

タンクモデルおよび集中面積図を利用した
洪水流出モデルの総合化*

SYNTHETIC RUNOFF MODEL FOR FLOOD FORECASTING

小葉竹 重 機**・石 原 安 雄***

By Shigeki KOBATAKE and Yasuo ISHIHARA

1. ま え が き

河川災害に対する防災的手段としては、① 洪水調節池、遊水池、放水路などによる外力の制御・調節、② 河川堤防、内水排除ポンプなどによる、生活・生産の場の直接防護、さらに間接防護として、③ 災害ができるだけ少なくなるように生活・生産の場の内部配置を行うこと、④ 避難を含めた広義の水防活動を行うこと、などがある³⁾。①と②および③はいわばハードな防災対策であり、④はソフトな防災対策であるということが出来る。このうちハードな防災対策は、過去の実績や確率年に基づいて計画・施工されるわけであるから、これを超える規模の出水も当然起こり得るわけである。このような場合にソフトな防災対策はきわめて重要な役割を果たし、これが有効に行われるかどうかで災害の規模が大きく違ってくることになる。

ソフトな防災対策、すなわち避難を含めた水防活動は出水予知に基づいて行われるものであるから、この出水予知をいかに予知時間・精度のバランスのとれた流出計算法で行うかが、災害の程度に直接関係してくるわけである。

ところで、現在の洪水予報は、予報指定河川を除けば、大雨警報や洪水警報はかなり広範囲の地域を対象として出されており、中小河川の防災に対しては必ずしも満足すべきものではない。しかも、中小河川ではハードな防災対策が十分に行われておらず、ソフトな防災対策がより重要となっている場合が多い。したがって、中小河川を擁する市町村では、自らの手で出水の規模・形態を予知し、水防活動を早期に開始する必要がある。

* 本論文は参考文献 1), 2) の内容に新しい見解を加え、とりまとめたものである。

** 正会員 工博 群馬大学助教授 工学部建設工学科

*** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所水資源研究センター

近年、気象衛星、レーダー雨量計など広域の気象状況を把握する技術が進歩するとともに、気象情報を伝達するシステム自体も急速に整備されてきた。AMeDAS は全国 1313 地点の地上観測点における雨量、風向、風速、気温、日照時間のデータ（ただし、1313 地点のうち 473 地点では雨量のみ）を時々刻々、専用回線で伝えるもので、出水予知にとってその意義はきわめて大きい。特に、中小河川では洪水の伝播時間が短いために、出水予知は降雨予測に基づいて行う必要があり、AMeDAS の利用がきわめて有効であると考えられる。

ところで、一般に中小河川を擁する市町村程度の行政単位では、河川の専門技術者の不足あるいは電子計算機の不備が考えられ、一方では AMeDAS の情報なども取り入れた on-line の出水予知を行う必要があることを考えると、出水予知に用いる流出計算法は、比較的容易にモデルの構成とパラメーターの意義が理解でき、計算も簡単でしかも精度の高い計算法が要求されることになる。さらに過去の流量資料がない場合には、計算に用いるパラメーターの値は何らかの方法で仮定せざるを得ず、そうした意味での総合化がなされている流出計算法であることが望ましい。

こうした流出計算法は、洪水流出現象の的確な把握と、その適切なモデル化が基礎となることはいうまでもない。本研究はこうした立場に立って、われわれがこれまでに行ってきた河川流域における洪水時の雨水の流下・集中過程に関する研究の成果を踏まえて、その適切なモデル化によって、簡便で精度の高い洪水流出計算法の開発を図り、さらに総合化を行うことによって、出水予知問題に貢献しようとするものである。

なお、本論文で用いる「総合化」の意味は、前にも少し触れたように、流量資料のない流域においてでも、いくつかの流域特性を調査することによって、計算に用いるパラメーターの値が決定できるようにすることであり、中安の総合単位図⁴⁾、木村の総合貯留関数⁵⁾などに

