

試験流域における降雨・流出解析 Rainfall-Runoff Analysis on Experimental Watershed

(財)電力中央研究所	正員	○下垣久
同上	正員	白水清志
同上		磯部明久
同上	正員	秋元保

1. 序論

近年のように同一水系内に数多くの発電用ダム群が築造されてくると、貯水池のゲート操作による河川災害の発生を防止し、かつ貯水量を効率的に確保して発電運用上支障をきたさないための、これらダム群の統合管理、さらには管理の自動化が必要となっている。そこで当研究所は流出予測をダムの洪水放流操作におりこむための実用的な流出解析手法の確立を目指して、大井川水系笹間川流域（図-1）を雨水の流出機構の解明のための試験流域とし、昭和51年度以来降雨・流出観測に着手している。現在流域内には雨量計8個、測水施設5ヶ所が設置され、さらに流域斜面の表土部での浸透雨水の挙動を把握するために土壌水分測定器を設置して観測を開始している。現時点ではまだ雨量・流出量資料とも解析に足る十分な蓄積に欠けるため、本論文では試験流域の流域特性と測定施設の概要および現在考察中の流出モデルの構成を示すにとどめた。

流出解析手法についてはこれまで多くの研究が行なわれているが、大別して①応答法、②貯留法、③雨水流法の3つに分類できる。ところで利用目的によっては、流動過程を精緻に水理学的アプローチで行なうことが必ずしも優れているとはいえず、むしろ複雑な雨水の流動機構を簡易な形に視覚化し、巧みな平均化を行なっている程度マクロにとらえるモデル構造が望ましいことも多い。この意味において、本論文では実用上の便を重視し、上述の貯留法のひとつに属するタンクモデルを流出モデル構造の基礎とした。ところがタンクモデル自体はパラメータおよび貯留・流出関係の物理的意味付けに欠けるため、本論文ではこの点を水理学的にできるだけ明確にして、実際の雨水流動との対応を計ることを目指した。今日まで貯留法・雨水流法両者は個別の発展過程をたどり、それぞれについて膨大な研究の蓄積がある。たしかに両者は質的に異なるモデルであるが、それぞれの成果を統合化することにより、

流出解析の精度向上が期待できる。本論文はこの点に考察を加えたものである。

2. 試験流域の特性

(1)概況：本流域の地質は四万十層群に属し、砂岩・頁岩の規則的な互層を主とするタービダイト、および凝灰質頁岩（下部に安山岩質凝灰岩）よりなる。砂岩は花こう岩と同様風化を受けやすく、流域の表土部は相当風化されているといえる。また、流域内は開発等の人為的影響をほとんど受けておらず、全体の林相は比較的良好で大半をスギを中心とした針葉樹類が占めている。年間降雨量は約2,850mmで、我国では雨量の多い地域である。

(2)流域の地形則：流出系における降水から流出への変換場である河川流域の地形特性は、流出系の特性を決定する主要な因子である。これまで計量地形学の分野において得られた成果のうち、流出現象の面から重要と考えられる地形則は、①河道数則、②河道長則、③集水面積則、④河道勾配則の4つであろう。こ

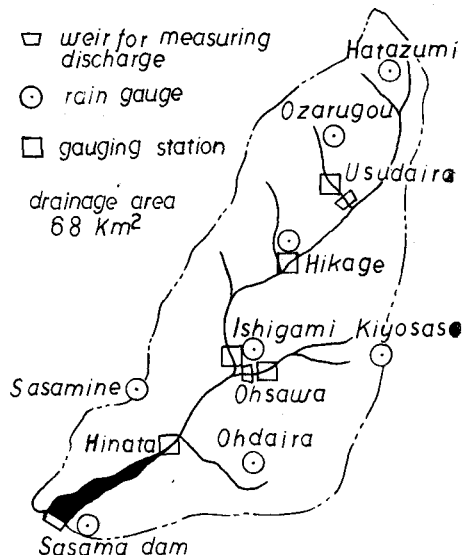


図-1 笹間川流出試験地

れらは流出形態を総合的に表現するものと考えられる。本流域を5万分の1地図をもとに解析した地形則の結果は図-2に示すとおりとなった。河道位数とその河道数, 河道長, 集水面積, 河道勾配の関係は片対数紙上においてほぼ直線となり, 上記4つの地形則がほぼ適合した流域と考えられる。

