえば、 $N_1=20$ のときは、 $N_{ac}=87381$ となり、 $N_1=10$ の場合の1000倍以上にもなる。

(b) link 長の均一化：グラフの理論における用語に従えば、河道網の各構成要素はつぎのように呼ばれる。まず、合流点は node、相隣る合流点間の河道区分は interior link、位数1の河道は exterior link (単に link というときは両者を含む) および、link の連らなりを chain という。以下、便利であるのでこのような用語をしばしば用いる。さて、上述のように、ここで対象とする流域モデル群はすべて位数1の河道すなわち exterior link の数が10である。interior link の数は exterior link の数より常に1だけ少ないので、本モデル群は、すべて19の link から構成されている。実流域における link 長の統計的特性を調べた結果によると、ほぼガンマ分布に従うが、平均値が exterior link と interior link とで若干異なるということである⁴⁾。ただし、報告者によって、その大小関係が逆のものがあり、また、下流の link ほど長くなるといった傾向も認められないということであるので、本モデル群では、すべての link が均一の長さ l をもったものであることにする。

(c) 各 link につく面積の均一化；実流域における exterior link につく面積すなわち位数1の集水面積はほぼ対数正規分布に従うことが知られているが、interior link につく面積の統計的特性を直接測定した報告はない。ただし、間接的にその平均値を評価したところによると、後者の平均値の方が前者のものより若干小さいといわれている。しかし本モデルでは、その差を無視することにし、link 長と同様に、すべて均一な値 a を与えることにした。したがって、link 数が19であることから、本モデル流域群はすべて、同一の面積 $19a$ をもったものである。

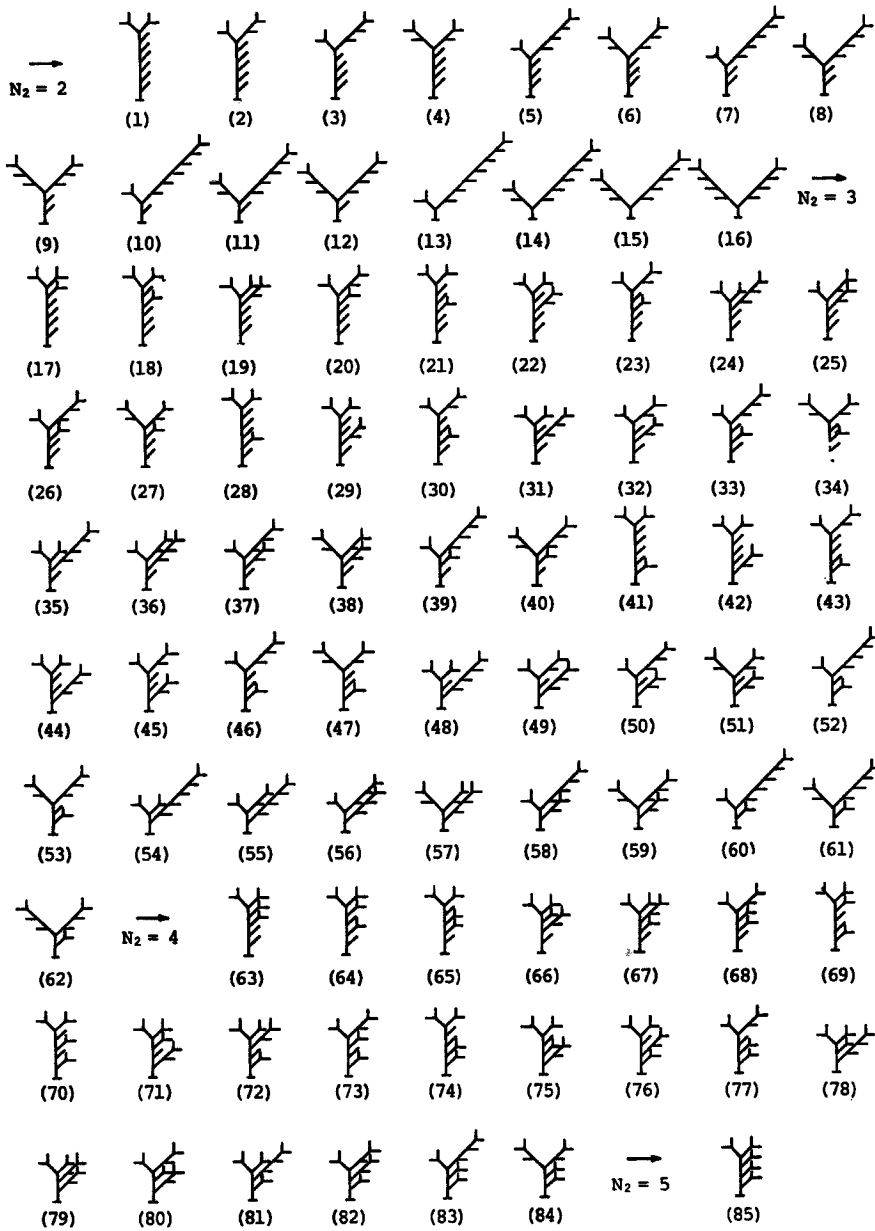


Fig. 1 Designation of channel network patterns of the third order drainage-basin models. Every channel network has the ten first order streams.

2.2 立体的構造

Horton 数の1つである河道こう配比の効果を探るために、流域モデル群に、レリーフ一定という立体的な制約を与え、各流域モデルごとに各 link のこう配を決定した。ここでは、そのこう配の相対的な値の決定法を示す。なお、ここでいうレリーフとは、流域の最下流端（以下 outlet と呼ぶ）と、最長の chain の上端との標高差のことである。

各 link のこう配は、Shreve⁴⁾ によって得られた位数 u の河道がもつ link 数の期待値 $E_u(N_l) = 2^{u-1}$ に、link 長の平均値が河道位数によらないという仮定を導入することによって得られる、河道長比の期待値 $E(R_L) = 2$ と、河道網が動的平衡状態にあるとき、各位数の河道について、その両端の平均的標高差は位数にかかわらず一定であるという Yang⁵⁾ の法則とを組合せたものから得られる折線の河道縦断形状に、滑らかな曲線をあてはめ、次式によって求めた。

$$(s_v)_j = \varphi(v) \cdot (s_1)_j \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $(s_1)_j = (H_0/l) / \sum_{\nu=1}^j \varphi(\nu)$, $\varphi(\nu) = \ln\left(\frac{\nu+1}{\nu}\right) / \ln 2$, ν は link 番号で、exterior link を 1 とし、順次下流に向って 2, 3, ... とつけるものである（ただし、常に大きい方の番号が優先する）。 j は最長 chain を構成している link の数で、本モデル群では、 $j = 5 \sim 9$ であり、 $(s_v)_j$ は $j = j$ のモデルにおける link 番号 ν の link のこう配、 H_0 はレリーフ（一定）、 l は前記の link 長（一定）である。また $\varphi(\nu)$ は、上記の滑らかな曲線に対応するものである。Table 1 は(2)式によって計算された $(s_v)_j$ の値を示したものであり（ただし unit は H_0/l ）、これが本モデル群のいわば立体的構造を示すものである。

Table 1. Slopes of each link in the drainage-basin models. j is number of links which compose the longest chain, and ν denotes link No. which is attached systematically to each link.

j	$(s_\nu)_j$ (unit; H_0/l)								
	$\nu=1$	2	3	4	5	6	7	8	9
5	0.387	0.226	0.161	0.125	0.102				
6	0.356	0.208	0.148	0.115	0.0936	0.0790			
7	0.333	0.195	0.138	0.107	0.0876	0.0739	0.0643		
8	0.315	0.184	0.131	0.101	0.0828	0.0699	0.0608	0.0536	
9	0.301	0.176	0.125	0.0969	0.0792	0.0668	0.0581	0.0512	0.0458

2.3 Horton 数

以上で本流域モデル群の幾何学的構造が明らかになったので、ここで、各流域モデルの Horton 数を示すとともに若干の考察を加えておこう。

(a) 分岐比：通常、ある流域の分岐比 R_b といえは、相隣る位数 $u-1$, u の河道数の比 $R_{bu} = N_{u-1}/N_u$ ($u=2, 3, \dots, k$) の平均値を意味する。この平均化の方法はいろいろ提案されている³⁾が、ここでは、単純に相加平均をとることにする。すなわち、

$$R_b = \frac{1}{k-1} \sum_{u=2}^k R_{bu} \dots\dots\dots (3)$$

として求める。本流域モデル群はすべて、 $N_1=10$, $N_3=1$, $k=3$ であるので、 R_b は N_2 のみの関数となる。 N_2 は 2 から 5 まで 4 種類あるが、 R_b の数値としては 3.17, 3.25, 3.50 の 3 種類になり（幾何平均の場合は

Table 2. Horton's numbers of 85 kinds of the drainage-basin model.