用いられている総合とほぼ同様の意味である。

2. 河川流域における洪水の形成過程のモデル化

(1) 単位流域と河道系

山地流域における雨水の流出過程は、斜面における雨水から流出水への変換過程と、これらの流出水が河道を合流・流下していく過程とで表現されることはいうまでもない。しかし、現実の流域に対しては斜面の定義そのものがあいまいであり、また、流出解析の立場からはこのような斜面を計算の最小単位として選ぶことは必ずしも得策ではない。

この斜面-河道系の表現に対して、われわれは単位流域-河道系の表現を提案した⁶⁾。ここでいう単位流域は、このモデルにおける単位の流域という意味であり、いわゆる単位セル⁷⁾とは異なるものである。

いま Strahler 流の河道位数を用い、ある位数の河道をもつ小流域を単位流域とよぶことにすると、全体の流域はこのような単位流域群と残流域とに分けられる。たとえば 図-1(a) の流域を 2 次の位数で分割を行うと、①、②、③ の 3 つの単位流域と斜線部の残流域とに分けられる。

ここで残流域内の河道の役割を考えてみると、1 つは残流域より上流にある流域からの流出水を疎通流下させる役割と、もう 1 つは残流域内の斜面からの流出水を集水する役割とがある。そこで、この 2 つの役割が機能分離できると仮定する。たとえば 図-1(a) の ④ の残流域は 3 次の主河道と 1 本の 1 次河道から構成されているが、この河道

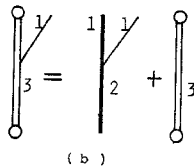
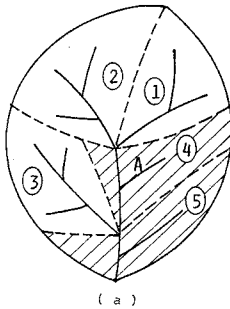


図-1 単位流域への分割と河道の機能分離

系を 図-1(b) に示すように 2 次の流域を構成する河道と、上流からの流入洪水を通過させる以外は何の機能ももたない 3 次の河道とに機能分離できると仮定する。こうした機能分離によって、残流域は再び所与の位数をもつ流域に分割することができる。ただしこの際に、単位流域以上の位数をもつ支川の合流点で、残流域の位数が所与の位置に達していれば、その合流点までを 1 つの分割流域とする。たとえば、図-1(a) において A の支川がある場合には残流域は ④ と ⑤ の小流域に分割され、

A の支川がない場合には ④ と ⑤ が 1 つの小流域となる、と約束する。このようにして対象流域がすべて所与の位数（ただし、流域末端の小流域だけはこれより小さい位数となることもある）の小流域に分割されることになる。分割位数については、分割された小流域内の河道での伝播時間が、主河道系での伝播時間に比べて、無視できるようになる位数とする。

このような流域分割を行うことによって、河川流域は洪水の流下・合流のみの機能をもつ 1 つの主河道系と、降雨の変換場の機能をもつ山腹斜面と小規模の河道からなる小流域の集合とによって表現できることとなる。このような小流域のすべてを改めて単位流域とよぶこととする。

結局、雨水の流出過程は、単位流域内での雨水の変換過程と、河道系における合流・流下過程とによって表現されることになる。次節以下では、おのおのの過程のモデル化とそれから得られる流出計算法について述べる。

(2) 単位流域内での雨水の変換過程のモデル化

単位流域は前述のように斜面と小規模の河道から成るが、出水時にはその山腹斜面における雨水の変換がおもな役割となる。

ところで、出水予知に用いる流出計算法は当然精度の高いことが要求されるから、その計算法は、斜面における雨水の流出過程を、雨水の運動として物理的に表現したものであることが望ましい。これはまた、パラメータと流域特性とが物理的に関連づけられていることを意味し、総合化にも適していると考えられる。

通常山腹斜面における雨水の運動を概念的に示したものが 図-2(a) である。雨水は表層から下層へと土湿量を増加させながら浸透し、それと同時に各層の境界面上では飽和水帯が形成されて斜面に沿う流れが生じ、これが河谷に集まっていわゆる流出水となると説明することができる。高棹⁸⁾はこのうち表面流、早い中間流について詳細な検討を行い、おのおのの流れの性質や中間流と表面流発生場との interaction などについて先駆的な研究を行った。われわれも琵琶湖野洲川流域の荒川試験地

