

山地河川流域における降雨流出過程のモデル化

MODELING OF RAINFALL-RUNOFF PROCESS IN MOUNTAINOUS RIVER BASIN

山本好克
Yoshikatsu YAMAMOTO

正会員 工修 群馬工業高等専門学校助教授 環境都市工学科 (〒371-8530 群馬県前橋市鳥羽町 580 番地)

A lumped runoff model is developed. This model consists of two runoff components, i.e. river flow and subsurface flow in saturated zone. These water movements are represented by the basic differential equations derived from the hydraulic principles, such as the equations of unsteady flow and the Darcys law based on Dupuit-Forchheimer assumption. The identification procedure of the model parameters is presented and the estimation method of runoff hydrograph from the calibrated model is given. The model is applied in the experimental catchment (373.6 km²) of Kanna river basin, Kanto area, Japan. The results show the good agreement between estimated and observed flood flow and low flow hydrographs.

Key Words : Rainfall-Runoff Process, Flood flow, Low flow, Hydrograph, Lumped runoff model

1. はじめに

洪水防御・水資源などの計画や管理においては、流域の降水量から河川への流出量を把握することが重要となることから、これまでに数多くの流出解析モデルが提案されてきた。

これらモデルは、解析方法によって大別すると、(1)流域への降水の流出過程を流域全体に平均化して取り扱うものと(2)流域を細分しその各々の部分への降雨の流出過程を逐次追跡するものと2種類に分けられる。後者の方法は、一般に、流域各部の特性に応じた水理的・地形的条件を組み込みながら流れに従って解析を行う必要があることから、計算にはかなりの手間と時間を要する。その点、前者の方法は、流域全体を一括して考えるため、計算は比較的簡単である。このため、実務では、(1)に属する(集中定数系と呼ばれる)モデル、とりわけ貯留関数法とタンクモデル法がよく用いられている。

しかしながら、貯留関数法は、洪水流出のみを取り扱うため有効雨量の算定が必要となるとともにその結果が洪水毎に異なるなどの厄介な問題を有している。一方、タンクモデル法は、洪水(短期)流出と低水(長期)流出を一括して取り扱うため「長短期両用モデル」とされているが、どちらの流出に適用するかによってその構造が異なるとともに多数のパラメーターを有していることから同定にはかなりの困難と経験を要する。また、共通的な問題は、解析毎にパラメーター値が異なるとともにそれらに顕著な関連性が見出せないことによる流域固有

パラメーター値の設定が困難なことであろう。

丸井は、(1)に属する流出解析法、とりわけ降雨・流出関係の非線形性が考慮された貯留関数法と類似の考え方を基本とし、従来の方法に比べて基本式中のパラメーターの数をできるだけ少なくすることと個人差のある技巧を排除することに主眼をおき、同時に洪水流出と低水流出を同一の関数関係を用いて連続的に解析することを目的とした「遊水モデル」を開発した^{1),2)}。

著者は、このモデル基本式の水理学的意味付けや改良を行うとともにいくつかの実山地流域への適用を通して、流域固有パラメーター値の設定が容易であるとともに同一手法によって簡便にかつ良好な精度で洪水流出と低水流出の計算が可能となることを明らかにし、既往の流出モデルが有する問題点のいくつかが解消されたより実用的な「長短期両用モデル」であることを示した^{3)~6)}。

しかしながら、遊水モデルは、上記のように貯留関数法と類似の考え方を基本としていることから、流出構造の物理的意義が不明確となっている。このことは、モデルの実用性と適用性を高めひいては一般化を図る上で大きな問題となろう。

本研究は、遊水モデルの流出構造を物理的意義の理解が容易となるように改造するとともに水理学的運動理論に基づく集中定数系モデルを構築し、それが実山地流域で観測された洪水流出と低水流出を同一手法によって簡便にかつ高い精度で再現できることの検証を通して、新たなモデルの妥当性と実用性を示そうとするものである。

