

## 長短期流出両用モデルの分布型流域モデルへの適用

福島 晨・武田育郎

### An Application of the Long and Short Terms Runoff Model to the Distributed Type of Basin Model

Akira FUKUSHIMA and Ikuo TAKEDA

**Abstract** A modified method of runoff analysis is proposed and examined to apply the long and short terms runoff model (LST-II), which is developed by Kadoya and Nagai (1988) for analyzing both flood and long term runoff successively, to the distributed type of basin model. The outline is as follows:

The model incorporates two stages of runoff routing. In the first stage the rainwater flow on a hillslope area to become the lateral inflow hydrograph for the second or stream phase is evaluated by the modified LST-II model having the bottom width of equivalent to slope length for each slope system. The second stage is one for routing the stream hydrograph by a kinematic wave equation. The stream system in watershed model is constructed on the network evaluated the sources of first stream order on map of a river basin with the scales of 1/25,000 or 1/10,000.

As the result of runoff analysis in the Hii River basin of 911.4 km<sup>2</sup> and Otonashi reclamation area of 0.29km<sup>2</sup>, it is showed that the modified LST-II model can be possible to utilize the flash flood forecasting in the basin involved partial developed and/or urbanized area and apply to the runoff analysis considering for the characteristics of channel network and various land form in the basin. But, in details, it is pointed out that the model is possibility to underestimate the discharge at peak parts of flood hydrograph slightly.

Key words: Runoff model; basin model; flood runoff; channel network; runoff analysis.

#### ま え が き

洪水流出解析に流域特性を十分反映しようとすれば、流域を地形・土地利用形態に応じた多くのブロックに分割することが望まれるが、実用的にはこれにも限度があり、ある程度マクロに扱わざるを得ない。

代表的な洪水流出モデルの一つである雨水流モデルは、流域地形量の特性が組み込まれており、実用的にも有用な分布型流出モデルと判断されるが、洪水予測に利用しようとする場合、有効降雨の推定法になお検討すべき問題点が残されている。また、角屋・永井によって提案さ

れた長短期流出両用モデル<sup>1)</sup>は、洪水流出解析に際しての有効降雨の推定問題を貯留型流出モデル構成によって解決するとともに、洪水流量の実時間予測に応用され、その適用性が検証<sup>2)</sup>されている。

そこで、i) 雨水流モデルによる流出解析において生じる有効降雨推定問題が解決されている、ii) 複数の流出サイクルにおける直接流出成分と低水流出成分が同時に評価される等の利点を持っている後者の長短期流出両用モデルをより実用的な洪水予測へ応用することを考える。すなわち、長短期流出両用モデル定数と流域特性の関係を明らかにし、流域の都市化ないし土地利用形態の変化にも対応しうる洪水流出予測法へ本流出モデルを活用す

ることを基本目的として、長短期流出両用モデルの分布型適用を試みる。

本報では、自然丘陵山地流域あるいは流域の部分開発地域を河道網の特性及び土地利用形態を考慮した分布型流域モデルで構成し、次いで流域斜面域の雨水流出過程が長短期流出両用モデルの分布型適用により表現されるものとし、また河道部の流れに対しては雨水流モデルにおける河道流計算法を適用するという洪水流出解析法及び本解析法による若干の検討結果について述べる。

### 1. 流域モデルの設定

自然丘陵山地の大流域を対象とする場合、国土地理院の1/2.5万あるいは1/5万地形図上に記載の河道網に基づいて分布型流域モデルを設定する。すなわち、対象流域の河道網をStrahler方式あるいはN<sub>1</sub>方式<sup>3)</sup>で次数化した後、次数uの集水域を単位流域とするu<sub>\*</sub>次流域モデルを設定する。

ところで、実際には野外で計測される流域の河道網系は地形図に記載されたものと異なっていることが認められている。また、小流域が解析対象流域の場合、豪雨時に水みちとなりうる源流部の流路—細流—は上述の1/2.5万あるいは1/5万地形図上には明示されていないことがある。

たとえば、Werrity<sup>4)</sup>はイギリス南西部の3流域で100以上の水源部の流路を現地踏査し、1/2.5万の地形図に記載の1次河道は現地踏査による計測値とかなりの差異が認められるが、1/2500の地形図に記載の河道網は実際の河道網の河道数、河道長ともよく対応していることを報告している。その際、現地踏査による水源(stream source)を次のように定義している。「河道(channel)は急勾配の斜面を両岸に持ち、十分切込みのある水路(clearly incised watercouce)とし、その水路に流れがみられるか、あるいは最近の明瞭な流出の形跡(たとえば、小石の堆積、砂漣、あるいは樹枝、樹根の上に岩石が堆積している状態)がみられる場合、その水源部まで遡って河道先端部を決定する」。また、次数別の河道長には季節的変動がみられるという研究報告もある。