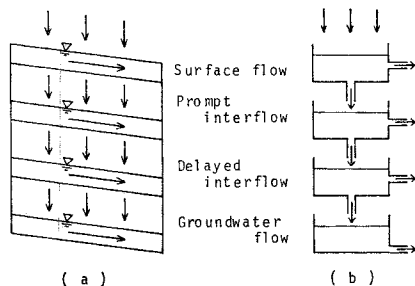


図-2 斜面における雨水の変換過程

において、こうした流出過程の実証的研究を行ってきた⁹⁾。

一方、図-2(a)に示す雨水の運動を記述するには必然的にパラメーターの数が多くなり、その値の決定には多くの観測資料を必要とすることも事実である。このことから、図-2(a)に基づく出水予知とその総合化が、物理性の保存と精度の点から最も望ましいものであることは認めながらも、現在の段階では、少なくともこれを用いた総合化は困難であることも認めざるを得ない。

そこで、われわれは物理性をある程度犠牲にして、できるだけ図-2(a)の機構を表現し、しかも図-2(a)の一部のパラメーターと近似的に対応関係のあるパラメーターを含むモデルとして、タンクモデルを採用した。図-2(a)に示した運動は前述のように、鉛直方向には貯留・浸透過程であり、斜面方向には伝播・変形過程である。図-2(b)に示したタンクモデルについてみると、鉛直方向の貯留・浸透過程は同様な過程として表現されており、斜面方向の伝播・変形過程は貯留型変換過程と遅れ過程（この遅れ過程は、各流出孔からの流出量の合計を一定の時間遅らせるもので、図-2(b)の構造図には現われてこない^{注1)}で置き換えられていると考えることができよう。また、各流出場に対応するタンクの一層下の流出孔の高さは、第一義的にはその流出場の初期損失量と関係があると考えられる。荒川試験地では、この高さが流域乾燥状態での初期損失量にほぼ等しいことが認められた²⁾。

(3) 河道系における合流・流下過程のモデル化

河道を流下する洪水波の伝播速度については、古くから Kleitz-Seddon の法則 $\omega = dQ/dA$ (ω : 伝播速度, Q : 流量, A : 流水断面積) が成立することはよく知られている。その後、わが国においても洪水流の kinematic wave としての特性が明確にされ、林¹⁰⁾、田中¹¹⁾、高橋¹²⁾などによって、洪水ピークの伝播速度は近似的に $\omega_p = (dQ/dA)_{Q=Q_p}$ で与えられることが明らかにされている。いずれにしても、山地河川では、洪水時の流況は kinematic wave で近似でき、その伝播速度は $Q \sim A$ 関係によって大体定まるということはほぼ確実のようである。

一方、実河川における1地点の流量観測の結果 ($Q \sim A$ 関係) を1つの洪水について増水期と減水期に分けてプロットしてみると図-3の破線で示すように、増水期にはほぼ直線、減水期では下に凸の曲線になることが認められる。このことは、矩形の一樣河道を流下する洪水波を、不定流式によって数値計算した結果をプロット

してみると、なお一層はつきりと確認される¹³⁾。なお図中の実線は定常流に対する $Q \sim A$ 関係を示すものである。

以上の事実は、洪水波の前面では、 $dQ/dA = \text{const.}$ すなわち一樣進行流としての特性が強いことを示すものである。これは洪水の伝播を単純な遅れ過程として近似的に表現できる物理的背景を与えるものと解釈される。

実際の河道は一樣断面ではなく、また支川の合流による流量増加もあるために、これからただちに河道区間全域にわたって伝播速度を一定と考えるわけにはいかないが、少なくとも「ある河道区間内では一定」という局所線形は十分成立するものと考えられる。

合流過程については、従来行われている雨水流の追跡においても、kinematic wave として追跡できるような場合は、線形合流として扱われており、それで実用上十分な精度が得られるようである。このことは河床勾配が比較的大きく、合流点付近の背水による貯留効果が小さいことを意味しているものと考えられる。したがって、極端な平地河川を対象としない限り、実用的には合流過程を単純な重ね合わせで表現してもよいと思われる。