2. 山地流域における流出現象に関する基礎理論

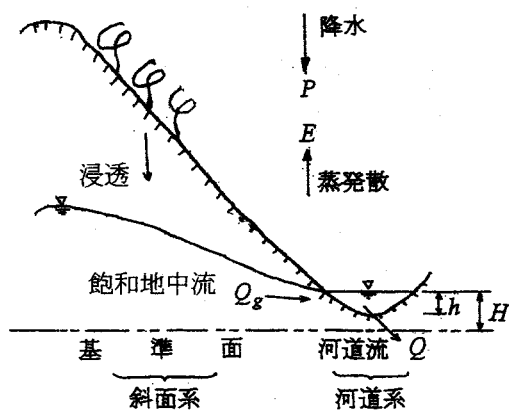


図-1 山地流域における降雨流出過程の模式図

(1) 流出現象とその基礎式

図-1 は、流域が貯留部とそれに付属した遊水部からなると考えた遊水モデルを改造した山地流域における降雨流出過程に関する模式図である。

流域は、河道系（河道域とも呼ぶ）と山腹などの斜面のすべてが浸透層であるとする斜面系（浸透域とも呼ぶ）から構成されている。こうして、流域への降水量は、斜面浸透域でその一部が窪地貯留や樹冠遮断されのちに蒸発散するほかは地中に浸透して不浸透層上や基盤層上の飽和領域内に常時形成されている地中水を補給するとともに飽和側方流として河道域へ流出し、そこへの降水量（一部蒸発する）とともに河道流出量となる。なお、飽和側方流と河道流は互いに連係しながら流れに対して直角に流出入するものとする。

こうした流出現象に関する基礎式は、水理学的運動の基礎理論に基づいて設定できる。すなわち、河道域における流れの基礎式は、開水路への降水と横からの直角な流出入のある不定流の連続方程式(1)と運動方程式(2)で表される。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = (p - e)B + q_g \quad (1)$$

$$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \beta \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - i + \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{v^2}{C^2 R} + \{(p - e)B + q_g\} \frac{\beta v}{gA} = 0 \quad (2)$$

ここに、 t ：時間、 x ：河道上流端からの距離、 A ：流水断面面積、 B ：水面幅、 Q ：河道流出量、 p ； e ：流域単位面積当りの降水量と消失量（蒸発散量）、 q_g ：河道単位長当りの飽和側方流出量（河道流が浸透域へ流入する場合は負値となる）、 v ：平均流速、 h ：水深、 R ：径深、 i ：河道勾配、 C ：Chézy の係数、 β ：運動量補正係数、 g ：重力加速度、である。

また、浸透域における不飽和領域内の土壌水の流れを無視した飽和領域内に存在する地中水の2次元流れの基礎式は、土層内水流に関する質量保存則による連続方程

式(3)と Dupuit-Forchheimer の準一様流の仮定に基づく Darcy 則による運動方程式(4)で表される。

$$\gamma_g \frac{\partial h_g}{\partial t} + \frac{\partial q_g}{\partial y} = p - e \quad (3)$$

$$q_g = -K_g h_g \frac{\partial h_g}{\partial y} \quad (4)$$

ここに、 y ：斜面上流端からの距離、 γ_g ：有効間隙率、 h_g ：水深、 K_g ：飽和透水係数、である。

(2) モデル基本式の導出

モデルの基本式は、以下のように、基礎式(1)～(4)を積分し適宜定数化、すなわち集中化することにより導出する。

a) 河道系の基本式

河道域では、基礎式(1)を河道区間長 L で積分し、 $S(t) = \int A(x, t) dx$ 、 $q_g(t)L = Q_g(t)$ 、境界条件 $Q(0, t) = 0$ とおいて整理すると次式の連続方程式が得られる。

$$\frac{dS(t)}{dt} = f(P - E) + Q_g - Q \quad (5)$$

ここに、 f ：流域面積(F)に占める河道域面積(BL)の割合、 Q_g ：飽和側方流出量、 S ：河道域貯留量、 P ； E ：流域の降水量(pF)と消失量(蒸発散量 eF)、である。

また、基礎式(2)は、次の2式を同時に満足させることと限定的に同等であると見なすことができる。

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta v \frac{\partial v}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{v^2}{C^2 R} + \{(p - e)B + q_g\} \frac{\beta v}{gA} \quad (7)$$