つぎに縦軸に流域全体の高度差Hに対する任意の高度hの比 h/H をとり, 横軸に全面積Aに対する高度h以上の面積aの比 a/A をとって両者の関係を示した面積-高度比曲線は, Strahlerによる地形の発達段階分類では壮年期流域にあたる。

以上の結果より, 本流域はほぼ一様な侵食作用を受けつつある壮年期の流域といえよう。

3. 観測施設の概略

(1)雨量計: 図-1に示すように流域内に雨量計を配置した。これらは0.5mm毎に1パルスを発信する転倒桁型の1ヶ月巻である。しかし, 時間軸のズレを生ずることが多く, 観測精度上問題であった。これを解消するため, 図-3に示すような乾電池を電源とし, 水晶時計を内蔵した磁気テープによるカセット・データーレコーダーを試作した。昭和52年10月以降は従来のアナログ型とこのデジタル型を併用している。この方式の主要な特長は10分間のパルス数を積算し, 10分毎にテープに磁気記録する点である。このため, 時間間隔の短い降雨量の変動解析に極めて有用な資料が得られることになった。

(2)水位測定施設: 河川流量は水位(H)-流量(Q)曲線から間接的に推定するものである。河川の水位観測は気泡式水位計による自記記録を行なっている。流量への変換は毎月実施している現地の縦横断面測量および流量実測値から河床の粗度係数を推定し, マニング式を用いて算出している。しかしながらこの方法では洪水時での河床変動による流量測定精度の低下が生じてくるため, これを防止しH-Qの関係を明確にする目的で小猿郷川および大沢の下流端に床固め工を施し, これを水位の測定堰とした。なおこのH-Q関係は縮尺1/25の3次元模型による水理実験から求めるものとした。

また測定器にはAC100V電源を使用している関係上, 停電事故等による記録の欠測が生ずることもある。これによる時間関係のズレを修正するため, 雨量計と同様に水晶時計内蔵のカセット・データーレコーダーを付属させた。図-4にこの機構を模式的に示す。

4. 流出解析モデル

4-1 モデルの構成

流域斜面から河道への流出成分を, 地表面流出, 中間流出, 地下水流出と考えそれぞれに対応してつぎの3つの貯留タンクを想定する。①地表タンク, ②表層タンク, ③地下タンク。さらにこれら3流出成分が流れ込む河道流についても, ここでは貯留タンク構造の取り扱いを行なうことにし, これを河道タンクとした。これらの関係を図-5に模式化して示す。ここで地表面からの浸透雨水は, 一部は地下水への供給となるが, 多く表層部に貯留される。そしてある貯留量に達して後流出が始まると考えられる。これは一般に損失雨量といわれるもので図中Si・minで示した。貯留がさらに増加し, 表層部の飽和化が進むと地表面流が発生する。