こうした地形図上に明示されていない細流を地形図上で簡便的に河道網に取り込む手法として、たとえば前報で示した等高線の屈曲部の幅w、奥行ℓの比を利用して洪水時の水源部細流を形成する流路部分を評価する手法<sup>3)</sup>が適用できる。

また、解析対象流域の河道網の特性及び流域規模に応じた流出現象の時間的・空間的特性を考慮しつつ、実用

的観点から流域モデルの基準次数を逐次上げて集中化することとする。すなわち、流域モデルの単位流域に基準次数をモデル集中化の指標とする。

u<sub>\*</sub>次流域モデルにおいて、ブロックの上流側から河道が流入しない外側ブロックでは、u次河道長L<sub>u</sub>と主流方向の(u-1)次河道長L<sub>u-1</sub>の和を、また上流側から他のブロックが連なる内側ブロックでは、そのブロックの主河道長を当該ブロックの河道長とする。そしてu<sub>\*</sub>次流域モデルは、それぞれのブロックの中央部に河道、その両側に左右非対称の斜面を持つような長方形形状流域に単純化された分布型流域モデルを構成することとなる。

図1に斐伊川流域における流域モデルの一例を示す。同図に示す流域モデルは、縮尺1/5万の地形図において、等高線の幅wと奥行ℓの比がほぼw/ℓ=1の点までを降雨時の流路となるとして形成した河道網に基づき、N<sub>1</sub>方式の次数化によるu<sub>\*</sub>=4の流域モデルである。

なお、斐伊川流域の上述の河道網の最高次数はN<sub>1</sub>方式で7次である。丘陵山地流域では、河道網の最高次数より2ないし3次程度低次の支流流域を流域分割の基準とするのが一般的であるから、図1に示す流域モデルにより、本流域の持つ地形・地質・地文特性の分布を流出解析に反映できると思われる。また、流域の土地利用形態に応じた分布型流域モデル構成にも拡張できるものとする。

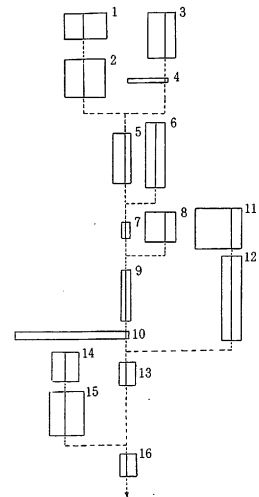


図1 流域モデルの一例  
(斐伊川流域, 大津地点, N<sub>1</sub>方式, u<sub>\*</sub>=4)

2. 流出モデルの構成

図1に示すような分布型流域モデルにおける流域斜面域及び河道部の流出モデルを以下のように構成する。

2.1 流域斜面域における流出モデルの構成

前述1.で設定した分布型流域モデル、たとえば図1に示すような流域モデルの各ブロック左右岸斜面域において、雨水流が長短期流出両用モデルの構造で集中化して算定される流出モデルを考える。すなわち、角屋・永井の長短期流出両用モデルの第1段タンク上層からは表面流出と早い中間流出、第1段タンク下層からは遅い中間流出、第2、3段タンクからは地下水流出に対応する流出が算定されることを踏まえ、図2に示す長短期流出両用モデル(LST-II)の各段タンクからの流出高が斜面域単位幅当たりの流出量(=河道単位長流入量)として評価されるものとする。

ここで、図2に示すLST-IIの最上段タンクは、樹木による降雨遮断量を評価するためのもので、文献1)では長短期流出両用モデルは3段のタンクで構成されると定義され図2の最上段タンクは図示されていない。これは、最大降雨遮断量 $z_0$ 及び初期貯留量 $S_{00}$ は同定対象外として取り扱うことによるものと思われる。

さて、図2に示すLST-IIが、底幅が単位長(=1m)、奥行が分布型流域モデルの各ブロックの斜面長を持つタンクに置換された、いわば拡張LST-IIによって、分布型流域モデルの各ブロックの斜面域における降雨遮断量、各流出高、浸透能、浸透高、蒸発散量が算定されるものとする。

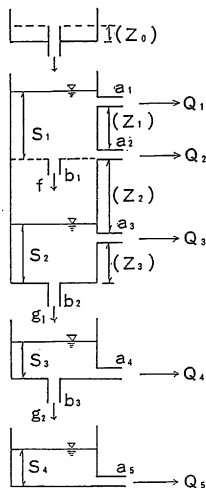


図2 長短期流出両用モデル(LST-II)