ただし、 $\frac{\partial H}{\partial x} = i - \frac{\partial h}{\partial x}$ 、 H ：水位、である。

上式(6)は、左辺第2項の係数 v を一定として改めて $\omega (= \beta v)$ と置けば、河道洪水流を擬定流と仮定して導かれる次式と同型となる。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \omega \frac{\partial A}{\partial x} = 0 \quad \text{あるいは} \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \omega \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (8)$$

上式は、洪水流が変形・減衰することなく一定速度 ω で伝播することを示している。このことは、河道内洪水流（流下）解析において、任意地点のハイドログラフを伝播速度 ω で「ある河道区間内」を流下に必要な「時間」だけ移動させることにより、下流地点のハイドログラフとしてよいことを意味している。

そこで、本モデルでは、この「時間」に着目するとともに「移動時間 T 」と呼ぶこととし、モデルの定数（パラメーター）として取り扱う。

一方、上式(7)中の H 、 A 、 v などの流れの要素は、河道流出量 Q の指数関数関係で表すことができるから、

$H = r_1(Q+m)^{k_1} + c$, 右边 $= r_2(Q+m)^{k_2}$ において変形すると次式を得る.

$$\frac{1}{(Q+m)} \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{r_2}{k_1 r_1} (Q+m)^{k_2-k_1} \quad (9)$$

ここに, m : 河道固有流量に関する定数, c : 水位の基準面に関する定数, $k_1, k_2 (> k_1)$, r_1, r_2 : 河道断面形状に関する定数, である.

こうして, 上式(9)を河道区間長 L で積分し, その右边 $= k \int_0^L A(x,t) dx = kS(t)$, 境界条件 $Q(0,t) = 0$ において整理すると次式の運動方程式が得られる.

$$Q(t) = m(e^{kS} - 1) \quad (10)$$

ここに k : 河道断面形状に関する定数, である.

以上のことから, 河道系では, 上式(10)で求められるハイドログラフを一定時間 T だけ移動させることによって懸案地点のハイドログラフが得られることになる.

b) 斜面系の基本式

浸透域では, 基礎式(3)を長さ $\bar{L}$ ・幅 $L_g (= L)$ で積分し, $S_g(t) = \int_0^{\bar{L}} \int_0^{L_g} \gamma_g h_g dx dy$, 境界条件 $q_g(0,t) = 0$ において整理すると次式の連続方程式が得られる.

$$\frac{dS_g(t)}{dt} = (1-f)(P-E) - Q_g \quad (11)$$

ここに, S_g : 浸透域貯留量, である.

同様に, 基礎式(4)を積分し, $S(t) = h_g(\bar{L}, t)BL$, $S_g(t) = \gamma_g \{h_g(0,t) + h_g(\bar{L}, t)\} L_g \bar{L}/2$ において整理すると次式の運動方程式が得られる.

$$Q_g(t) = a_g S_g (S_g - b_g S) \quad (12)$$

ここに, $a_g (2K_g / \gamma_g^2 / L_g \bar{L}^3)$, $b_g (\gamma_g L_g \bar{L} / B / L)$: 定数, である.

(3) モデルによる流出の解析法と計算法

前(2)節で導出されたモデル基本式は, 次のように, 独立変数が時間のみの2組の連続方程式と運動方程式の連立式から成り立っている.

$$\begin{cases} \frac{dS(t)}{dt} = f\{P(t) - E(t)\} + Q_g(t) - Q(t) \\ Q(t) = m(e^{kS(t)} - 1) \end{cases} \quad (13)$$

$$\begin{cases} \frac{dS_g(t)}{dt} = (1-f)\{P(t) - E(t)\} - Q_g(t) \\ Q_g(t) = a_g S_g(t)\{S_g(t) - b_g S(t)\} \end{cases} \quad (14)$$

上2式の本モデルによって対象流域の洪水流出あるいは低水流出に関するハイドログラフを計算するには, モデル定数(パラメーター) f, m, k, a_g, b_g, T の最適値(流域固有値)を流出解析によってあらかじめ求

めておくこと(モデルの同定)が必要となる.