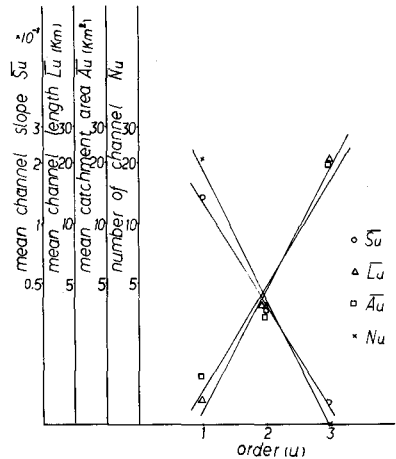


図-2 笹間川流域の地形則

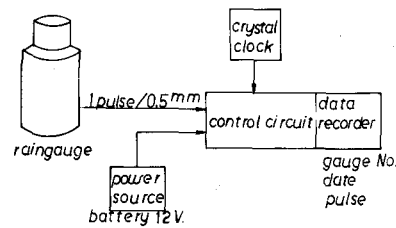


図-3 雨量測定装置

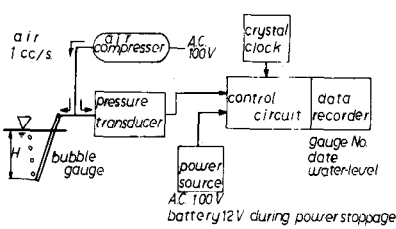


図-4 水位測定施設

Dreibelbis は地表面から限られた範囲でのみ土湿の顕著な変化が生ずることを報告し、これを活性層 (Zone of major hydrologic activity) と名付けた。³⁾ その後我国でも石原・小葉竹ら⁴⁾ その他の研究者により同様な観測結果が得られている。ところで我国の山地斜面には極めてポーラスな A 層が存在し、透水性の高い表土層を形成している。高棹はこの層を中間流出の生起場と考え、⁵⁾ A 層理論を発表している。

$$r \cdot \frac{\partial h_i}{\partial t} + \frac{\partial q_i}{\partial x} = r_i \dots (4.1) \quad u_i = k_i \frac{\partial h_i}{\partial x} \dots \dots (4.2)$$

ここに、 q_i ：単位幅当りの流量、 h_i ：水深、 u_i ：流速、 k_i ：透水係数、 r ：空隙率、 r_i ：中間流水面への供給量。ところで高棹によれば、中間流の流出場の特性は降雨終了後の逓減ハイドログラフより推定できる。すなわち逓減過程を指数曲線型とすると、この逓減指数 λ はA層の有効表層厚 rD (D ：A層表層厚)および単位面積当りの中間流出最大強度 r_a を総合的に示し、 $\lambda = r_a / rD$ の関係が導かれている。高棹は逓減部において、中間流出の卓越開始時刻 t_1 と終了時刻 t_2 を推定し、それぞれの貯留量が $S(t_1) \div rDA$ (A ：流域面積)、 $S(t_2) \div 0$ と近似することにより rD を求めた。しかしここでは、逓減部より中間流出の卓越し始めるときの流量を推定し、これから r_a を近似的に決定して表層タンクの有効貯留高を示す rD を求めることにした。つまり $rD = S_i \cdot \max - S_i \cdot \min$ とする。

山腹斜面上の雨水流は等流近似が成り立つとし、つぎの基礎式を仮定する。

$$h_s = k_s \cdot q_s^{p_s} \dots\dots\dots (4.4)$$

$$\frac{1}{p_s \cdot k_s^{1/p_s}} h^{1/p_s-1} \frac{dh_s}{dx} = r_s - \frac{\partial h_s}{\partial t} \dots\dots\dots (4.5)$$
$$h_s = k_s \cdot \left(r_s - \frac{\partial h_s}{\partial t} \right)^{p_s} \cdot x^{p_s} \quad \dots\dots\dots (4.6)$$

S_5 を求めるとつぎのようになる（図-6 参照）。

ここで $x = \ell_s$ での流量 q_s は式 (4.4), (4.6) から,

したがって、式(4.7)，(4.8)より単位幅当りの貯留量と流出量の関係は次式で与えられる。

Diagram illustrating a wedge-shaped body in a fluid flow. The flow is from left to right. The wedge has a top surface at height $h_s = h_s$ and a bottom surface at height $h_s = 0$. The flow velocity is q_s . The coordinate $x=0$ is at the leading edge of the wedge. The bottom surface is labeled "surface".

图-6 地表面流出

—207—

あらわれ、ハイドログラフの主体部に対して影響は少ない。これまで地下水流に関する研究は種々報告されているが、ここでは上記の点から中間流出と同様に貯留量と流出量の間に線形関係を仮定した。しかしこのタンクでは有効貯留高は考慮しない。

4-5 河道流

Kinematic Waveで近似し、基礎式を次式で与える。

$$Ac = Kc \cdot Qc^{Pc} \quad \dots\dots\dots (4.10) \quad \frac{\partial Ac}{\partial t} + \frac{\partial Qc}{\partial x} = q \quad \dots\dots\dots (4.11)$$