Type No.	Num- bers of TDCN	j	R_b	R_b'	R_L	R_a	R_s	Type No.	Num- bers of TDCN	j	R_b	R_b'	R_L	R_a	R_s
1	64	9	3.50	5.00	4.00	4.67	2.04	44	32	6	3.17	3.84	2.04	4.36	1.81
2	128	9	"	4.75	2.75	4.38	2.16	45	64	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01
3	128	9	"	4.50	2.25	4.40	2.26	46	64	8	"	3.84	2.04	4.36	2.20
4	64	8	"	4.50	2.25	4.40	2.07	47	32	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01
5	128	9	"	4.25	2.05	4.59	2.35	48	32	6	"	3.50	1.75	4.40	1.93
6	128	8	"	4.25	2.05	4.59	2.17	49	64	6	"	3.50	1.75	4.40	1.93
7	128	9	"	4.00	2.00	4.86	2.44	50	64	7	"	3.50	1.75	4.40	2.11
8	128	8	"	4.00	2.00	4.86	2.27	51	32	6	"	3.50	1.75	4.40	1.93
9	64	7	"	4.00	2.00	4.86	2.11	52	64	8	"	3.50	1.75	4.40	2.30
10	128	9	"	3.75	2.04	5.19	2.52	53	64	7	"	3.50	1.75	4.40	2.11
11	128	8	"	3.75	2.04	5.19	2.35	54	32	7	"	3.17	1.60	4.51	2.21
12	128	7	"	3.75	2.04	5.19	2.21	55	64	6	"	3.17	1.60	4.51	2.03
13	128	9	"	3.50	2.13	5.56	2.59	56	64	6	"	3.17	1.60	4.51	2.04
14	128	8	"	3.50	2.13	5.56	2.43	57	32	5	"	3.17	1.60	4.51	1.86
15	128	7	"	3.50	2.13	5.56	2.29	58	64	7	"	3.17	1.60	4.51	2.21
16	64	6	"	3.50	2.13	5.56	2.15	59	64	6	"	3.17	1.60	4.51	2.03
17	32	8	3.17	4.50	3.50	4.67	1.96	60	64	8	"	3.17	1.60	4.51	2.39
18	32	8	"	4.50	3.50	4.67	1.96	61	64	7	"	3.17	1.60	4.51	2.21
19	32	7	"	4.17	2.54	4.43	1.88	62	32	6	"	3.17	1.60	4.51	2.04
20	64	8	"	4.17	2.54	4.43	2.09	63	16	7	3.25	4.00	3.00	4.67	1.89
21	32	8	"	4.50	3.50	4.67	1.96	64	16	7	"	4.00	3.00	4.67	1.89
22	32	7	"	4.17	2.54	4.43	1.88	65	16	7	"	4.00	3.00	4.67	1.89
23	64	8	"	4.17	2.54	4.43	2.09	66	16	6	"	3.63	2.23	4.47	1.81
24	32	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01	67	16	6	"	3.63	2.23	4.47	1.81
25	64	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01	68	32	7	"	3.63	2.23	4.47	2.02
26	64	8	"	3.84	2.04	4.36	2.20	69	16	7	"	4.00	3.00	4.67	1.89
27	32	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01	70	16	7	"	4.00	3.00	4.67	1.89
28	32	8	"	4.50	3.50	4.67	1.96	71	16	6	"	3.63	2.23	4.47	1.81
29	32	7	"	4.17	2.54	4.43	1.88	72	16	6	"	3.63	2.23	4.47	1.81
30	64	8	"	4.17	2.54	4.43	2.09	73	32	7	"	3.63	2.23	4.47	2.02
31	32	6	"	3.84	2.04	4.36	1.81	74	16	7	"	4.00	3.00	4.67	2.07
32	64	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01	75	16	6	"	3.63	2.23	4.47	1.81
33	64	8	"	3.84	2.04	4.36	2.20	76	16	6	"	3.63	2.23	4.47	1.81
34	32	7	"	3.84	2.04	4.36	2.01	77	32	7	"	3.63	2.23	4.47	2.02
35	32	7	"	3.50	1.75	4.40	2.11	78	16	5	"	3.25	1.75	4.38	1.74
36	64	6	"	3.50	1.75	4.40	1.93	79	16	5	"	3.25	1.75	4.38	1.74
37	64	7	"	3.50	1.75	4.40	2.11	80	32	6	"	3.25	1.75	4.38	1.93
38	32	6	"	3.50	1.75	4.40	1.93	81	16	6	"	3.25	1.75	4.38	1.93
39	64	8	"	3.50	1.75	4.40	2.30	82	32	6	"	3.25	1.75	4.38	1.93
40	64	7	"	3.50	1.75	4.40	2.11	83	32	7	"	3.25	1.75	4.38	2.13
41	32	8	"	4.50	3.50	4.67	1.96	84	16	6	"	3.25	1.75	4.38	1.93
42	32	7	"	4.17	2.54	4.43	1.88	85	8	6	3.50	3.50	2.50	4.67	1.81
43	64	8	"	4.17	2.54	4.43	2.09								
Ave.	—	7.48	3.31	3.81	2.13	4.66	2.15								

1種類), 少なすぎるようである。そこで, この点を補なう意味も含めて, つぎのような拡張された分岐比 R_b' をも考えてみた。すなわち, 位数 $u-2$, $u-1$ および u の河道間で, $R'_{bu} = (uN_{u-1} + uN_{u-2})/N_u$ ($u = 2, 3, \dots, k$) なる値を考える。ここに uN_{u-1} , uN_{u-2} はそれぞれ位数 u の河道に直接合流する位数 $u-1$ および $u-2$ の河道の数であり, $u=2$ のときは後者は存在しない。このような値を考えた発想は, 位数 u の河道のピーク流量を構成する主成分には $u-1$ の河道からのもののみならず, 位数 u の河道に直接流入する $u-2$ の河道からのものもかなり関与しうるのであるということに基づいている。この R'_{bu} の相加平均として,

$$R_b' = \frac{1}{k-1} \sum_{u=2}^k R'_{bu} \dots\dots\dots (4)$$

を求める。本モデル群では R_b' は 3.17~5.00 の12種類の値となる。なお, この R_b' の実流域における期待値は $\frac{1}{4}$ 則および $\frac{3}{4}$ 則²⁾が成立すれば, $E(R_b') = 6$ となる。