本モデルによる流出解析では, 式(13), (14)を次式のように2元連立一階常微分方程式に変換し, Runge-Kutta法を用いて行う.

$$\begin{cases} \frac{dQ}{dt} = k(Q+m)\{f(P-E) + Q_g - Q\} \\ \frac{dQ_g}{dt} = (a_g S_g + \frac{Q_g}{S_g}) \frac{dS_g}{dt} - a_g b_g S_g \frac{dS}{dt} \end{cases} \quad (15)$$

$$\text{ここに, } S_g = \frac{b_g S}{2} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4Q_g}{a_g b_g^2 S^2}} \right), \quad S = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{Q}{m} + 1\right)$$

である.

すなわち, 上記6個のパラメーターの最適値は, 初期条件として $Q(0)$ と $Q_g(0)$ に観測の河道流量 $Q(0)$ を代入するとともに入力値 $P(t)$ に観測の流域平均降水量を与え, 連立式(15)を Runge-Kutta 法で解いて得られる出力値 $Q(t)$ を時間 T だけ移動したハイドログラフと観測のそれとの適合性を(後述の)評価式・値の基で試行錯誤して決定する. なお, 消失量 $E(t)$ は, 蒸発散量が主要なものと考えられ洪水流出にはほとんど影響ないものと見なせるが, 低水流出ではその量の把握が必要となる. また, 冬・春季の積雪・融雪が考えられる流域の低水流出解析ではその量を入力値 $P(t)$ に組み込む必要がある.

こうして, 流出計算では, 上記の流出解析で得られた最適パラメーター値を連立式(15)に組み込むとともに入力値 $P(t)$ に実測や予測の流域平均降水量を与え, 解析の場合と同じ初期条件の基で Runge-Kutta 法により解いて得られる出力値 $Q(t)$ のハイドログラフを最適 T 値だけ移動すればよいことになる. なお, 蒸発散量と積雪・融雪量の取り扱いは, 解析の場合と同様である.

3. モデルの検証

(1) 対象流域・水文気象観測データとその特性

本モデルの妥当性と実用性を的確に評価する上で重要となる対象流域は, 信頼性の高い長期間の水文気象観測が行われたと考えられる旧建設省土木研究所の試験流域である利根川水系・神流川流域である^{6), 7)}.

神流川試験流域は, その面積が 373.6 km^2 の概ね天然広葉樹林に覆われた降雪のほとんどない(秩父)古生層帯の山地である.

図-2には, 試験流域の流域平面形状, および12箇所の雨量観測所と1箇所(渡瀬地点)の流量観測所・露場の配置を示した.

また, 表-1には, 対象とした各観測地点の水文気象観測データが完備されている昭和30年代の6洪水と5低水に関する観測データとその特性を示した.

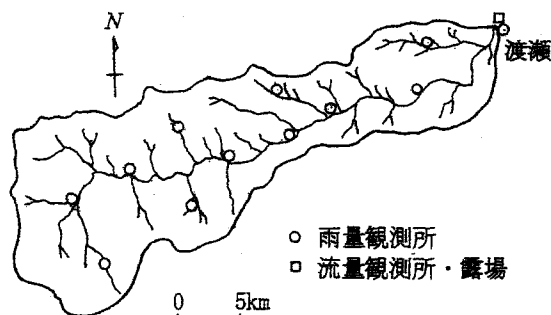


図-2 試験流域の形状と水文気象観測所の配置

表-1 対象洪水・低水観測データとその特性

洪水 No.	年・月日 (昭和)	Q_p (mm/h)	低水 No.	水文年 (昭和)	ΣP (mm)	ΣQ (mm)
1	30・1010	3.06	1	31	1282.8	889.7
2	31・0926	2.88	2	32	1126.4	737.8
3	33・0917	15.4	3	33	1518.7	1124.0
4	33・0923	11.8	4	34	1709.7	1385.0
5	34・0811	20.6	5	35	1050.6	570.6
6	34・0925	6.48	—	—	—	—