ここに、 Ac ：流水断面積、 Qc ：流量、 q ：流路単位長当りの横流入量。また、 Kc および Pc は流れがマンングの抵抗則にしたがうとすれば、

$$Kc = \{ n \cdot (\sin \theta)^{-1/2} \cdot K_1^{-2/3} \}^{Pc} \dots\dots\dots (4.12) \quad Pc = 3 / (2z + 3) \dots\dots\dots (4.13)$$

で求められる。ここで、 n ：粗度係数、 $\sin \theta$ ：河床勾配、 K_1 および z は Ac と径深 R の関係が $R = K_1 Ac^{2/3}$ のときの定数である。式(4.12)、(4.13)から上述の地表面流の場合と同様に扱って次式がえられる。

$$Ac^{1/Pc} - Ac_0^{1/Pc} = Kc^{1/Pc} \cdot \left(q - \frac{\partial Ac}{\partial t} \right) \cdot x \quad \dots\dots\dots (4.14)$$

Ac_0 はその河道の上流端流量 Qc_0 の流水断面積である。したがって河道長 l_c 間の貯留量 Sc は式(4.14)

$$\begin{aligned} \text{より、} Sc &= \int_0^{l_c} Ac \cdot dx = \int_0^{l_c} \{ Kc^{1/Pc} \cdot (q - \frac{\partial Ac}{\partial t}) \cdot x + Ac_0^{1/Pc} \}^{Pc} \cdot dx \\ &= \frac{1}{(Pc+1) \cdot Kc^{1/Pc} \cdot (q - \frac{\partial Ac}{\partial t})} \cdot [\{ Kc^{1/Pc} \cdot (q - \frac{\partial Ac}{\partial t}) \} \cdot l_c + Ac_0^{1/Pc}]^{Pc+1} - Ac_0^{(Pc+1)/Pc} \quad \dots\dots\dots (4.15) \end{aligned}$$

となる。 $x = l_c$ での流水断面積を Ac とし、式(4.14)を式(4.15)に代入すれば、

$$\begin{aligned} Sc &= \frac{l_c}{(Pc+1) \cdot (Ac^{1/Pc} - Ac_0^{1/Pc})} \cdot (Ac^{(Pc+1)/Pc} - Ac_0^{(Pc+1)/Pc}) \\ &= \frac{Kc \cdot l_c}{Pc+1} \cdot \frac{Qc^{Pc+1} - Qc_0^{Pc+1}}{Qc - Qc_0} \quad \dots\dots\dots (4.16) \end{aligned}$$

ここで、式(4.10)、(4.14)からつぎの仮定をおく。

$$Qc_0 = Qc - \left(q - \frac{\partial Ac}{\partial t} \right) \cdot x = \alpha(t) \cdot Qc \quad \dots\dots\dots (4.17)$$

上式の $\alpha(t)$ は時変定数とする。したがって式(4.16)、(4.17)より、貯留-流出の関係を示す次式が得られる。

$$Sc = \frac{Kc \cdot l_c \cdot \{ 1 - \alpha(t)^{Pc+1} \}}{(Pc+1) \cdot \{ 1 - \alpha(t) \}} \cdot Qc^{Pc} \quad \dots\dots\dots (4.18)$$

なお、河道上流端に他河道からの流入がない場合は $\alpha(t) = 0$ として扱えばよい。

5. 雨水追跡の数値計算法

各タンクにおける雨水流動の追跡は、流出過程に応じて順次タンクの水収支計算を行なえばよい。

(1)表層・地表タンク：貯留状態により水収支式は以下に示すように異なるが一般的には次式で与えられる。

$$\frac{dS}{dt} = r - qi - qi \cdot n - qs \quad \dots\dots\dots (5.1)$$

ここに、 S ：貯留量、 r ：降雨量、 qi ：中間流出量($\alpha_i \cdot (S - Si \cdot \min)$)、 qin ：地下タンクへの浸透量($\alpha_{in} \cdot S$)、 qs ：地表面流出量($\alpha_s \cdot (S - Si \cdot \max)^{1/ps}$)。これから S の状態により以下の差分式を用いて求める。

$$(i) S \leq Si \cdot \min \text{ の場合：} S(t+dt) = S(t) \cdot e^{-\alpha_i \cdot n \cdot dt} + r \cdot (1 - e^{-\alpha_i \cdot n \cdot dt}) / \alpha_i \cdot n \quad \dots\dots\dots (5.2)$$

$$(ii) Si \cdot \min < S \leq Si \cdot \max \text{ の場合：} S(t+dt) = S(t) \cdot e^{-(\alpha_i \cdot n + \alpha_i) \cdot dt} + (r + \alpha_i \cdot Si \cdot \min) \cdot (1 - e^{-(\alpha_i \cdot n + \alpha_i) \cdot dt}) / (\alpha_i \cdot n + \alpha_i) \quad \dots\dots\dots (5.3)$$