(b) 河道長比; 河道長比 R_L は同様に次式によって求めた。

$$R_L = \frac{1}{k-1} \sum_{u=2}^k R_{Lu} \dots\dots\dots (5)$$

ここに, $R_{Lu} = \bar{L}_u / \bar{L}_{u-1}$ で, \bar{L}_u は位数 u の河道の平均長である。

本流域モデル群では, R_L の数値は 1.60~4.00 の範囲にあり, 14種類である。

(c) 集水面積比; 集水面積比 R_a は次式によって求めた。

$$R_a = \frac{1}{k-1} \sum_{u=2}^k R_{au} \dots\dots\dots (6)$$

ここに, $R_{au} = \bar{A}_u / \bar{A}_{u-1}$ で, \bar{A}_u は位数 u の河道の集水面積の平均値である。 R_a は 4.36~5.56 の範囲にあり, 11種類である。

(d) 河道こう配比; 河道こう配比 R_s は次式によって求めた。

$$R_s = \frac{1}{k-1} \sum_{u=2}^k R_{su} \dots\dots\dots (7)$$

ここに, $R_{su} = \bar{S}_{u-1} / \bar{S}_u$ で, \bar{S}_u は位数 u の河道こう配の平均値である。 R_s は 1.74~2.59 の範囲にあり, 32種類ある。

Table 2 は85種の河道網のタイプそれぞれについて, 上記のようにして求めた Horton 数 (R_b' も含める) を示したものであり, 同時に, そのタイプに属する TDCN の数および, 最長 chain を構成する link 数 j も示してある。なお, 最後の欄に示してある j および Horton 数の平均値は, 本流域モデル群の総数 4488 についての, すなわち TDCN についての平均値である。

以上のように, 本流域モデル群は, 河道網構造の多様性があるにもかかわらず, Horton 数の多様性は若干不十分であり, 本研究の主目的である Horton 数の効果を十分に探ることがむずかしいことを暗示している。しかし, Horton 数は, もともと流域の幾何学的構造をマクロに表現するものであるもので, その出水ピークに及ぼす効果もマクロなものであるかもしれない。このことについては, 後にあらためて検討する。

3. 合成ピークの計算条件と方法

3.1 流出機構の仮定

(a) 単位流域の定義とその流出機構: 本流域モデル群のすべては, 共通の link 長 l をもち, それぞれに共通の面積 a がついているとした。ここでは, この l と a からなる部分を単位流域と呼ぶことにする。そして, 流域に一樣な降雨が与えられた場合, これらの単位流域からの流出ハイドログラフは全く同一となると仮定する。この仮定によれば, 入力として, 降雨を与える必要はなく, 単位流域からの流出ハイドログラフを入力とすればよいことになる。

(b) 流下合流機構：洪水の流下合流機構は線形とする。すなわち、合成ハイドログラフは遅れ時間のみを考慮した重ね合せによって得られる。

3.2 洪水の伝達速度の仮定

平均流速 v と洪水伝達速度 w が比例するものとすれば、径深 R が水深 h で近似できる場合、Manning の平均流速公式と $Q = vBh$ (Q ；流量， B ；水路幅) の2式から h を消去することによって、

$$w \propto v = n^{-3/5} \cdot B^{-2/5} \cdot Q^{2/5} \cdot S^{3/10} \dots\dots\dots (8)$$

なる関係が得られる。ここに、 n は Manning の粗度係数で、 S は水路こう配である。この式の右辺で、 n および B は地形量と結びつけることは困難であり、 Q は流域面積と結びつけられる可能性がある。そこで、つぎに(8)式から n および B を消去することを試みた。

アメリカ合衆国の中西部の多くの河川データの解析によって、平均的につぎのような関係があることが知られている^{0.7)}。

$$v \propto Q^{0.10}, B \propto Q^{0.50}, S \propto Q^{-0.49}$$

このうち、最後の関係式の指数を -0.50 と変えて、これらを(8)式に代入すれば、 $n \propto Q^{-1/12}$ を得る。この式と、上記の $B \propto Q^{0.50}$ を再び(8)式に代入すると、

$$w \propto Q^{0.25} \cdot S^{0.30} \dots\dots\dots (9)$$

を得る。この関係式の比例定数がどの程度のばらつきを示すものかは不明であるが、ここでは、この(9)式を洪水伝達速度と流量および河道こう配を結びつける関係式として用いることにする。

3.3 interior link の洪水伝達時間

ここでは、2.に示した流域モデル群の個々の interior link における洪水伝達時間 τ^* 間の相対的關係について述べる。

いま、ある任意の流域モデル(最長 chain 長 $j \cdot l$)のある interior link (link 番号 ν) を考える。その link のマグニチュード(それより上流にある exterior link すなわち位数1の河道の数)を m とすると、その link の上流端の集水面積は $(2m-2)a$ 、下流端の集水面積は、 $(2m-1)a$ である。したがって、この link に沿った平均的な集水面積は $(2m-1.5)a$ となる。ここで、流量が集水面積にほぼ比例するという仮定を導入すれば、この link の平均的な洪水伝達時間 $(\tau^*_{\nu,m})_j$ は、link 長 l 、link のこう配 $(s_\nu)_j$ であるから、(9)式の関係を考えて、

$$(\tau^*_{\nu,m})_j \propto l \cdot \{(2m-1.5)a\}^{-0.25} \cdot \{(s_\nu)_j\}^{-0.30} \dots\dots\dots (10)$$

したがって、たとえば $j=9, \nu=2, m=2$ の link の洪水伝達時間 $(\tau^*_{2,2})_9 = \tau_0^*$ を基準量として与えてやれば、

$$(\tau^*_{\nu,m})_j = \left(\frac{2.5}{2m-1.5} \right)^{0.25} \cdot \left(\frac{(s_2)_9}{(s_\nu)_j} \right)^{0.30} \cdot \tau_0^* \dots\dots\dots (11)$$

として、任意の link の洪水伝達時間を求めることができる。

3.4 入力ハイドログラフ

前述のように、本流域モデルへの入力は、単位流域からの流出ハイドログラフとして与えるわけであるが、その形状として、流出関数あるいは瞬間ユニットグラフとしてしばしば用いられるガンマ分布、および左右対称な正規分布といった解析的な関数で表示できるものを採用し、パラメータを色々変えることによって、入力ハイドログラフの鋭さの程度と地形量が出水ピークに及ぼす効果の程度との関係をも検討することを計った。

つぎに、ここで用いた入力ハイドログラフとその2、3の特性を示しておく。

(a) ガンマ分布；これについては、形状母数 (shape factor) $\alpha=1$ および2の2種類のものを採用した。すなわち、入力ハイドログラフを $q(t)$ として、

$$i) \alpha=1 \text{ の場合}; q(t) = \frac{1}{K_1^2} t e^{-t/K_1} (t \geq 0) \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 K_1 は尺度母数 (scale factor) と呼ばれるものであり、また瞬間単位図としてみた場合は貯留係数と呼ばれるものである。 t は時間で、したがって $q(t)$ は t^{-1} の次元をもつ。すなわちここでは、入力ハイドログラフを volume についてのみ正規化されたものとして取り扱うわけで、これは t の確率密度関数でもある。

この場合、ピーク生起時刻 t_p は $t=0$ を基準にすれば $t_p=K_1$ 、ピーク流量 q_p は、 $q_p=(K_1e)^{-1}$ であり、 t の標準偏差 σ_t は $\sigma_t=\sqrt{2} K_1$ である。

$$\text{ii) } \alpha=2 \text{ の場合; } q(t)=\frac{1}{2K_2^3} t^2 e^{-t/K_2} \quad (t \geq 0) \dots\dots\dots (13)$$

ここに、 K_2 は i) の K_1 に対応するものであり、この場合、ピーク生起時刻 t_p は $t=0$ を基準にすれば、 $t_p=2K_2$ 、 q_p は、 $q_p=2K_2^{-1}e^{-2}$ である。また、 $\sigma_t=\sqrt{3} K_2$ である。