降雨遮断量：

角屋・永井法で採用されている次式の形で樹木等による降雨遮断量 $I_i$ を算定し、分布型流域モデルの各ブロックへの入力系列 $r_i$ より降雨遮断量を差し引いた雨量系列 $r_{a,i}$ を第1段タンク上層に入力する。

$$r_{a,i} = 3600 \{ R_i - (I_i - I_{i-1}) \} / \Delta t_r \quad \dots\dots(1)$$

$$I_i = (z_0 - S_{00}) \{ 1 - \exp(-R_i / z_0) \} \quad \dots\dots(2)$$

$$R_i = \sum r_i \cdot \Delta t_r / 3600 \quad \dots\dots(3)$$

ここに、 $R_i$ ：入力降雨の単位時間を $\Delta t_r$ 秒としたとき、 $i \Delta t_r$ 時刻までの累加雨量(mm)、 $I_i$ ： $i \Delta t_r$ 時刻までの降雨遮断可能量(mm)、 $z_0$ ：最大遮断量(mm)、 $S_{00}$ ：初期貯留量(mm)、 $r_i$ ：時刻 $(i-1) \Delta t_r$ から $i \Delta t_r$ 間の降雨量(強度)(mm/h)、 $r_{a,i}$ ：時刻 $(i-1) \Delta t_r$ から $i \Delta t_r$ 間の降雨遮断効果を受けた後の降雨量(強度)(mm/h)。

流出高、浸透能、浸透高：

第1-3段タンクからの流出高、各段タンクより下層への浸透高は次式で表されるとしている。なお、ここでは、LST-IIモデルで定義されているモデル定数 $A_1, A_2, \dots, B_1, B_2, \dots$ 等を流域モデルの精粗と関連づけて議論可能にする意図で、以下のように $a_{1N}$ (または $a_{1k}$ ),  $a_2, \dots, b_1, b_2, \dots$ 等のように変換したモデル定数で考えることにする。

$$\left. \begin{aligned} Q_1 &= A_1 (S_1 - z_1)^m \\ &= \alpha_1 \sqrt{s} (S_1 - z_1)^m / a_{1N} \\ &= \alpha_1 \{ (S_1 - z_1) / a_{1k} \}^m \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots(4)$$

$$Q_2 = A_2 S_1 = \alpha_1 a_1 S_1 \quad \dots\dots(5)$$

$$Q_3 = A_3 (S_2 - z_3) = \alpha_1 a_3 (S_2 - z_3) \quad \dots\dots(6)$$

$$Q_4 = A_4 S_3 = \alpha_1 a_4 S_3 \quad \dots\dots(7)$$

$$Q_5 = A_5 S_4 = \alpha_1 a_5 S_4 \quad \dots\dots(8)$$

$$g_1 = B_2 S_2 = \alpha_1 a_2 S_2 \quad \dots\dots(9)$$

$$g_2 = B_3 S_3 = \alpha_1 a_3 S_3 \quad \dots\dots(10)$$

$$\left. \begin{aligned} f &= B_1 (z_2 + z_3 - S_2) \\ &= \alpha_1 b_1 (z_2 + z_3 - S_2) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots(11)$$

蒸発散量：

蒸発散量はLST-IIで定義されている評価法を適用する。

各ブロック斜面域における連続の式：

$$d S_1 / d t = r - f - Q_1 - Q_2 \quad \dots\dots(12)$$

$$d S_2 / d t = f - Q_3 - g_1 \quad \dots\dots(13)$$

$$d S_3 / d t = g_1 - Q_4 - g_2 \quad \dots\dots(14)$$

$$d S_4 / d t = g_2 - Q_5 \quad \dots\dots(15)$$

ここに、 $S_1 \sim S_4$ ：各段タンクの貯留量(mm)、 $t$ ：時間(h)、 $r$ ：流域平均降雨強度(mm/h)、 $Q_1$ から $Q_5$ ：左