(iii) $S > Si \cdot \max$ の場合：この場合は解析的に解けないので、つぎの方法を用いた。ただし、 $m = r - qi - qin$ 、

$Ss = S - Si \cdot \max$ とおく。

$$\frac{Ss(t+dt) - Ss(t)}{dt} = m - \frac{qs(t+dt) + qs(t)}{2} \quad \text{または} \quad \frac{Ss(t+dt) - Ss(t)}{dt} = m - \frac{\alpha_s \cdot Ss(t+dt)^{1/ps} + \alpha_s \cdot Ss(t)^{1/ps}}{2} \quad \dots\dots\dots (5.4)$$

これから

$$\frac{\alpha_s}{2} \cdot Ss(t+dt)^{1/ps} + \frac{1}{dt} Ss(t+dt) = m + \frac{1}{dt} Ss(t) - \frac{\alpha_s}{2} \cdot Ss(t)^{1/ps} \quad \dots\dots\dots (5.5)$$

上式の右辺は既知量であり、これをNewton-Raphson法で解くことにした。

(2)地下タンク：(1)の場合と同様に、式(5.2)、(5.3)を用いる。

(3)河道タンク：このタンクへの流入量は qi 、 qs 、 qg 、および上流域からの流下量 $qc \cdot in$ からなる。

$$\frac{dSc}{dt} = qi + qs + qg + qc \cdot in - qc \quad \dots\dots\dots (5.6)$$

式(5.6)は(1)(iii)の場合と同様に考えて、非線形タンクとしての計算を行なう。

6. 適用結果およびその考察

本手法を(a)日向測水所上流域、(b)白平測水所上流域、(c)大沢測水所上流域の降雨・流出解析に適用した結果について述べる。このモデルは対象流域を1組のタンクで表現する集中定数系モデルを構成することも、流域を分割しそれぞれの部分流域ごとにタンク構造を想定してそれらの合成で全体を表わす定数分布系モデルを構成することもともに可能である。ここでは、図-7~9のように流域を分割し、表-1~3の計算条件に基づいてシミュレーションを行なった。

モデルパラメーターの推定法はつぎのとおりである。まず、ハイドログラフの逓減部から図-5の表層・地下タンクの流出孔係数および $Si \cdot \max - Si \cdot \min$ を求めることができる。 $\alpha_i = 0.04 (1/hr)$, $\alpha_g = 0.007 (1/hr)$, $Si \cdot \max - Si \cdot \min = 96 mm$ 。さらに損失雨量 $Si \cdot \min$ を $20 mm$ と仮定した。これらの値を部分流域全てに共通なものとしている。また斜面・河道定数については現地実測結果および他のこれまでの研究成果を準用して定めたものである。したがって表面・河道タンクの貯留・流出式の定数はこの斜面・河道定数と地形特性値から明確に定めることができる。

図-10, 11 に示す結果より、小流域(b), (c)の場合には比較的良好な結果をえたが、日向測水所上流域(a)の場合には主体部に差を生じ2ケースとも推定値は低くでている。この原因としては、①日向の記録から算定した α_i 値はかなり河道効果の影響を受けており推定不備がある、②河道定数値の不適切、③ここで用いた表層モデルの限界などこれら相互の影響と考えられるが、日向測水地点での河床変動による測定値自体の問題もあり、短兵急な結論を出すことはできない。また図-7(a)の河道(1), (2)に2時間、(3), (4)に1時間の遅れを考えたが、ピーク生起時刻は実測と良好な一致をみた。(b), (c)の場合はとくに時間遅れは考慮していない。つぎに各流出成分については、この2ケースでは表層タンクの貯留高が $Si \cdot \max$ まで達せず地表面流の発生はなかったが、大出水のピーク近傍における非線形性の強い波形を地表タンクによりかなりシミュレート可能であると考えている。