(b) 正規分布;

$$q(t)=\frac{1}{\sigma_t\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2\sigma_t^2} \dots\dots\dots (14)$$

この場合、 t_p は $t=0$ を基準にすれば、 $t_p=0$ 、 $q_p=1/\sigma_t\sqrt{2\pi}$ である。

以上3種類のそれぞれについて、 σ_t をいろいろ変化させたものを入力ハイドログラフとして、各流域モデルからの合成ピークおよびその生起時刻を計算するわけであり、つぎに、その方法を示す。

3. 5 合成ピークの計算法

3. 1の (b) で述べたように、合成ピークは遅れ時間のみを考慮する重ね合わせによって得られる。そこで、まず各流域モデルについて、すべての node (合流点のことで、本モデルのすべてが9個もっている) からの outlet までの洪水伝達時間 $\tau_i (i=1, 2, \dots, 9; i$ は node 番号) を求める必要がある。node 番号のつけ方は任意であるが、ここでは、outlet に時間的に近いものほど若い番号をつけることにした。この τ_i は、(11) 式の $(\tau^*_{v,m})_j$ を node i までの chain に沿って加え合わせることによって得られる。 $(\tau^*_{v,m})_j$ の値は l と $w_0 (j=9, v=2, m=2)$ の link における洪水伝達速度に応じて、 τ^*_0 に具体的な数値を与えることによって (11) 式より得られるが、ここでは、感覚的にわかりやすくするために一応 $l=1\text{km}$ 、 $w_0=3.33\text{m/sec}$ を想定して、 $\tau^*_0=5\text{min.}$ とする。Table 3 は、85種のグループに分けられた流域モデルそれぞれについての τ_i を示したもので、最長 chain を構成する link 数 j ごとにとまとめてあり、時間単位は min. と考えてもよい。この τ_i を用いれば、本流域モデルの outlet における合成ハイドログラフ $Q(t)$ は次式によって表わされる。

$$Q(t)=q(t)+\sum_{i=1}^9 2 \cdot q(t-\tau_i) \dots\dots\dots (15)$$

ここに、右辺第一項は、最下流の単位流域からの入力ハイドログラフで、outlet に直接入力されるので、outlet に対する遅れ時間はない。一方、遅れ時間 τ_i をもった各 node には、つねに2つの単位流域からの直接の入力がある。これが第2項以下の意味するところである。

この合成ハイドログラフのピーク流量 Q_p およびその生起時刻 T_p は、ここではつぎのようにして求めた。

(a) $q(t)$ を (12) 式で与えた場合; これは、基本的には (15) 式で、 $dQ/dt=0$ の条件から求める方法であるが、この場合 $q(t)$ が $t \geq 0$ で定義された値であることから試算的に求めることになる。この方法を式で表わせばつぎのようになる。

$$Q_p = \max_k (Q_k) \quad (k=2, 3, \dots, 9) \dots\dots\dots (16)$$

ここに、

$$Q_k = \frac{1}{K_1} \cdot e^{-T_k/K_1} (2 \cdot A_k + 1) \dots\dots\dots (17)$$

$$T_k = K_1 + 2 \cdot B_k / (2 \cdot A_k + 1) \dots\dots\dots (18)$$

Table 3. Travel time of flood hydrograph from node *i* to outlet, estimated by Eq. (11) as $\tau_0^* = 5$ (arbitrary time unit).