右岸斜面域の各段タンクからの流出高(mm/h),  $g_1, g_2$  : 左右岸斜面域の各段タンクより下層への浸透高(mm/h),  $z_1$  から  $z_3$  : 各段タンク底面からの各流出孔の高さ(mm),  $\alpha_1$  : 換算係数で  $\alpha_1 = \alpha_s / B$ ,  $\alpha_s = 36$ ,  $B$  : 各ブロック左右岸の斜面長(m),  $s$  : 各ブロック斜面勾配,  $a_{1N}$  または  $a_{1k}$  : 表面流モデルの等価粗度  $N (m^{-1/3} \cdot s)$  または斜面流動定数  $k = (N/\sqrt{s})^{0.6} (m^{-1/5} \cdot s^{3/5})$  に対応する定数,  $m$  : 定数 (=5/3),  $a_2, a_3$  : 中間流モデルの定数  $k_1 s / \lambda$  ( $k_1$  : 表層の透水係数,  $\lambda$  : 表層有効間隙率)に対応する定数(cm/s),  $a_4, a_5$  : 帯水層の斜面方向の透水係数, 動水勾配に規定される定数(cm/s),  $b_1, b_2, b_3$  : 鉛直方向の浸透量を規定する定数(cm/s).

流域斜面域における流出計算の単位時間を  $\Delta t_s$  秒とした場合, 上述の式によって  $\Delta t_s$  秒毎に算定される流出高  $Q_1 \sim Q_5$  の総和は次式によって斜面単位幅流量の  $q_s$  に換算される.

$$q_s = \frac{B}{\alpha_2} \sum_{i=1}^5 Q_i \dots\dots\dots(10)$$

ここに,  $q_s$  : 斜面単位幅流量 ( $m^2/s$ ),  $\alpha_2$  : 換算係数で  $\alpha_2 = 3.6 \times 10^6$ , 上式の  $q_s$  を流域モデルの各ブロック左右岸について求め, それぞれ  $q_L, q_R$  とすると, 河道部における河道流計算に必要な河道単位長流入量  $Q_i (m^2/s)$  は次式によって算定される.

$$Q_i = q_L + q_R \dots\dots\dots(17)$$

2.2 河道部における流出モデルの構成

河道部の河道流の伝播過程は, 次式で表される雨水流モデルの河道流に関する基礎式を利用して追跡する.

$$W = K Q^P$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_s \dots\dots\dots(18)$$

ここに,  $W$  : 河道流積 ( $m^3$ ),  $Q$  : 流量 ( $m^3/s$ ),  $q_s$  : 河道単位長流入量 ( $m^2/s$ ),  $t$  : 時間 (s),  $x$  : 距離 (m),  $K, P$  : 河道流定数で, 径深  $R$  と流積  $W$  の間に,

$$R = K_1 W^z \dots\dots\dots(19)$$

の関係が成立するとき, 次式で与えられる.

$$K = \left( \frac{n}{K_1^{2/3} S^{1/2}} \right)^P$$

$$P = \frac{3}{3 + 2z} \dots\dots\dots(20)$$

ここに,  $n$  : Manning の粗度係数,  $S$  : 河道勾配,  $K_1, z$  : 定数.

最上流の流域ブロックから上述 2.1 で示した LST-II の基本構造を利用した流域斜面域における流出計算及

び雨水流モデルで用いられている上述の河道部における流出計算を順次行い, 流域最下流端における流出量の時間的变化を求める.

3. 流出計算における単位時間の検討

流出計算に際し, 解析対象流域の流域特性に応じた入力降雨の単位時間, 斜面部及び河道部における流出計算の単位時間を設定することになるが, これらについて雨水流モデルを基礎にした若干の検討結果を述べる.

雨水流モデルにおける河道流の運動方程式を (21) 式で表した場合, Eagleson は洪水流出解析の河道流追跡単位時間  $\Delta t_{c(opt)}$  として (22) 式を提案している.

$$Q = \alpha W^m \dots\dots\dots(21)$$

$$\Delta t_{c(opt)} = \left( \frac{L}{3.2 \alpha m (\bar{q}_s)^{m-1}} \right)^{1/m} \dots\dots\dots(22)$$

ここに,  $Q$  : 流量 ( $m^3/s$ ),  $W$  : 河道流積 ( $m^3$ ),  $\alpha$  : 定数 ( $m^{3-m} \cdot s^{-1}$ ),  $m$  : 定数 (無次元),  $L$  : 河道長 (m),  $\bar{q}_s$  : 全横流入量の平均値 ( $m^2/s$ ).