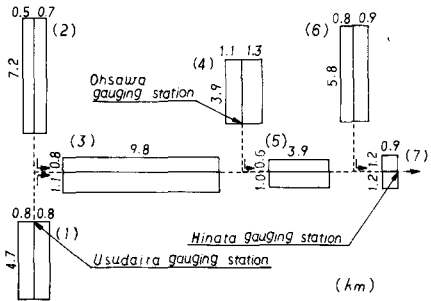


図-7 流域分割図(a)

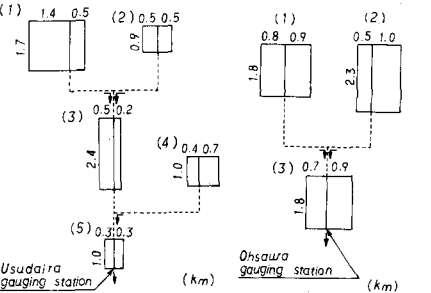


図-8 流域分割図(b) 図-9 流域分割図(c)

parameters	No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
$\sin \theta_s$	(L)	0.391	0.407	0.423	0.326	0.342	0.309	0.375
	(R)	0.391	0.407	0.375	0.375	0.342	0.423	0.469
$\sin \theta_c$		0.071	0.042	0.024	0.054	0.01	0.051	0.023
$n_c (m^{1/3}/sec)$		0.05	0.05	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03
P_c		0.68	0.68	0.7	0.69	0.7	0.69	0.7
K_s	(L)	0.765	0.756	0.747	0.808	0.756	0.821	0.775
	(R)	0.765	0.756	0.775	0.756	0.717	0.747	0.724
K_c		0.716	0.859	0.737	0.807	1.059	0.826	0.808
$N_s = 0.4$		$P_s = 0.6$						
		s: surface c: channel						

表-1 モデル定数(a) (L:左斜面, R:右斜面)

parameters	No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
$\sin \theta_s$	(L)	0.375	0.375	0.348	0.423	0.485
	(R)	0.375	0.407	0.375	0.485	0.423
$\sin \theta_c$		0.117	0.153	0.045	0.196	0.019
$n_c (m^{1/3}/sec)$		0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
P_c		0.68	0.68	0.68	0.68	0.68
K_s	(L)	0.785	0.775	0.739	0.747	0.717
	(R)	0.775	0.756	0.785	0.717	0.747
K_c		0.606	0.541	0.836	0.308	1.12
$N_s = 0.4$		$P_s = 0.6$				

表-2 モデル定数(b)

parameters	No.	(1)	(2)	(3)
$\sin \theta_s$	(L)	0.407	0.356	0.276
	(R)	0.454	0.423	0.342
$\sin \theta_c$		0.073	0.044	0.054
$n_c (m^{1/3}/sec)$		0.05	0.05	0.05
P_c		0.69	0.69	0.69
K_s	(L)	0.756	0.808	0.849
	(R)	0.731	0.747	0.796
K_c		0.727	0.869	0.807
$N_s = 0.4$		$P_s = 0.6$		

表-3 モデル定数(c)

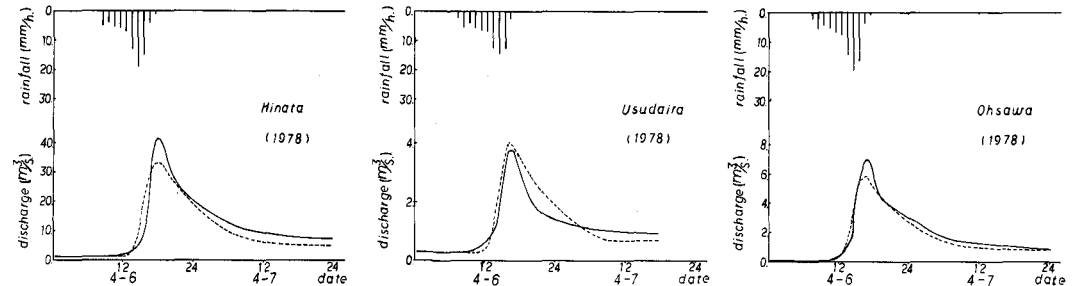


図-10 適用結果例(1)