ここで、 Q_p ：ピーク流出高、 ΣP ：年流域平均降水量、 ΣQ ：年流出高、である。なお、流域平均降水(雨)量は Thiessen 法により、また流出高は流出量(m^3/s)を流域面積(km^2)で除し単位換算などにより求めた。

(2) モデルの同定

本モデルは、洪水と低水のどちらの解析も可能であるが、観測の降雨・流出量より前者の解析の方が蒸発散量や積雪・融雪量も必要な後者の解析よりも合理的である。

神流川試験流域の洪水流出解析では、表-1の6洪水のうち、出水期間最長(6.6日)洪水No.1の流域平均降雨量と流出高を用い、下記(評価)式の[EPR]が $\pm 5\%$ (評価値)以内かつ[EMS]が最小(評価基準)となる条件の基で「計算と観測のピーク流出高生起時刻の一致度(略称[EPT])」が ± 1 時間以内となるように、 $f \sim b_g$ の初期値から終値まできざみ幅 $\Delta f \sim \Delta b_g$ 値毎に k 値を変動させることにより、流域固有と考えられるモデル(パラメーター)の同定が可能となる効率的な方法を見出した。

$$[EPR] = \frac{Q_{o,p} - Q_{c,p}}{Q_{o,p}}, \quad [EMS] = \sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_{o,i} - Q_{c,i}}{Q_{o,i}} \right)^2$$

ここに、 $Q_{o,p}$ 、 $Q_{c,p}$ ：観測と計算のピーク流出高、 $Q_{o,i}$ 、 $Q_{c,i}$ ：観測と計算の流出高、 N ：計算数、である。

なお、各パラメーターの初期値～終値(きざみ幅値)は、 $f = 0.10 \sim 0.90 (0.01)$ 、 $m = 0.001 \sim 0.100 (0.001)$ 、 $a_g = 0.0001 \sim 0.0050 (0.0001)$ 、 $b_g = 1.0 \sim 4.0 (0.1)$

表-2 同定モデルのパラメーター値

f	m (mm/h)	k (1/mm)	a_g (1/mm/h)	b_g	T (h)
0	0.01	0.081	0.0037	1.1	2

表-3 同定モデルの適合誤差

[EPR]	[EPT] (h)	[EPS] ($\times 10^{-3}$)	[EMS]
-0.049	0	1.17	1.77

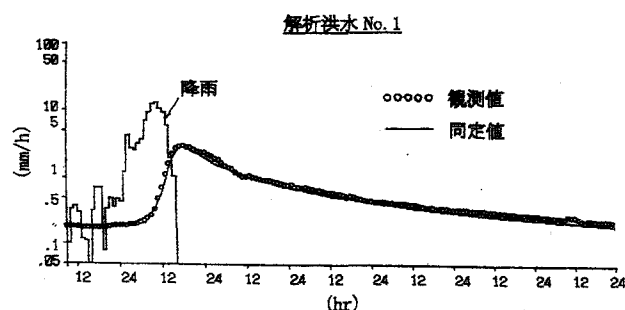


図-3 同定モデルと観測のハイドログラフの比較

である。また、 k 値には、 $0.001 \sim 0.010 (0.001)$ 、 $0.010 \sim 0.100 (0.001)$ 、 $0.10 \sim 10.0 (0.01)$ 、 $10.0 \sim 100.0 (0.1)$ の4ケースを与え、各パラメーター値が変動する毎に最適ケースを選択させた。

表-2、3は、上記のように、洪水No.1を用いて同定した流域固有と考えられるモデルのパラメーター値とその適合誤差である。なお、表-3の[EPS]値は、適合性の客観的判断基準として提案⁸⁾されている次式による評価値(通常値は0.03以下)である。また、図-3には、同定モデルと観測のハイドログラフを比較して示した。

$$[EPS] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_{o,i} - Q_{c,i}}{Q_{o,i}} \right)^2$$