いま, 雨水流モデルの斜面流及び河道流の運動方程式をそれぞれ (23), (24) 式で表した場合, (22) 式に対応する式は (25), (26) 式ようになる.

$$h = k q^P \dots\dots(23), \quad W = K Q^P \dots\dots(24)$$

$$\Delta t_{s(opt)} = 155.1 k B^P r_e^{P-1} \dots\dots\dots(25)$$

$$\Delta t_{c(opt)} = K (P L / 3.2)^P (\bar{q}_s)^{P-1} \dots\dots(26)$$

ここに,  $h$  : 水深 (m),  $q$  : 斜面単位幅流量 ( $m^2/s$ ),  $k$  : 定数 ( $m^{-1/5} \cdot s^{3/5}$ ),  $P, P$  : 定数

ここで, 自然丘陵地流域の下狩川流域 (流域面積  $A = 1.32km^2$ ) で, 1/1万地形図に基づいて設定した河道次数を基準に流域分割して設定した次数別分布型流域モデルを例に上述の  $\Delta t_{s(opt)}$ ,  $\Delta t_{c(opt)}$  を算定してみる. なお, 本流域の次数別分布型流域モデルのブロック数, 斜面長等の特性値を表 1 に示す.

表 1 流域モデルの基準次数  $u_*$  と流域ブロック数, 平均斜面長

$u_*$	流域ブロック数	平均斜面長
1	62	63m
2	20	96
3	7	185
4	3	304
5	2	415
6	1	546

表1に示す各流域モデルにおいて、一様一定有効降雨を与えると(25),(26)式から算定される値は $r_e=3\text{mm/h}$ の場合、 $\Delta t_{s(\text{opt})}=7600-9740$ 秒、 $\Delta t_{c(\text{opt})}=295-360$ 秒、また $r_e=30\text{mm/h}$ の場合、 $\Delta t_{s(\text{opt})}=3000-3800$ 秒、 $\Delta t_{c(\text{opt})}=140-180$ 秒となる。

一方、雨水流モデルの基礎式から得られる斜面部及び河道部におけるそれぞれの雨水伝播時間 $t_{si}$ 、 $t_{ci}$ を、一様一定有効降雨を次級別分布型流域モデルへの入力条件で算定すると表2(a),(b)のような結果が得られた。また、図3・4は、流域モデル $u_*=1$ における $r_e=3, 30\text{mm/h}$ の場合に対する雨水流の斜面部及び河道部の伝

播時間のヒストグラムである。

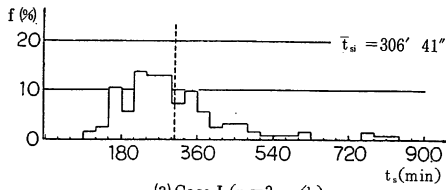
表2(a)(b)、図3・4に示すように、有効降雨強度 $r_e=3-30\text{mm/h}$ の範囲で雨水流の伝播時間が大きく変化しており、 $r_e=3, 30\text{mm/h}$ とでは、 $t_{si}$ は約1/2.5、 $t_{ci}$ は約1/2に減少している。また、 $r_e=30-60\text{mm/h}$ の範囲では $t_{si}$ 、 $t_{ci}$ の平均値及び分布形状ともその変化は緩慢といえる。こうした傾向は $u_*=2$ 以上の流域モデルについても指摘できる。さらに、流域モデルの集中化による $t_{si}$ 、 $t_{ci}$ の変化は小さくなく、約15-20%増となっている。一方、 $t_{si}/t_{ci}$ の値は30-40となり、雨水流伝播時間において $t_s$ が支配的となる。

表2(a) 各ブロック斜面部における雨水流の伝播時間の平均値 $\bar{t}_{si}$ とその標準偏差 $\sigma_s$

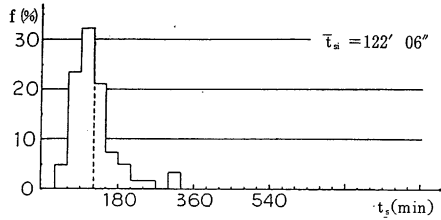
$r_e$ (mm/h)	$u_*=1$		$u_*=2$		$u_*=3$		$u_*=4$		$u_*=5$	
	$t_{si}$	$\sigma_s$	$t_{si}$	$\sigma_s$	$t_{si}$	$\sigma_s$	$t_{si}$	$\sigma_s$	$t_{si}$	$\sigma_s$
	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec
3	306 41	136 17	339 45	175 40	371 02	176 45	380 24	67 08	352 14	89 57
5	250 00	111 06	276 58	143 12	302 28	144 05	310 06	54 43	287 08	73 20
10	189 28	84 12	209 54	108 32	229 13	109 12	235 01	41 28	217 36	55 34
15	161 06	71 35	178 29	92 17	194 54	92 51	199 50	35 16	185 02	47 15
20	143 35	63 48	159 05	82 15	173 43	82 45	178 06	31 26	164 55	42 07
25	131 20	58 22	145 30	75 15	158 53	75 41	162 54	28 45	150 50	38 31
30	122 06	54 15	135 16	69 56	147 43	70 22	151 27	26 43	140 13	35 49
40	108 49	48 21	120 34	62 20	131 39	62 43	134 59	23 49	124 59	31 55
50	99 32	44 14	110 16	57 00	120 25	57 22	123 27	21 47	114 19	29 12
60	92 32	41 07	102 31	53 00	111 57	53 20	114 46	20 15	106 16	27 08