以上の考察から、山地流域の河道系における流下・合流過程は、近似的に局所線形河道、線形合流の仮定によって表わしてもよいと考えられる。

(4) 流出計算法の構成

以上、単位流域内の雨水の変換過程はタンクモデルで、河道系における流下・合流過程は局所線形河道、線形合流によって近似的に表現できることを述べてきたが、これらを用いた流出計算法は次のように構成される。

まず、単位流域間の流出波形の相似性（単位図の表現を借りると、基底時間は同一で流量は面積に比例する）を仮定する。これは流域の地形則に関する高棹らの研究¹⁴⁾から、一樣な浸食を受けている流域においては、数多くの同一位数の分割小流域がある場合、そのうちの多くの小流域からの流出波形がほぼ同一という平均的な流出波形が存在することが期待されることによる。

ところで、図-1(a)の流域において、④と⑤の流域は①、②、③の流域と比較して、河道が流域内を貫通しているという構造上の違いがある。しかし、単位

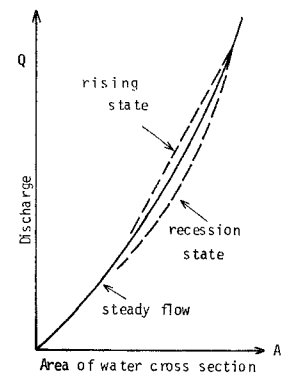


図-3 増水期と減水期の $Q \sim A$ 関係

注 1) 解析上は、この遅れ過程には単位流域内の小河道内の伝播過程をも含む。

流域のおもな役割は斜面における変換過程であるとして、
 いることから、面積的に大きな隔たりがなければ、④、
 ⑤からの流出波形は①、②、③からの流出波形とほぼ
 同様の傾向を示すものと考えてもよいであろう。

以上の相似性の仮定から、各単位流域からのハイドロ
 グラフは、1つのタンクモデルの出力にそれぞれの面積
 を乗ずることによって得られることになる。

次に、河道系における流下・合流過程は局所線形河道
 と線形合流の仮定から、単純な遅れ過程と重ね合わせて
 表現できることになる。すなわち、各単位流域からのハ
 イドログラフを、単位流域出口から流域下流端までの伝
 播時間だけずらせて、下流端で重ね合わせることでよ
 って流域全体からのハイドログラフが得られることにな
 る。

以上述べてきた計算過程を集中面積図の概念を用いて
 表わすと次式となる。

$$Q(t) = \sum_i q(t-i \cdot \Delta t) \cdot A(i \cdot \Delta t), \quad i=0, 1, 2, \dots, n$$

ここに、 $Q(t)$ ：流域下流端での流量、 $q(t)$ ：タンクモ
 デルで計算される単位流域からの単位面積当たりの流出
 流量、 $A(i \cdot \Delta t)$ ：単位流域の面積を縦距とし、その単位
 流域から全流域下流端までの伝播時間を横軸にとったパ
 ルス状の修正集中面積図^{注2)}、 Δt ：計算時間間隔、 $n \cdot \Delta t$ ：
 集中面積図における最大集中時間、である。

この流出計算法は、タンクモデルの長所を取り入れた
 簡便で理解しやすい計算法であると同時に、後記のよう
 に計算値と実測値の合致度という意味での精度は十分高
 い。特に、時々刻々の降雨情報を入力しながら計算を行
 う場合、他の流出計算法では有効降雨の算定が問題とな
 るが、ここでは観測降雨そのものを入力とするという点
 (このことはタンクモデルの特徴である)で、適用上の
 ミスが生じる可能性が少なく、実用性が高い。また計算
 もいわゆるマイコン程度で十分であり、小さな行政単位
 での出水予知に適していると考えられる。

3. 流出モデルの総合化

(1) 総合化の対象となる要素と流域特性の関係

ここでいう総合化とは、まえがきでも述べたように、
 いくつかの流域特性を調査することによって、計算に用
 いるパラメーターの値が決定できることである。前述の
 計算法では、単位流域からの流出を表わすタンクモデル
 と、河道系における流下・合流過程を表わす集中面積図
 が、流域特性と関連づけられればよいわけである。そ
 こで、総合化の対象となる要素と、関連する流域特性との