表・図-3には、適合性の高いモデルが同定されたことが示されており、本モデルの妥当性が推察される。

(3) 同定モデルによる洪水・低水流出の再現性

同定されたモデルによる対象洪水(No.1以外)・低水に関する流出計算を通して、その固有性をはじめ洪水・低水流出計算法としての有用性について検討する。

a) 洪水流出の再現性

表-4は、洪水No.2～6に関する同定モデルによる計算値と観測値の適合誤差を、また図-4には、同定モデルによる観測洪水ハイドログラフの再現性の一例を示した。

表の値は、ピーク流出高とその生起時刻の一致度をはじめ[EPS]が通常値を大きく下回っているなどと再現性が良好であることを示している。このことは、図-4からも見出されよう。

以上のことから、同定モデルの固有性をはじめ洪水流

表-4 同定モデルによる洪水再現誤差

誤差 洪水 No.	[EPR]	[EPT] (h)	[EPS] ($\times 10^{-3}$)	[EMS]
2	-0.193	0	2.10	8.18
3	0.060	0	1.23	4.26
4	-0.047	0	2.32	10.7
5	-0.089	-1	2.58	10.4
6	0.041	0	1.95	2.38

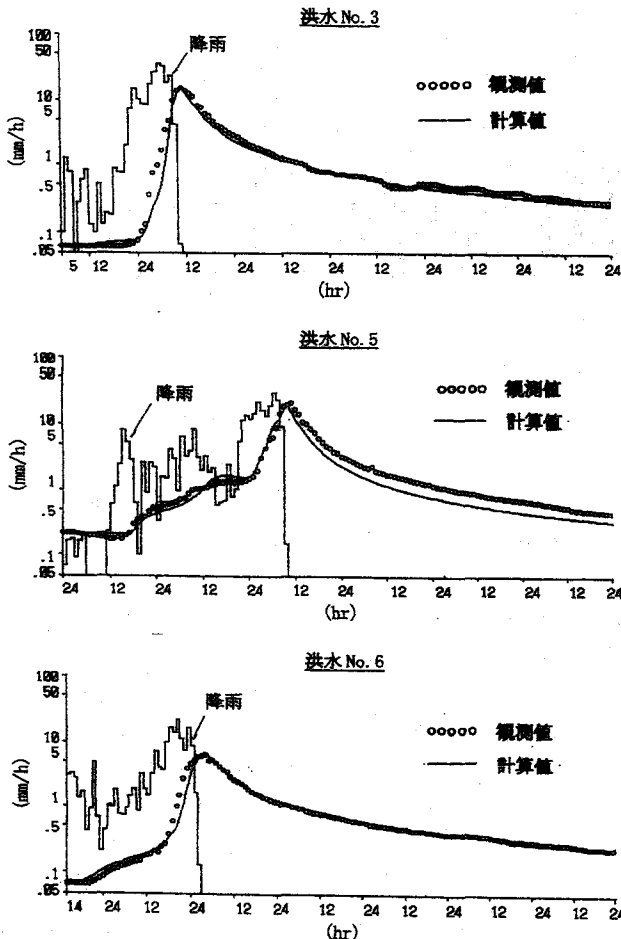


図-4 同定モデルによる洪水流出再現性の一例

出計算法としての有用性が示されたものと考えられる。

b) 低水流出の再現性

本モデルは、その流出構造から洪水流出解析で得られた時間単位のパラメーター値を日単位換算、すなわち24倍すれば低水流出計算が可能となる。ただし、 T (h)値は、 $1/24$ 倍になるから、常に0(day)と置くものとする。

ところで、わが国の観測日流出量は、当日の午前6時と午後6時の流出量の平均値あるいは毎正時流出量の24時間分の平均値が当日の日流出量として記録されているから、洪水ハイドログラフを毎正時の観測流出量で表すかこの日平均値で表すかによってその形状、とくにピーク流出量が大きく異なることになる。この事実、解析に用いた洪水No. 1の観測ハイドログラフと同時期に観