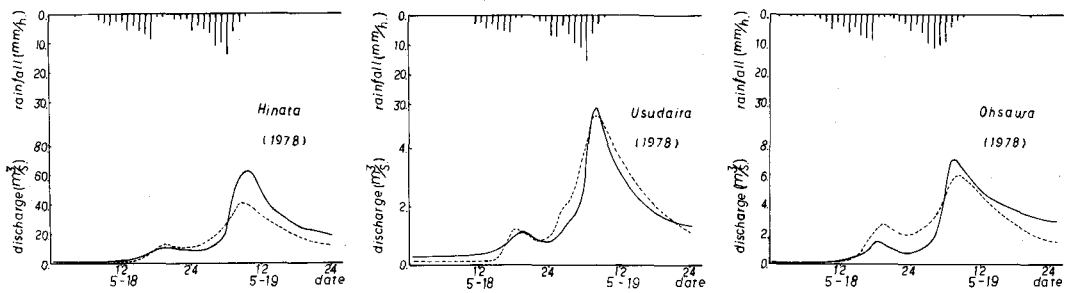


図-11 適用結果例(2)

7. 結論および今後の課題

本研究は実用的な流出解析手法の確立のために、従来のタンクモデル構造を改良し、その貯留-流出関係とモデルパラメーターの水理学的明確化を考察し、以下の成果を得た。

- (1) 流出成分の基礎的關係式を検討することにより、その貯留量と流出量の関係を貯留タンク構造に置き換えて考えることが可能である。
- (2) 中間流出に対応した表層タンクの諸パラメーターはハイドログラフ減速部から推定でき、有効貯留高を与えることにより地表面流の発生条件を明確にしうる。
- (3) Kinematic Waveとして扱った地表・河道両タンクのパラメーターは地形特性値および斜面・河道定数から決定できる。これにより、これまでのタンクモデルにはない、非線形タンクを含むモデルを構成可能である。
- (4) 本解析手法は対象流域を適当に分割して、分布定数型モデルを構成しうするため広範な適応性をもつ。
- (5) モデルパラメーターは主に流域特性値から容易に推定でき、解析結果もかなり良好であるため今後さらに細部を検討して、有効な流出モデルに向上できると考えている。

今後以下の点に検討を要すると考える。

- (1) 本論文で示したモデルでは雨水浸透についての考察に欠けている。ここでは表層部への雨水降下が自由に行なわれるとしているが、不飽和浸透流としての扱いが必要であらう。地表面流発生条件を考える上で重要な点なので今後検討を要する。
- (2) このために山腹表土中の雨水流動の把握が不可欠である。現在流域内に土壌水分計を配置し観測を行なっている。この成果を加え、今後流出機構の解明・モデルの向上を進めたいと考えている。

謝 辞 本研究は中部電力株式会社の御協力を得て行なっているものである。ここに記して謝意を表したい。また当研究所環境水理部 安芸周一部長に有益な御教示をいただいた。さらに計算に当っては憐開発計算センター 中原 忍氏、研究全般の協力を千葉工業大学4回生 山崎昭男君にいただいた。ここに厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 静岡大学理学部地学教室 土 隆一編；静岡県の地質，静岡県，1974
- 2) 高山茂美；河川地形，共立出版，1974
- 3) Dreibelbis, F.R.; Some Aspects of Watershed Hydrology as Determined from Soil Moisture Data, J. of Geophy. Vol 67, No. 9, 1962
- 4) 石原(安)，小葉竹；荒川流出試験地における水収支について，京大防災研究所年報14B, pp.131-141, 昭46
- 5) 高碑琢馬；洪水流出系の分析と総合に関する基礎的研究，1971
- 6) Hata, T.; Watershed Modeling Based on Storage-Flow Relationship, Sci. Rept. Fac. Agr. Kobe Univ. 12, pp. 93-98, 1976