j	Type No. of C.N.	τ_i									j	Type No. of C.N.	τ_i								
		i=1	2	3	4	5	6	7	8	9			i=1	2	3	4	5	6	7	8	9
9	(1)	4.54	9.06	13.56	18.03	22.47	26.87	31.24	36.23	36.23	(68)	4.10	8.14	12.27	13.00	16.54	17.12	21.20	21.39	26.05	
	(2)	4.54	9.06	13.56	18.03	22.47	26.87	31.66	33.67	36.65	(70)	4.10	8.28	8.95	12.40	16.68	17.25	20.91	25.76	25.76	
	(3)	4.54	9.06	13.56	18.03	22.47	27.18	27.47	31.96	36.96	(35)	4.10	8.14	12.38	12.68	17.23	17.23	17.26	21.91	26.76	
	(5)	4.54	9.06	13.56	18.03	22.70	23.03	27.41	32.20	37.20	(37)	4.10	8.14	12.45	12.81	17.02	17.30	17.66	21.68	26.53	
	(7)	4.54	9.06	13.56	18.24	18.55	22.91	27.62	32.40	37.40	(62)	4.10	8.44	8.76	12.75	13.61	17.02	21.26	26.11	26.11	
	(10)	4.54	9.06	13.72	14.06	18.39	23.07	27.78	32.57	37.57	(74)	4.10	8.28	8.95	12.59	13.13	16.86	21.09	25.95	25.95	
	(13)	4.54	9.20	9.54	13.87	18.54	23.22	27.93	32.72	37.72	(53)	4.10	8.28	8.95	12.40	16.97	17.06	21.63	21.91	26.48	
8	(4)	4.33	8.62	12.87	17.07	21.20	25.93	25.93	30.87	30.87	(73)	4.10	8.28	8.95	12.40	16.68	17.25	21.34	21.53	26.18	
	(17)	4.33	8.62	12.87	17.07	21.20	25.50	26.13	30.43	30.43	(45)	4.10	8.44	8.76	12.75	13.61	17.02	21.68	21.87	26.53	
	(18)	4.33	8.62	12.87	17.07	21.42	22.01	25.72	30.66	30.66	(77)	4.10	8.28	8.95	12.59	13.13	16.86	21.52	21.71	26.37	
	(6)	4.33	8.62	12.87	17.07	21.72	21.80	26.45	26.74	31.39	(15)	4.10	8.63	8.67	13.17	13.35	17.74	18.18	22.40	27.25	
	(20)	4.33	8.62	12.87	17.07	21.42	22.01	26.16	26.37	31.09	(50)	4.10	8.44	8.76	12.75	13.61	17.32	17.59	21.97	26.82	
	(21)	4.33	8.62	12.87	17.26	17.81	21.61	25.91	30.85	30.85	(61)	4.10	8.28	8.95	12.82	12.94	17.39	17.79	22.05	26.90	
	(23)	4.33	8.62	12.87	17.26	17.81	21.61	26.34	26.54	31.28	(83)	4.10 ⁷	8.28	8.95	12.59	13.13	17.16	17.43	21.82	26.66	
	(28)	4.33	8.62	13.04	13.56	17.41	21.76	26.07	31.01	31.01	(54)	4.10	8.34	8.63	13.17	13.18	13.18	17.74	22.40	27.25	
	(8)	4.33	8.62	12.87	17.49	17.61	22.14	22.55	26.88	31.82	(58)	4.10	8.44	8.76	12.98	13.29	13.29	17.55	22.21	27.06	
	(26)	4.33	8.62	12.87	17.26	17.81	21.91	22.19	26.64	31.57	(31)	3.86	7.62	11.81	12.10	15.95	16.66	20.71	20.71	21.41	
	(30)	4.33	8.62	13.04	13.56	17.41	21.76	26.50	26.70	31.43	(67)	3.86	7.62	11.42	12.38	15.57	15.99	20.32	20.32	20.74	
	(42)	4.33	8.77	9.27	13.17	17.55	21.91	26.21	31.14	31.14	(36)	3.86	7.62	11.81	12.10	16.37	16.57	16.66	21.12	21.41	
	(33)	4.33	8.62	13.04	13.56	17.41	22.07	22.35	26.80	31.74	(38)	3.86	7.62	11.60	12.18	16.16	16.16	16.94	20.91	20.91	
	(43)	4.33	8.77	9.27	13.17	17.55	21.91	26.64	26.84	31.57	(66)	3.86	7.62	11.60	12.18	15.74	16.35	16.94	20.49	20.49	
	(11)	4.33	8.62	13.23	13.36	17.86	18.30	22.51	27.24	32.18	(72)	3.86	7.75	8.86	11.55	15.69	16.11	20.45	20.45	20.87	
	(39)	4.33	8.62	13.04	13.56	17.66	17.97	22.30	27.04	31.97	(16)	3.86	8.31	8.31	12.78	12.78	17.34	17.34	22.09	22.09	
	(46)	4.33	8.77	9.27	13.17	17.55	22.20	22.49	26.94	31.87	(44)	3.86	8.08	8.33	12.26	12.89	16.41	17.64	21.16	21.16	
(52)	4.33	8.77	9.27	13.17	17.80	18.11	22.45	27.18	32.11	(51)	3.86	7.89	8.41	11.87	13.17	16.43	16.43	21.18	21.18		
(14)	4.33	8.93	9.07	13.54	14.00	18.16	22.81	27.55	32.48	(62)	3.86	7.75	8.61	12.22	12.22	16.78	16.78	21.54	21.54		
(60)	4.33	8.77	9.27	13.37	13.70	17.99	22.64	27.38	32.31	(71)	3.86	7.89	8.41	11.87	13.17	16.01	16.62	20.76	20.76		
7	(19)	4.10	8.14	12.12	16.00	20.23	20.66	25.08	25.08	25.51	(76)	3.86	7.75	8.61	11.93	12.31	16.08	17.07	20.84	20.84	
	(9)	4.10	8.14	12.12	16.88	16.88	21.34	21.34	26.20	26.20	(84)	3.86	7.75	8.61	11.72	12.51	16.28	16.28	21.03	21.03	
	(22)	4.10	8.14	12.12	16.39	16.78	20.62	21.62	25.47	25.47	(85)	3.86	7.75	8.61	11.72	12.51	15.87	16.47	20.62	20.62	
	(27)	4.10	8.14	12.12	16.17	16.97	20.83	20.83	25.68	25.68	(88)	3.86	8.04	8.31	12.18	12.78	16.94	16.94	17.34	22.09	
	(63)	4.10	8.14	12.12	16.17	16.97	20.41	21.02	25.26	25.26	(49)	3.86	8.08	8.33	12.26	12.89	16.82	17.01	17.64	21.57	
	(24)	4.10	8.14	12.12	16.35	16.88	21.20	21.20	21.34	26.20	(81)	3.86	7.75	8.86	11.89	12.22	16.65	16.65	16.78	21.54	
	(25)	4.10	8.14	12.12	16.39	16.78	21.05	21.24	21.62	25.90	(82)	3.86	7.75	8.86	11.93	12.31	16.49	16.69	17.07	21.25	
	(34)	4.10	8.14	12.27	13.00	16.32	20.98	20.98	25.83	25.83	(75)	3.86	7.89	8.41	12.08	12.65	13.17	16.22	20.98	20.98	
	(64)	4.10	8.14	12.27	13.00	16.32	20.55	21.17	25.41	25.41	(55)	3.86	8.04	8.31	12.80	12.78	12.80	17.34	17.36	22.09	
	(29)	4.10	8.14	12.45	12.81	16.72	17.66	20.96	25.81	25.81	(56)	3.86	8.08	8.33	12.55	12.83	12.89	17.11	17.64	21.87	
	(65)	4.10	8.14	12.27	13.00	16.54	17.12	20.76	25.62	25.62	(59)	3.86	7.89	8.41	12.37	12.45	13.17	17.21	16.93	21.88	
	(67)	4.10	8.28	8.95	12.40	16.45	21.12	21.12	25.97	25.97	(80)	3.86	7.89	8.41	12.08	12.65	13.17	16.64	16.84	21.39	
	(69)	4.10	8.28	8.95	12.40	16.45	20.89	21.30	25.54	25.54	(57)	3.57	7.44	7.94	11.89	11.89	12.38	16.53	16.53	17.03	
	(12)	4.10	8.14	12.68	12.71	17.26	17.37	21.91	22.22	26.76	(78)	3.57	7.44	7.94	11.48	12.08	12.38	16.12	16.12	17.03	
	(32)	4.1	8.14	12.45	12.81	16.72	17.66	21.39	21.57	26.24	(79)	3.57	7.27	8.02	11.32	11.72	12.66	15.96	15.96	16.37	
	(60)	4.10	8.14	12.27	13.00	16.86	16.93	21.49	21.78	26.34											

$$A_k = \sum_{i=1}^k e^{\tau_i \cdot K_1} \dots \dots \dots (19)$$

$$B_k = \sum_{i=1}^k \tau_i \cdot e^{\tau_i \cdot K_1} \dots \dots \dots (20)$$

T_p は、当然、 Q_p に対応する T_k であり、この場合基準の時刻は、入力ハイドログラフの立上りの時点 ($t=0$) としている。

(b) $q(t)$ を (13) 式で与えた場合；この場合も前者と同様にして求められ、(17) 式および (18) 式に対応するものがやや複雑になるだけである。ここでは、それらのみを記しておく。

$$Q_k = \frac{1}{K_2^2} \cdot e^{-T_k \cdot K_2} \cdot \{(2 \cdot A_k + 1) \cdot T_k - 2 \cdot B_k\} \dots \dots \dots (21)$$

$$T_k = K_2 + \frac{2B_k}{2 \cdot A_k + 1} + \sqrt{\left(\frac{2B_k}{2 \cdot A_k + 1}\right)^2 + \left(K_2 - \frac{2C_k}{2 \cdot A_k + 1}\right)} \dots \dots \dots (22)$$

ここに、 A_k, B_k はそれぞれ(19), (20)式における K_1 のかわりに K_2 としたものの、 C_k は、次式で表わされるものである。

$$C_k = \sum_{i=1}^k \tau_i^2 \cdot e^{-i \cdot K_2} \dots \dots \dots (23)$$

(c) $q(t)$ を(14)式で与えた場合；この場合は、前2者のように、 Q_p, T_p を解析的な式で表現することができないため、(15)式のハイドログラフを $t=0.1$ (min.) きざみに求め、 Q_p および T_p を決定するという方法をとった。

4. 計算結果と地形量の効果に関する考察

4.1 入力ハイドログラフの鋭さと地形効果の程度との関係

一般に、定常な入力を与えられた流域からの流出ピークは、流域面積が一定であるかぎり、その内部の地形構造にかかわらず一定となり、ピーク流量に関して地形効果は現われない。逆に、パルスのように鋭い入力に対しては、地形効果が顕著になることが予想される。

以上の観点から、ここでは、流域モデル群への入力である $q(t)$ の鋭さをいろいろ変えた場合、地形効果の程度がどのように変化するかを調べた結果を示すとともに若干の考察と検討を加える。

(a) 計算結果：ここでは、 $q(t)$ の鋭さを表わす指標として、ハイドログラフを時間の確率密度関数とみなし、その標準偏差 σ_t を選んだ。ただし、この効果は link における洪水伝達時間に左右される相対的なものなので、 σ_t/τ_0^* なる無次元量として扱う。また、地形効果の程度を示す指標として、85種のモデル群の各合成ピーク Q_p のうちの、最大値 Q_{pmax} と最小値 Q_{pmin} の比 Q_{pmax}/Q_{pmin} を選んだ。Fig. 2 はこれらの関係を示すものであり、実線、一点鎖線および点線で示したものは、それぞれ $q(t)$ として、(12), (13) および(14)式を与えた場合である。なお、それらの線上に記した黒丸印、a, b, a', b', a'' および b'' はそれぞれ、