表2(b) 各ブロック河道部における雨水流の伝播時間の平均値 $\bar{t}_{ci}$ とその標準偏差 $\sigma_c$

$r_e$	$u_*=1$		$u_*=2$		$u_*=3$		$u_*=4$		$u_*=5$	
	$t_{ci}$	$\sigma_c$	$t_{ci}$	$\sigma_c$	$t_{ci}$	$\sigma_c$	$t_{ci}$	$\sigma_c$	$t_{ci}$	$\sigma_c$
	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec	min sec
3	7 25	6 05	9 30	7 58	9 13	6 50	8 37	5 36	9 21	7 44
5	6 23	5 13	8 10	6 53	7 52	5 51	7 22	4 50	7 54	6 33
10	5 13	4 15	6 39	5 38	6 21	4 44	5 58	3 57	6 18	5 13
15	4 39	3 47	5 53	5 01	5 36	4 11	5 16	3 31	5 31	4 34
20	4 16	3 28	5 24	4 43	5 08	3 50	4 49	3 14	5 02	4 10
25	4 00	3 15	5 04	4 20	4 47	3 35	4 30	3 24	4 40	3 52
30	3 48	3 05	4 48	4 06	4 32	3 23	4 16	2 53	4 24	3 39
40	3 30	2 50	4 24	3 47	4 09	3 06	3 54	2 39	4 00	3 19
50	3 16	2 39	4 07	3 33	3 52	2 54	3 39	2 29	3 43	3 05
60	3 06	2 31	3 54	3 22	3 39	2 45	3 27	2 22	3 31	2 54

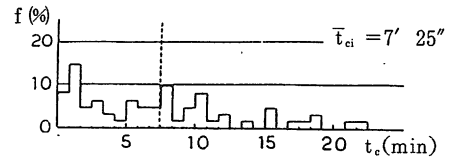


(a) Case I ( $r_s=3\text{mm/h}$ )

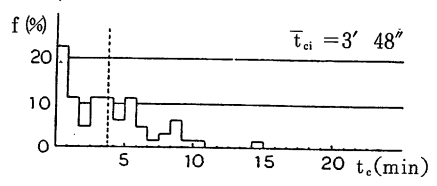


(b) Case II ( $r_s=30\text{mm/h}$ )

図3  $t_{s1}$ のヒストグラム ( $u_* = 1$ )



(a) Case I ( $r_s=3\text{mm/h}$ )



(b) Case II ( $r_s=30\text{mm/h}$ )

図4  $t_{c1}$ のヒストグラム ( $u_* = 1$ )

いま、有効降雨の単位時間を  $\Delta t_r$ 、斜面流、河道流の追跡単位時間をそれぞれ  $\Delta t_s$ 、 $\Delta t_c$  とする。その場合、上述の下狩川流域での検討例を考慮すると、斜面末端流量を  $\Delta t_s$  時間間隔に内挿再配列し、河道への横流入量  $q_s$  を算定する際、 $\Delta t_s$  時間内一定の横流入量とするより、図5のように  $\Delta t_c$  ごとに横流入量  $q_s$  を算定する方が計算精度を上げることになる。ただし、各ブロックの河道上流端を出発する特性曲線の時間間隔は  $\Delta t_s$  の値と同一で十分である。したがって、河道部を  $\Delta t_c$  時間流下するごとに、横流入量が増加する計算手法となる。

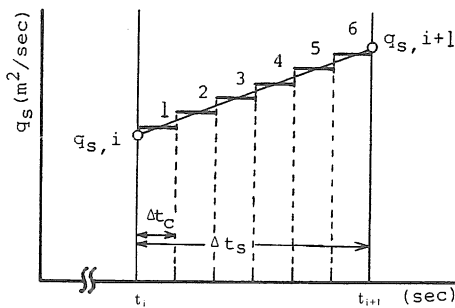


図5 河道単位長流入量  $q_s$  の算定

また、各ブロックの斜面及び河道末端における流量の補間を i) 直線で内挿する場合、ii) 流量の対数値をとって、内挿する場合の2通りについて、雨水流モデルの等価粗度の最適値  $N_{opt}$  の評価にどのような影響があるかを検討した。その結果、流域モデルの基準次数が小さく