表-5 日単位換算などのパラメーター値

f	m (mm/day)	k (1/mm)	a_g (1/mm/day)	b_g	T (day)
0	0.24	0.057	0.0888	1.1	0

表-6 同定モデルによる低水再現誤差

誤差 低水 No.	[EPR]	[EMR]	[ETR]	[EMS]
1	0.027	0.275	0.133	43.9
2	-0.289	0.375	0.172	76.6
3	0.210	0.399	0.128	94.2
4	-0.059	0.186	0.078	24.3
5	0.000	0.428	0.331	99.3

測・記録された日流出高を一時間毎に配分したそれとを比較することによって確認された。なお、このことは、観測低水ハイドログラフのピーク流出量(年最大日流出量)を洪水流出解析で得られた同定モデルにより高い精度で再現するには、観測日降水量・流出量データを用いた流出解析の必要性を示唆しているものと考えられる。

そこで、本モデルでは、1時間毎に配分した観測日降水量・日流出高を用いた流出解析により、ピーク流出高に大きく係わるとともに時間に無関係な最適 k 値のみ(その他の最適値は固定)を再最適化することとする。

表-5には、再最適化で得られた k 値(最適値の7割に相当)とその他の最適値の日単位換算値などを示した。

こうして、低水に関する流出計算では、これらパラメーター値をモデルに組み込み、入力値として流域平均日降水量および流域日蒸発散量を与えればよいことになる。なお、対象流域における雪の影響は無いものとする。

表-6には、低水No. 1~5に関する上記の同定モデルによる計算値と観測値の適合誤差を。また図-5には、計算と観測のハイドログラフの再現性の一例を示した。ここで、[EMR]と[ETR]は、次式による評価値である。

$$[EMR] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|Q_o - Q_c|}{Q_o}, \quad [ETR] = \left| \frac{\sum_{i=1}^N Q_o - \sum_{i=1}^N Q_c}{\sum_{i=1}^N Q_o} \right|$$

なお、当日の入力流域平均降水量 $P(t)$ には、前日のそれを与えた。また、流域日蒸発散量は、著者が提案した次式の改良Hamon式⁹⁾を用いて推定した。

$$E(t) = A \exp(-0.843R^{0.1})D^2 P_t \quad (16)$$

ここに、 E : 日蒸発散量(mm/day), A : 定数(0.069), R : 日降水量(mm/day), D : 可照時間(12h/dayを1とする), P_t : 日平均気温($^{\circ}\text{C}$)に対する飽和絶対湿度(g/m^3), である。なお、 R は渡瀬地点(露場)の観測値であるが、 D は前橋市の日の出入¹⁰⁾を、また P_t は露場の日平均気温(日最高と最低の平均値)を用いて計算した。