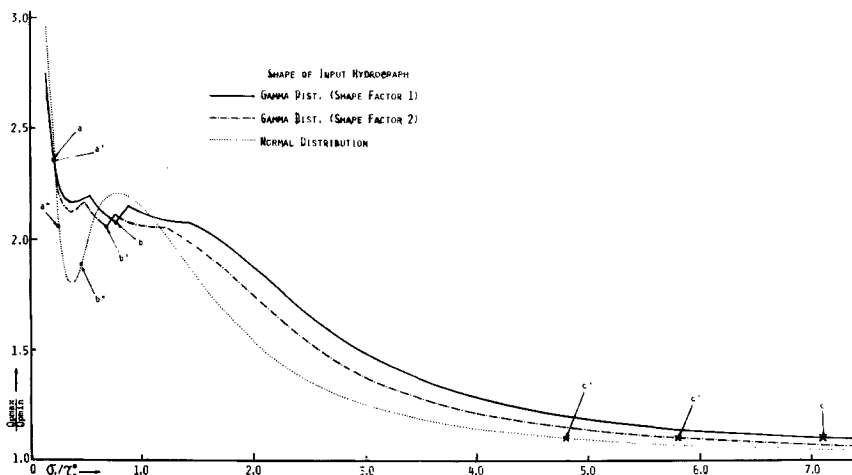


Fig. 2 Variation of effect of drainage-basin geometry upon peak flow with relative sharpness of input hydrograph.

それらの点を境にして、 Q_{pmax} あるいは Q_{pmin} を与える河道網のタイプが異なることを示しており、 Q_{pmax} については、a, a', a'' の左側が54番のタイプのもの、右側が79番のタイプのもの Q_p に相当し、 Q_{pmin} については、b, b', b'' の左側が2番のもの、b, b' の右側は13番、b'' の右側は1番のタイプのもの Q_p に相当している (Fig. 1 参照)。また、同線上に記した掛印、c, c' および c'' は、 $Q_{pmax}/Q_{pmin}=1.10$ となる点を明示したもので、これらの点を一応、本モデル群における地形効果の有意性を判定する規準点と考えることにする。

さて、この図をみると、3種の形状の入力ハイドログラフそれぞれの場合について大勢として、 σ_t/τ_0^* が小さいほど地形効果が大きくなっており予想通りであるが、細かくみると、入力ハイドログラフの形状によって地形効果の程度が異なり、 σ_t/τ_0^* が 1.2 付近より大きいところでは、つねに歪度の大きいものほど大きくなっている。また、 σ_t/τ_0^* が1以下になると Q_{pmax}/Q_{pmin} は複雑に変動するが、これは河道網の構造の効果がとくに顕著に現われるためである。

ところで、実際の河川流域において、 σ_t/τ_0^* はどの程度の値をとるであろうか。その値如何によっては、地形量の効果を論じる意義がうすれる。つきにこの点について若干検討しておこう。

(b) 実流域における σ_t/τ_0^* の推定：実流域における σ_t あるいは $\tau_0^*=l/w_0$ というものはないが、平均的にみてこれらに相当するものは考えられる。ここでは、そのごく概略の値を推定すればよいので、任意の実流域が本研究で設定した流域モデルと全く同じ構成のものに置換できると仮定して議論する。

i) σ_t の推定について；実流域における流出ハイドログラフはここでいう合成ハイドログラフであり、われわれはその分散 σ_T^2 を記録等より知ることができるが σ_t は一般に不明である。そこで、 σ_T^2 と σ_t^2 との間にどのような関係があるかを考えると、合成ハイドログラフの計算過程が、 t と τ_i の和の確率密度を計算する過程と全く同じであることに気づく。ここで t と τ_i とは独立であるとみなし得るから、 τ_i の分散を σ_T^2 とすれば、確率論の示すところにより、つぎの関係が成り立つ。

$$\sigma_T^2 = \sigma_t^2 + \sigma_r^2 \dots\dots\dots (24)$$

本流域モデル群の σ_r は $0.84 \tau_0^* \sim 2.18 \tau_0^*$ の範囲にあり、平均して、 $\sigma_r = 1.44 \tau_0^*$ である。この平均値を用いれば、上式より次式が得られる。

$$\sigma_t/\tau_0^* = \sqrt{(\sigma_T/\tau_0^*)^2 - 1.44} \dots\dots\dots (25)$$

ii) τ_0^* の推定について； τ_0^* の概略値は、 $\tau_0^*=l/w_0$ であるので、実流域を19の均一な単位流域から構成されたものに置き換えたときの link 長 l の推定と、洪水伝達度 w_0 の推定によって得られる。いま実流域の面積 A のみがわかっている場合を考える。すると単位流域の面積は $a=A/19$ で与えられる。単位流域の形に

Table 4. Examples of relative sharpness of input hydrograph, σ_t/τ_0^* , estimated by Eq. (27) based on the data of the floods caused by Aug. 13, 1960 storm in Ibi River Basin.

Basin Name	Area (km ²)	σ_T (hr)	σ_t/τ_0^*
Matsuda	66.4	1.36	5.42
Kurotsu	99.0	1.36	4.38
Tokuyama	254	1.67	3.28
Yamaguchi	390	1.54	2.45
Yokoyama	471	2.05	2.91
Okajima	637	2.35	2.85
Sagita	1270	2.87	2.39

については本モデルでは何んら規定していないが、ここでは長方形を考え、河水の流下方向と横断方向の比を2:1として、河道がその中央を真直に流れていることにすると、 l と A の関係はつぎようになる。

$$l = \sqrt{\frac{2}{19} A} \dots\dots\dots (26)$$

つぎに洪水伝達速度 w_0 であるが、これについては、 $w_0=2\sim 4$ m/sec 程度と考えられるが、ここではその平均値として $w_0=3.0$ m/sec としよう。すると、(25)式は、

$$\sigma_t/\tau_0^* = \sqrt{\frac{1108}{A} \sigma_T^2 - 1.44} \dots\dots\dots (27)$$

となる。ここに、 A : km², σ_T : hr である。

iii) 事例; Table 4. に(27)式による σ_t/τ_0^* の事例を示す。これは、昭和35年8月13日に揖斐川水系で起った豪雨に対して推定されたハイドログラフ⁸⁾に基づいたものである。このときの降雨は、その前2日来の200~300mmの降雨に加えて、3~4時間に100~150mmというかなり集中した強いもので、たとえば黒津ダム上流の流域平均のハイドログラフの σ は0.95hr., ピーク強度は87mm/hr.であった。

この表によると、一般に、流域面積が大きくなるほど、 σ_t/τ_0^* が小さくなる傾向。すなわち地形効果が顕著になる傾向がうかがえる。そして、これらの数値は、Fig. 2 から明らかなように、地形効果が十分に有意であることを示している。

以上、その地形量が何であるかを限定せずに、地形効果一般についてその現れ方の程度が、入力ハイドログラフの鋭さの相対的尺度 σ_t/τ_0^* によってどのようになるかを調べ、また、若干のデータの検討によって現実の河川流域でも地形効果が十分に有意に現われる可能性があることを確めた。そこでつぎに、具体的な地形量として、Horton 数を取りあげ、その出水ピークに及ぼす効果を検討する。

4.2 Horton 数が出水ピークに及ぼす効果の検討

(a) 計算結果の検討: Fig. 3 は 2. で設定した85種の流域モデルに同一の入力を与えた場合に得られた、それぞれの合成ピークとその生起時刻の関係の一例を示したものである。入力 $q(t)$ としては、(12)式で $K_1/\tau_0^* = 2.0$ ($\sigma_t/\tau_0^* = 2.83$) としたものを与えたもので、図中の各プロットのそばに記してある数字は流域モデルの番号である。