なるにつれ、ii) の対数補間の方が i) の線形補間より最適値  $N_{opt}$  が大きく評価される傾向が認められた。

これらの結果を総合して、下狩川流域では流量の補間は ii) の対数補間法を、単位時間は  $\Delta t_r=1800$  秒、 $\Delta t_s=900-1800$  秒、 $\Delta t_c=150-900$  秒の単位時間を用いた解析が良好な流出量ハイドログラフの再現性を与えることとなった。

ここで検討しようとしている長短期流出両用モデルの分布型適用に際しても、計算単位時間の選定には、上述の特性を考慮する必要がある。

#### 4. 流出モデルの適応性

ここでは、(1) 角屋・永井の提案の長短期流出両用モデルを解析流域にそのまま適用する場合 (LST-II モデルの集中型適用) と (2) 前述 2. で示した長短期流出両用モデルを分布型流出モデルに適用する場合 (LST-II モデルの分布型適用) の2つの適用法を比較検討してみる。

斐伊川流域の1972年7月出水を対象に、LST-II モデルの集中型適用の結果を図6に示す。なお流出モデル定数はSP法で同定した。これらモデル定数による観測ハイドログラフの再現性は相対誤差で、17.8%であった。また、計算ピーク発生時刻が早まる傾向がみられた。なお、これらモデル定数は、 $a_{1k}$  から  $a_5$ 、 $b_1$  から  $b_3$  の値で表示してある。

次いで、LST-II モデルの分布型適用を図1に示す16ブロックで構成される分布型流域モデルに対して試みた結果、図7に示すモデル定数が同定された。なお、この場合、入力降雨の単位時間  $\Delta t_r=3600$  秒、 $t_s=3600$  秒、

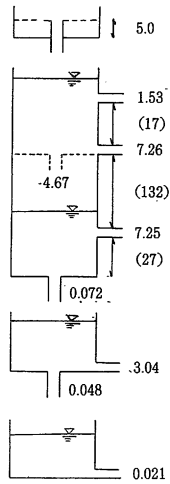


図6 最適モデル定数(集中型, 斐伊川流域)

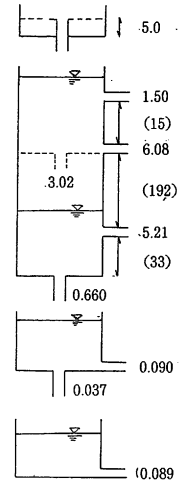


図7 最適モデル定数(分布型, 斐伊川流域,  $N_1$ 方式,  $u_* = 4$ )

$\Delta t_c = 600$ 秒とした解析結果である。

観測ハイドログラフは図8に示すように、15.2%の相対誤差で再現された。ハイドログラフピーク部は計算値の方が早く発生する傾向にあり、河道網の効果を組入れたのみでは、観測ハイドログラフのピーク部の再現性が十分改良されないとと言える。

また、小流域での解析例として、益田開拓農地造成地の音無川流域で観測された1983年7月出水について検討した。1983年7月22日19時～7月23日23時10分を解析対象期間とした場合、LST-IIモデルの集中型適用では、

相対誤差22.9%で観測ハイドログラフの再現性が得られた。本流域におけるLST-IIモデルの分布型適用例として、左右岸非対象の斜面域を持つ単一ブロックで解析した結果、図9に示すモデル定数が同定された。なお、この場合、入力降雨の単位時間 $\Delta t_r = 600$ 秒、 $t_s = 600$ 秒、 $\Delta t_c = 150$ 秒とした解析結果である。また、本解析例は前述と同様1983年7月22日19時～7月23日23時10分を解析対象期間とした場合で、図9に示すモデル定数による計算ハイドログラフを図10に示す。観測ハイドログラフは相対誤差16.3%で再現されている。