注 2) 単位図法で定義される集中面積図と区別するため修正
 集中面積図としたが、以下では集中面積図と略記する。

表-1 総合化に際して考慮すべき流域特性

系	総合化の対象とな る要素	関連する雨水の運動	関連する 流域特性
単位 流域	タンクの構成	流出場の構成	地下構造
	タンクの構造およびパラメーター値	斜面内の貯留特性 鉛直および斜面方向への透水	地質 斜面長 斜面勾配 植
	遅れ時間	斜面方向の雨水の伝播速度	
河道 系	伝播速度	洪水波の伝播速度	河床勾配 粗

関係を、雨水の運動を媒介として示したものが表-1で
 ある。なお集中面積図に関しては、流域地形の平面的特
 性はそのまま表現されるので、洪水波の伝播速度のみが
 総合化の対象となる。

タンクの構成については、図-2(a)が平均的な流出
 場の構成であることと、洪水を対象としていることから、
 遅い中間流成分までを表現する直列3段の構成で十分
 であろう。タンクの構造、パラメーターの値、遅れ時
 間については、地質、斜面長、斜面勾配、植生が関係
 すると考えられるが、このうち植生については、特に重要
 な地表付近の植生に着目してみると、これが多くの場
 合共通して下草であることから、ここでは考慮しなくて
 もよいと考えられる。

河道系における伝播速度は、河床勾配、粗度に関係
 するが、山地河床における礫の粒径は河床勾配と関係
 があることから^{15),16)}、粗度も河床勾配の効果を含めて考
 えることが可能であろう。河道系における伝播速度なら
 びにタンクモデルの遅れ時間は、これらの流域特性のほ
 か、水流自身のもつ水量量によっても変化するが、対
 象とする洪水の規模をある程度限定することによって、
 その変化を小さくすることができると考えられる。

結局、タンクモデルについては地質、斜面長と斜面
 勾配、集中面積図の作製に用いる伝播速度については河
 床勾配、を対象として総合化を図ればよいことになる。

(2) 総合化の結果

総合化に際しては、流域ごとに変化するパラメーター
 は可能な範囲内で少ないことが望ましい。

タンクモデルについていえば、構造は同じで、しかも
 流域によって変化するパラメーターの数は、流出特性が
 表現できる範囲内で少ないことが望ましい。こうした観
 点から、まずいくつかの流域について、同一縮尺の地形
 図上での分割基準を定めたとうえで、試算を行ってみた
 ところ、図-4に示す構造で、しかも数値の記入してある
 部分はこの同一の値を用いることができそうであるとい
 う結果を得た^{注3)}。

注 3) この構造は、参考文献 1),2)のものと比較して、1段
 目のタンクに新たな流出孔を設けた構造となっている。
 これは比流量が 6~7 m³/s/km² 以上となる大出
 水を解析した結果、付け加えられたものである。

表-2 地質による総合化の結果

流域地質	L_1 (mm)	L_2 (mm)	L_3 (mm)	F_2 (hr ⁻¹)	TL (hr)
火山岩	30~40	60~75	15	0.08	1
花崗岩	15	60	15	0.05	1
古生層	30	75	5	0.04	1
第三紀層	15	40	5	0.04	1

ここで記号で示した L_1, L_2, L_3 は斜面の貯留特性を、 F_2 は浸透特性を表わし、いずれも流域の地質と関係があると考えられる。そこで、図-4の構造と数値で示したパラメーターは固定したうえで、 L_1, L_2, L_3, F_2 の値を地質によって分類し、総合化を行った結果が表-2である。地質としてわが国に広く分布