この図においてまず気づくことは、これらのプロットが5つのグループを形成していることである。これらのグループの共通点を調べると、それは各モデルの最長の chain を構成している link の数 j であることがわかる。そして、 Q_p が一番大きいグループは $j=5$ のもの、2番目は $j=6$ のもの、…といったように j が大きいほど Q_p が小さくなっていることがわかる。ここには示さないが、この傾向は入力条件を変えても同様で、とくに σ_t/τ_0^* を大きくするほど明確にグルーピングされることがわかった。このことは、出水のピークおよびその生起時刻に対して、 j 、したがって最長の chain 長 $j \cdot l$ が大きな効果をもっていることを示している。またレリーフ一定という条件を与えているので、 j が同じならその最長 chain の平均こう配も等しく、それは j が小さいほど大きい。すなわち、従来から知られている最長流路長とその平均こう配の効果が二重に現われて、このようなグループが形成されると考えられる。したがって、ミクロにみた Horton 数の効果はこの同じグループ内で、すなわち j が等しいという条件のもとで探る必要がある。

そこで、たとえば $j=8$ のグループ(図中右から2番目)に注目してみる。たとえば、モデル番号17, 18, 21, 28および41の Q_p は、このグループのスケールからみて相当大きなばらつきをしている。ところが Table 2 をみると、これら4種の流域モデルの Horton 数は、すべて $R_b=3.17$, $R_b'=4.50$, $R_a=4.67$, $R_s=1.96$ と、全く同じ組合せになっている。このような例は $j=8$ のグループで他に3組あり、また $j=5, 6$, および7のグループで、それぞれ1, 6および6組みられる。このことは、このようなグループ内のスケールでは、個々の Horton 数はもちろん、すべての Horton 数の組合せさえ、出水ピークに及ぼす明確な(あるいは一義的な)効果はないということの意味している。すなわち、Horton 数および j は共に流域の地形構造をマクロに

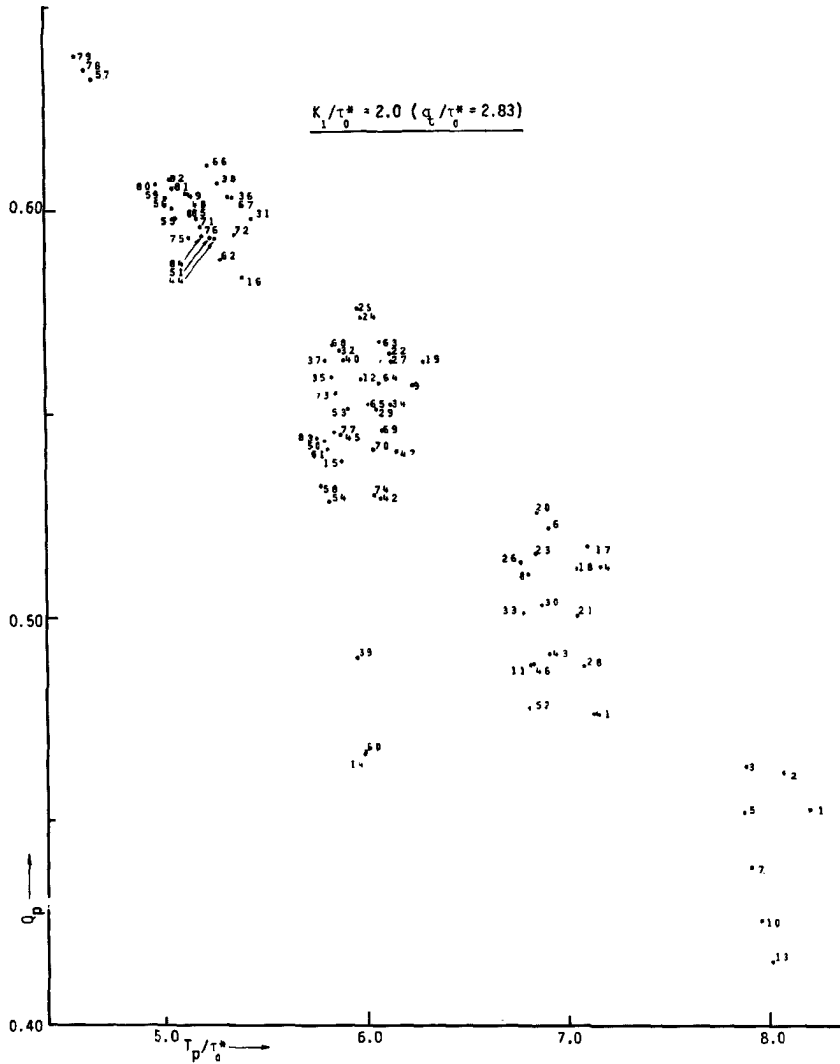


Fig. 3 Computational results of peak discharge and time of its occurrence of composed hydrograph at outlet of each drainage-basin model. Number near by plot corresponds to type No. of channel network pattern designated in Fig. 1.

表現する量であるが、出水ピークの予測に関しては、すべての Horton 数の組合せがもつ情報量でさえ、 j のもつ情報量をわずかに上まわる程度であるといえる。したがって、個々の Horton 数のもつ情報量は j のもつ情報量と多くとも同程度と考えられる。

以上の検討の結果によると、個々の Horton 数はもちろん、すべての Horton 数の組合せについても、その出水ピークに及ぼす効果を論じることは、実用上ほとんど意味がないことになるが、たとえば、分岐比 R_b についてはそれが大きい流域ほど一般には出水のピークは小さくなるといわれており¹⁾、その程度のマクロな意味において、他の個々の Horton 数についてはどのようであろうかということに興味があり、つぎに個々の

Horton 数のマクロな効果を探ってみた結果を示し、若干の考察を加える。

(b) Horton 数のマクロな効果について：ここでは、 j の出水ピークに及ぼす効果が個々の Horton 数の効果を上まわっているという上記の結果から、つぎのような方法で、Horton 数のマクロな効果を探ってみた。すなわち、流域モデル群を j によってグループ分けし、各グループについて、個々の Horton 数の期待値、 $\bar{R}_b, \bar{R}_b', \bar{R}_L, \bar{R}_a$ および \bar{R}_s (これらをまとめて \bar{R}_* で表わす) と、 Q_p の期待値 \bar{Q}_p とを求め、それらの関係を調べるという方法である。この方法の意味するところは、 j と \bar{Q}_p の関係を前提としているので、 j と \bar{R}_* の関係を探ると同等であり、したがって、 \bar{R}_* の \bar{Q}_p に及ぼす効果というよりは、たとえば、 \bar{Q}_p が大きいすなわち j が小さい流域モデルのグループは、期待値的にどのような \bar{R}_* をもっているかを調べるということである。なお、ここで期待値と称するわけは、TDCN の等確率性²⁾を考慮して、85 種の流域モデルに対応する量に TDCN の数の重みをつけて求めたものであるからである。

Fig. 4 はその結果の一例を示したもので、黒丸印、黒三角印および掛印は、それぞれ入力ハイドログラフ

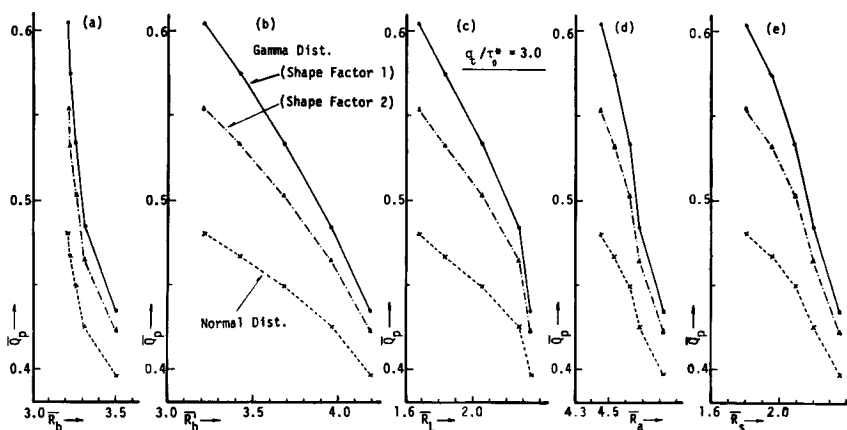


Fig. 4 Relations between expected peak discharge from the drainage-basin models grouped by their maximum chain length and expected Horton's numbers of them.