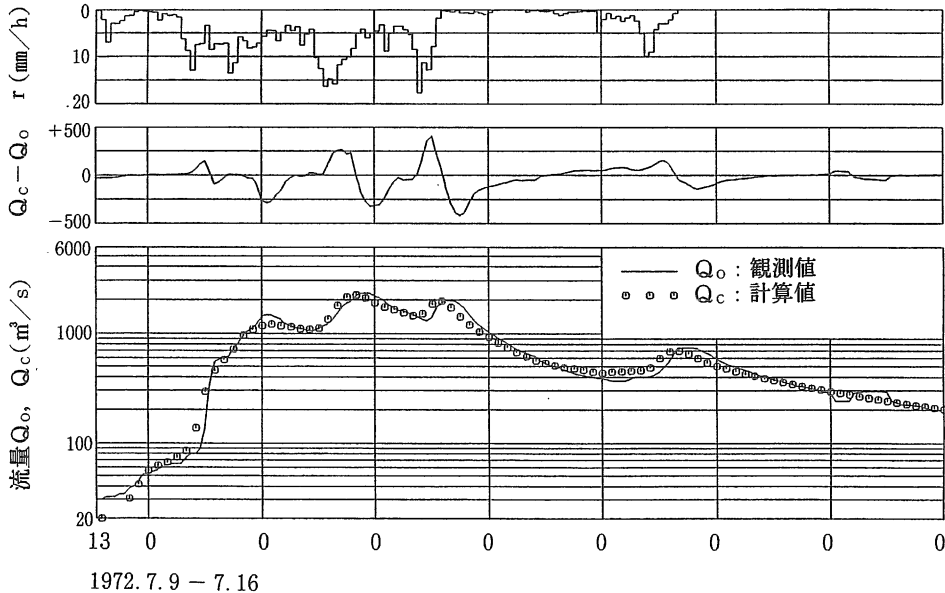


図8 流出解析例(分布型, 斐伊川流域,  $N_1$ 方式,  $u_* = 4$ )

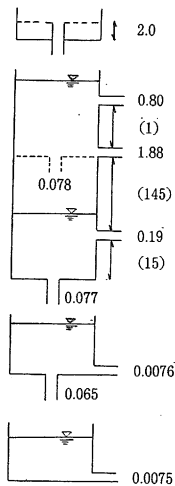


図9 最適モデル定数(分布型, 音無川流域)

また, 図10に示す出水の前期間を含めた1983年7月20日12時-7月23日23時10分を解析対象期間とし, 図9に示すモデル定数(ただし初期貯留量は新たに同定した値とする)を用いた流出解析を行った。その結果, 観測ハイドログラフの再現性は相対誤差で60%と図-10の場合に比較して著しく低下した。

したがって, 本流域における解析は, 前述の斐伊川流域での解析で指摘されたことと同様に, 今後ピーク部の再現性に加えて, 低水流出を規定するモデル定数の再検討が必要であるが, 本解析手法により長短期流出両用モデルの分布型流域モデルへの適用及びその活用の可能性が示されたと思う。

### あ と が き

本報では長短期流出両用モデルの分布型適用について, 若干の検討例を示すにとどまったが, 本解析法により, 降雨の時空間的分布特性, 流域の地形地質特性を考慮し

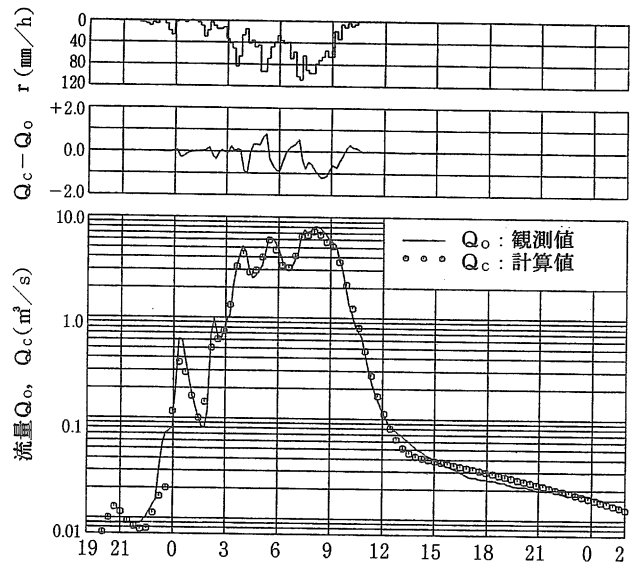


図10 流出解析例(分布型, 音無川流域)

た流出解析の可能性が得られたと思う。むしろ今後, 降雨特性, 流域特性を踏まえた解析を重ね, 長短期流出両用モデルの分布型適用の検証及びその活用性についての検討が必要である。

### 引用文献

- 1) 角屋 睦・永井明博, 長短期流出両用モデルの開発改良研究. 農土学会論文集, 136: 31-38, 1988.
- 2) 角屋 睦・田中丸治哉・永井明博・金口正幸, 愛知川上流域への長短期流出両用モデルの適用と実時間洪水予測. 水資源研究センター研究報告, 9: 45-60, 1987.
- 3) 福島 晨, 河道網の次数化方式とその統計的特性. 農土学会論文集, 155: 35-42, 1991.
- 4) WERRITTY, A., Accuracy of stream link lengths derived from maps. Water Resour. Res., 8: 1255-1264, 1972.