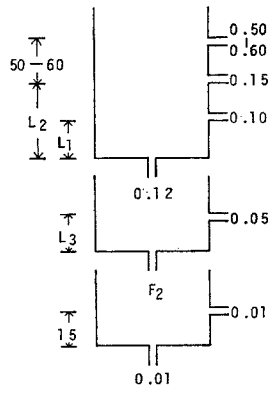


図-4 タンクモデルの構造

する火山岩、花崗岩、古生代堆積岩（以下古生層とよぶ）、第三紀堆積岩（以下第三紀層とよぶ）の4つを取り上げ、経済企画庁国土調査課（当時）編の1/500 000の表層地質図（昭和43年1月発行）に基づいて流域の地質を調査したものである。また、流域分割は1/200 000の地勢図に基づき、1/50 000の地形図を参照しながら行ったが、分割位数は1/50 000の地形図上では2次~3次程度であり、個々の流域についての分割流域の平均面積は15~18 km²となっている。解析を行った流域の名称、面積、流域分割の個数を地質別に示したものが表-3である。流域が多くの地質から構成されている場合には、面積比率の一番大きい地質を相当地質として解析している。なお、流域分割は図-1(a)に示すように同一位数で行うのが原則であるが、分割された小流域間で面積の隔たりが極端に大きい場合には、さらに分割あるいは併合して面積の隔たりが小さくなるように分割を行っている。この方がむしろ相似波形の仮定に近づくものと考えられる。

タンクモデルは流域の大きさによって構造およびそのパラメーターの値が変化するという性質があるから、表-2の値は、分割流域の平均面積が上記のように15~18 km²となるように流域分割した場合に有効であることはいままでの間もない。

表-2の結果は、地質区分の仕方は異なるが、低水時の流況特性と地質との関係を調べた虫明ら¹⁷⁾の研究結果を、ほぼ矛盾なく説明するものである。

タンクモデルの遅れ時間 TL の総合化の結果は表-2の最後の欄に示すとおりである。遅れ時間は前節で述

表-3 解析に用いた流域

地質	河川名	地点名	流域面積 (km ²)	分割数 (個)
火山岩	江川	南畑敷	664	40
	筑後川	小平	533	37
	鬼怒川	五十里ダム	271	17
花崗岩	木津川	月ヶ瀬	615	35
	渡良瀬川	草木ダム	254	17
	大戸川 (淀川水系)	黒津	189	11
古生層	長良川	美濃	1076	62
	由良川	大野ダム	346	21
	神流川	下久保ダム	323	20
第三紀層	夕張川	清橋 (ダム下流)	685	40
	最上川	真木	618	41
	木津川	佐那具	154	10

べたように、地形、地質に関係すると考えられるが、結果的には地形、地質によらず同じ値となった。ただし、溶結凝灰岩の流域では $TL=0$ 、第三紀層の流域で沖積地堆積層をかなり含む場合には $TL=2$ 時間となることが認められる。後者のような場合には、線形河道の仮定の成立も疑問があり、計算の結果は必ずしも悪くはないが、このような流域にはより厳密な流出計算法を用いるべきと考えられる。

次に、集中面積図に用いる洪水波の伝播速度については、局所線形河道の仮定が近似的に成立することは前述のとおりである。局所線形であるから、区間によって、また洪水によっても伝播速度は変化することがある。事実、いくつかの流域について、洪水ごとの、また区間別による変化を調べたところ、伝播速度は必ずしも一定ではなかった。しかし一方では、山地流域を対象とする限りでは、1つの流域について洪水と区間のすべての平均をとると4.0 m/s前後の値となることを見出した。そこで、可能な範囲内で簡略な総合化が望まれることから、伝播速度を4.0 m/sと固定して集中面積図（時間単位は20分としている。図-5参照）を作製し、流出計算

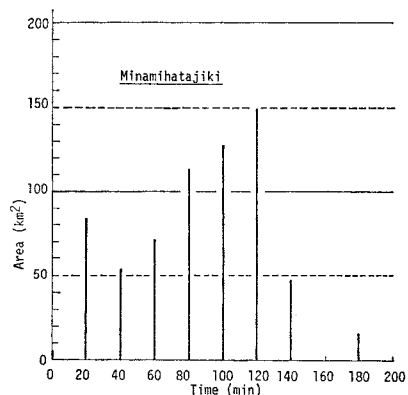


図-5 集中面積図の一例（江川、南畑敷）

を行ったところ、いずれの流域でも良好な結果を得た。したがって、局所線形河道の仮定をさらに拡大し、河道系全体で伝播速度が一定であり、その第1近似値としては平均値の4.0 m/sを用いてもよいという結果を得た。ただし、4.0 m/sという値については、比流量が $2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ 以上の中程度以上の洪水資料から得られたもので、山地流域を対象としたものであることと、表-3の夕張川の解析では沖積地の河道区間については2.5 m/sという値を用いたことを付記しておく。