表-6の[EMR]・[ETR]値は、安藤・高橋¹¹⁾が実用的

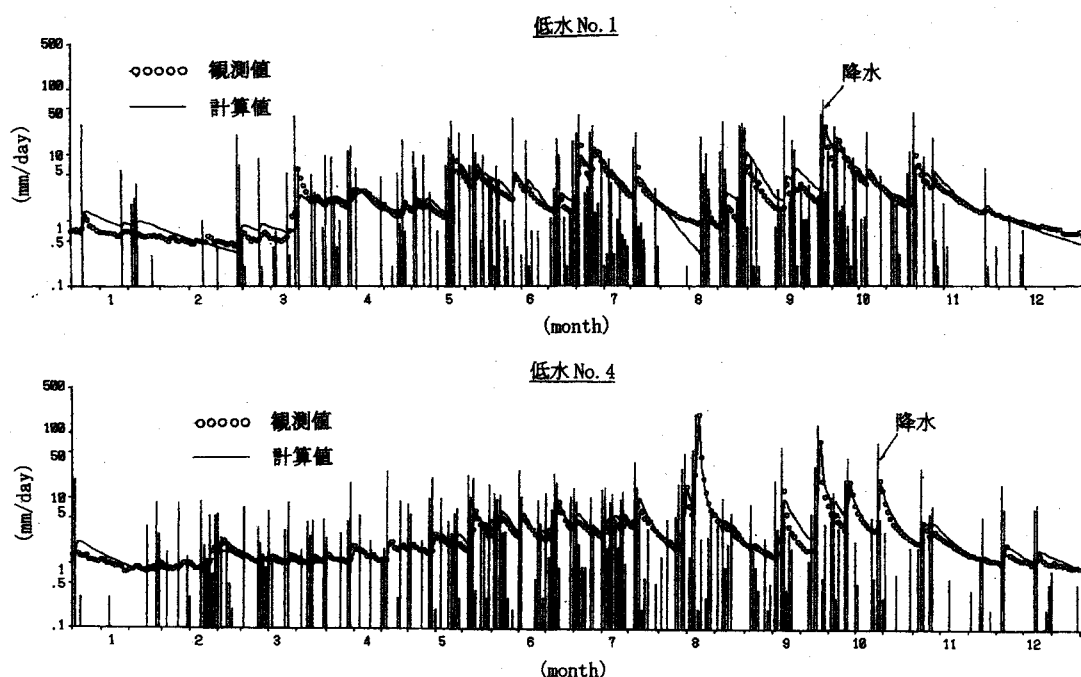


図-5 同定モデルによる低水流出再現性の一例

長期流出モデルで得たそれらの値 (0.18~0.33, 0.05~0.20) よりやや大きめではあるが、再現性が良好であることを示していると思われる。また、(低水ピーク流出高の一致度) [EPR] の高い値は、日観測データに基づく流出解析の妥当性を示しているものと考えられる。これらのことは、図-5 から確認できよう。

以上のことから、同定モデルの固有性をはじめ低水流出計算法としての有用性が示されたものと考えられる。

4. おわりに

本研究では、実用性の高い流出モデルの基本はモデル構造の物理的意義の明確さにあろうとの観点に立って構築した、山地流域における集中定数系モデルの流出解析・計算法としての妥当性と実用性について検討した。

以下に、得られた主な成果を列記する。

- (1) 流域固有パラメーター値が容易に設定できる合理的・効率的な洪水流出解析法が提示された。
- (2) 低水流出計算に当たっては、上記(1)の洪水流出解析で得た最適パラメーター値の日単位換算の外に最適 k 値の再最適化が必要となることが示されるとともにその合理的方法が提示された。
- (3) 上記(1)、(2)で得られる最適パラメーター値やその日単位換算値などを組み込んだ本モデルは、複数の観測の洪水流出や低水流出をその誤差とハイドログラフにおいて高い精度で良好に再現できることが明らかとなり、その妥当性はもとより実用的な「長短期両用モデル」であることが示された。

今後は、本モデルを多くの山地流域に適用し、流域固有パラメーター値を見出すとともにその地形・地質などの流域特性値との関連性を明らかにしていきたい。

参考文献

- 1) 丸井信雄：遊水モデルによる洪水流出の解析，土木学会第26回年次学術講演会講演概要集，第2部，pp. 327-328, 1971
- 2) 丸井信雄，新井邦夫：遊水モデルによる低水流出の解析，土木学会第37回年次学術講演会講演概要集，第2部，pp. 667-668, 1982
- 3) 山本好克，丸井信雄：遊水モデルにおける流出機構に関する一考察，第30回水理講演会論文集，pp. 133-138, 1986
- 4) 山本好克，丸井信雄：遊水モデルによる山地流域の流出解析，第31回水理講演会論文集，pp. 101-106, 1987
- 5) 山本好克，丸井信雄：山地河川流域における洪水流出解析，水工学論文集，第39巻，pp. 13-18, 1995
- 6) 建設省土木研究所：神流川流域水文観測資料，土木研究所資料，第324号，1968
- 7) 建設省土木研究所：神流川水文気象観測資料，土木研究所資料，第364号，1968
- 8) (社)日本河川協会編：流出解析，建設省河川砂防技術基準(案)調査編，pp. 119-120, 1986
- 9) 山本好克：山地河川流域における日蒸発散量推定に関する一考察，水工学論文集，第38巻，pp. 143-148, 1994
- 10) 東京天文台編纂：理科年表，丸善，p. 45, 1985
- 11) 安藤義久，高橋裕：実用的長期流出モデルの山地流域への適用性，第27回水理講演会論文集，pp. 451-456, 1983

(2002. 9. 30受付)