Table 5. Variation range and standard deviation of Horton's numbers of the drainage-basin models grouped by j , number of links which compose the longest chain.

j	R_b	R_b'	R_L	R_a	R_s
5	3.17~3.25 (0.04)	3.17~3.25 (0.04)	1.60~1.75 (0.08)	4.38~4.51 (0.07)	1.74~1.86 (0.06)
6	3.17~3.50 (0.10)	3.17~3.84 (0.13)	1.60~2.50 (0.23)	4.36~5.56 (0.10)	1.81~2.15 (0.10)
7	3.17~3.50 (0.13)	3.17~4.17 (0.29)	1.60~3.00 (0.36)	4.36~5.56 (0.38)	1.88~2.29 (0.12)
8	3.17~3.50 (0.16)	3.17~4.50 (0.37)	1.60~3.50 (0.51)	4.36~5.56 (0.37)	1.96~2.43 (0.14)
9	3.50 (0)	3.50~5.0 (0.47)	2.00~4.00 (0.54)	4.38~5.56 (0.42)	2.04~2.59 (0.17)

として、(12)、(13)および(14)式を用いた場合(ただし、 $\sigma_t/\tau_0^*=3.0$)のもので、それぞれ \bar{Q}_p が大きいものから順に、 $j=5, 6, \dots, 9$ に対応している。なお、参考のために、Horton 数の j ごとの分布範囲および標準偏差を Table 5 に示しておく。この図から、 \bar{R}_* のすべてが、 \bar{Q}_p に対して同様な関係、すなわち、 \bar{Q}_p が大きいほど、 \bar{R}_* が小さいという関係がみられる。もうすこし正確にいうと、 j が小さいグループほど、 \bar{Q}_p の期待値が大きく、そのようなグループでは Horton 数のすべての期待値が小さいという関係になっている。このような関係を Horton 数が出水ピークに及ぼすマクロな効果と称するならば、前述の R_b の効果と、ここに示した効果とは同じ関係になっている。ということは、逆にいえば従来いわれている R_b の効果の意味は上述のように解釈できることを示唆している。

なお、ピーク生起時刻との同様な関係については、Fig. 5 に示すように、 \bar{Q}_p と \bar{T}_p^*/τ_0^* (\bar{T}_p^* は入力ハイドログラフのピーク時を基準とした合成ピークの生起時刻) とがほぼ反比例の関係にあることから明らかであろう。また、ここに示した例は、 $\sigma_t/\tau_0^*=3.0$ の場合であるが、他の場合も同様であり、ただそれが 1.0 前後より小さい場合に、 \bar{Q}_p と \bar{T}_p^* の関係が滑らかでなくなるとともに、それぞれの分散もかなり大きくなって、 j によるグルーピングも判然としなくなる。しかし、このような場合は、4.1 における検討結果より実流域ではまず起り得ないと考えられ、ここには示さない。

5. あとがき

以上、本研究では、各種の流域地形量のうち、とくに Horton 数に注目し、それが出水ピークに及ぼす効果がどのようなものであり、またどの程度のものであるかを探るために、面積およびレリーフの一定な位数 3 の(あるいは 3 段階の位数で構成された)流域モデル群(すべて 19 コの均一化された単位流域からなる)を想定し、入力として単位流域からの流出ハイドログラフを直接 3 種の確率密度関数として与え、河道網系における流下合流機構の線形仮定のもとに、合成ハイドログラフのピークとその生起時刻を算出し、各流域モデルの Horton 数との関係を調べた。また、その過程において、出水ピークに及ぼす地形効果一般の現われ方の程度と入力ハイドログラフの鋭さの相対尺度との関係を検討した。以下にその主な結果を列挙する。

- (1) すべての Horton 数の組合せが出水ピークに及ぼす効果は、最長流路長とその平均こう配の効果に比してわずかに大きい程度である。
- (2) 個々の Horton 数の効果は、最長流路長とその平均こう配の効果に比して同程度以下である。
- (3) マクロにみた個々の Horton 数の効果はそのすべてについて、Horton 数が大きいほど出水ピークは小さいという関係にあるかにみえる。
- (4) 入力条件による地形効果一般の現われ方の程度は、入力の時間的ひろがり、合流点間の洪水伝達時間の比によって左右され、その比が大きいほど小さい。

なお、上記の(3)については、本流域モデル群の特性である可能性があり、検討の余地がある。いずれにせよ、Horton 数が出水ピークに及ぼす効果は、一義的なものではなく、最長流路長およびその平均こう配に

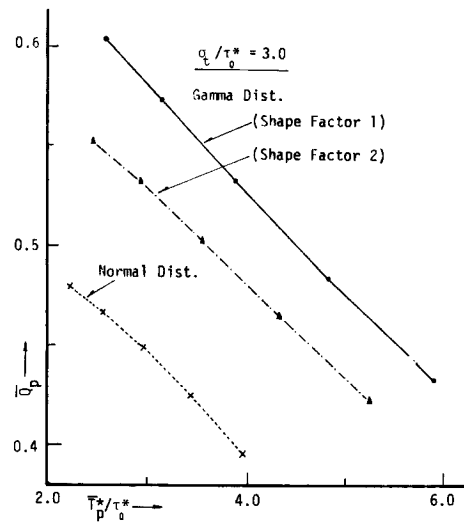


Fig. 5. Relation between expected peak discharge and expected peak time of composed hydrographs at outlets of the drainage-basin models grouped together by their maximum chain length.

Horton 数をつけ加えるような出水ピークの推算式等を組立てることはあまり意味がないと考えられる。

以上、この研究によって、Horton 数が出水ピークに及ぼす効果が、どのようなものであり、またどの程度のものであるかがほぼ明らかになったが、今後、その効果が不明な他の地形量についても、ここに示した手法の改良、拡張により、研究を進めるつもりである。

最後に、この研究に際し、種々適切な御教示、御助言をいただいた当研究所石原安雄教授、ならびに計算に当って御助力いただいた京都大学院生岸洋正君に厚く謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) たとえば、Chow, V. T.: Handbook of Applied Hydrology, Mc-Graw-Hill Book Co., Section 4-II, 1964.
- 2) 石原藤次郎・高棹琢馬・瀬能邦雄：河道配列の統計則に関する基礎的研究，京都大学防災研究所年報第12号B, pp.345-365, 昭44.
- 3) Smart, J. S.: Channel Networks, Advances in Hydrosience, 8, pp.305~335, 1972.
- 4) Shreve, R. L.: Infinite Topologically Random Channel Networks, J. Geol, 75, pp.179~186, 1967.
- 5) Yang, C. T.: Potential Energy and Stream Morphology, Water Resources Research, Vol. 7, No. 2, pp.311~327, 1971.
- 6) Leopold, L. B. and T. Jr. Maddock: The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 252, p.56, 1953.
- 7) Leopold, L. B. : Downstream Change of Velocity in Rivers, Am. Jour. Sci., Vol. 251, pp.606~624, 1953.
- 8) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：昭和42年度揖斐川洪水調節効果の検討報告書，昭和43.