以上によって、本流出計算法の中で用いるパラメーターは地質のみによって変化することになり、火山岩、花崗岩、古生層、第三紀層の4地質を対象とした総合化の結果は図-4および表-2に示すとおりである。なお、タンクモデルの計算時間間隔は1時間であり、集中面積図の時間間隔は20分を用いたので、タンクモデルの出力を20分間隔に補間して計算を行っている。降雨は、複数の雨量観測点がある場合には、それらの単純な算術平均を用いた。また、ここでの計算は降雨初期において各タンクの水深は0としている。この条件は1段目、2段目のタンクについては、通常2日間程度の無降雨期間で十分満たされる。3段目のタンクについてはさらに長い無降雨期間を必要とするが、このタンクは洪水の主体部分への寄与は小さく、短期間の洪水を対象とする限りでは、特に初期水深を考慮する必要はないと思われる。

(3) 総合化の結果に対する補足事項

ここでは前節で得た総合化の結果に対して、2,3の補足すべき事項について述べる。

まず、前記の表層地質図における大分類は堆積岩類、火成岩類、変成岩類となっているが、このうち変成岩類は表-2の地質区分に含まれていない。そこで変成岩流域である愛媛県加茂川の黒瀬ダム流域（流域面積 100 km^2 ）について計算を行ったところ、第三紀層のパラメーターを用いてほぼ良好な結果が得られた。ただしTLは0であった。図-6にその結果を示している。この例だけでただちに第三紀層のパラメーターを用いてよいとはいえないが、一例として挙げておく。

次に、総合化の適用範囲について補足する。本流出計算法は、集中面積図という平均化過程があることによって総合化が可能になったと考えられた。したがって、本論文の目的の1つである中小河川の出水予知に用いるためには、分割小流域の面積と計算時間間隔を小さくして、集中面積図による平均化過程がこれまでと同程度になるように

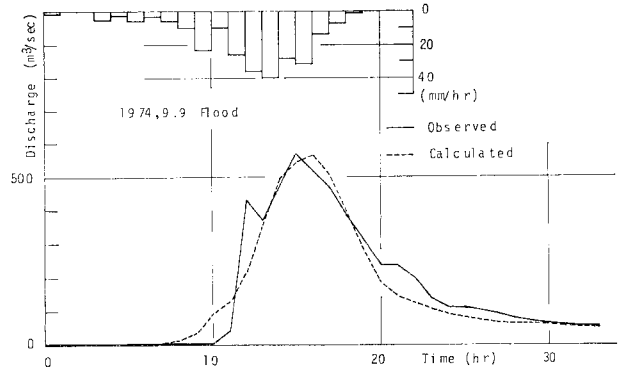


図-6 変成岩流域を第三紀層のパラメーターで解析した例

したうえで、改めてタンクモデルの総合化を行う必要があると思われた。しかし、実際に(2)で得た結果をそのまま中小流域に適用してみたところ、良好な結果が得られた。特に、流域面積が 20 km^2 前後の流域に対して、流域分割を行わず、図-4および表-2のタンクモデルからの出力がそのまま、その流域からの流出流量であるとした計算結果においても良好な結果が得られた。その一例として図-7に多摩試験地¹⁸⁾の明神橋(24.7 km^2 、地質は第四紀のロームであるがパラメーターは $TL=0$ 以外は第三紀層のものを用いた)の例を示す。これは、図-4および表-2に示したタンクモデルが、すでに流域面積が 20 km^2 前後の流域からの流出特性をかなり忠実に表現するものであることを示している。したがって、流域面積がここで示した単位流域の平均面積 $15 \sim 18 \text{ km}^2$ 以上であれば、図-4および表-2の結果が一応適用可能と考えられる。

次に、表-2の総合化の結果についてであるが、同じ地質でもこれと異なった値をとる場合も多い。しかし、この場合でもパラメーターの値は、表-2の該当する欄の最大値と最小値の間で変化する場合がほとんどである。いずれにしても、図-4および表-2はあくまでも

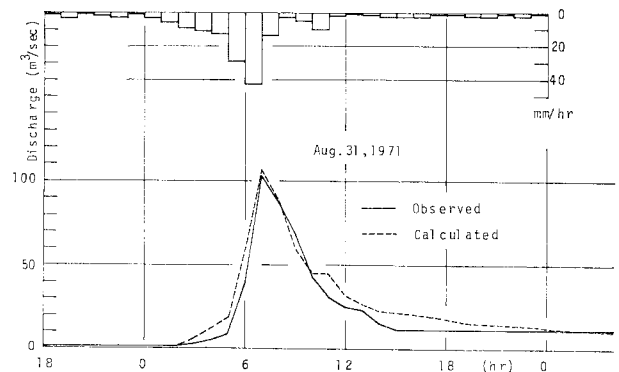


図-7 小流域への適用結果の一例

既往の流量資料がない場合の第1近似を与えるものであり、流量資料の蓄積によって最適モデルへと改善されるべきものである。

4. 結 論

以上、タンクモデルと集中面積図を用いた、簡便で精度の高い流出計算法を提案するとともに、そのパラメータの総合化を行った。

この流出計算法は、流出計算上問題となる有効降雨の算定を行う必要がなく、観測降雨をそのまま入力すればよいことから、適用上のミスが少なく、まえがきで述べたような小さな行政単位で行う出水予知に用いる計算法として、実用性が高い。

総合化については、まずタンクモデルのパラメータは地質によって総合化することができ、その結果は図4、表2に示すとおりである。また集中面積図の作製に用いる伝播速度については、4.0 m/s となることを示した。

これらの総合化によって、過去に流出解析を行ったことのない流域においてでも、地形図と地質図さえあれば流出モデル（パラメータ値を含む）が決定できることになる。ただし、ここに示した流出計算法はいくつかの仮定ないしは制限に基づくものであり、その仮定・制限が成立する範囲内で使用されるべきものである。これらの条件を改めて示すと、

- ① 単位流域の大きさは平均が 15~18 km² となるように流域分割を行うこと、
- ② 山地流域を対象とすること、
- ③ 大・中出水を対象とすること。

である。

参 考 文 献

- 1) 石原安雄・小葉竹重機：洪水流出計算の総合化に関する一考察，京大防災研究所年報，第21号B-2，pp. 153~172，昭和53年4月。
- 2) Ishihara, Y. and S. Kobatake : Runoff model for flood forecasting, Bulletin of the D.P.R.I., Kyoto Univ., Vol. 29, pp. 27~43, Jul., 1979.
- 3) 石原安雄：河川災害の予知について，京大防災研究所年報，第13号B，pp. 9~16，昭和45年4月。
- 4) 中安米蔵：本邦河川洪水の Unit Graph について，第7回建設省直轄技術研究会，pp. 336~346，昭和28年。
- 5) 木村俊晃：貯留関数法による洪水流出追跡法，建設省土木研究所，昭和36年8月。
- 6) 石原安雄・小葉竹重機：小流域と大流域からの流出の相互関係，京大防災研究所年報，第17号B，pp. 471~478，昭和49年10月。
- 7) 石原安雄：洪水流出の解析，土木学会水理委員会，1964年7月。
- 8) 高棟琢馬：出水現象の生起場とその変化過程，京大防災研究所年報，第6号，pp. 166~180，昭和38年7月。
- 9) Ishihara, Y. and S. Kobatake : On the storm runoff process in the Ara experimental basin, Bulletin of the D.P.R.I., Kyoto Univ., Vol. 26, pp. 83~100, Jun., 1976.
- 10) Hayashi, T. : Mathematical theory and experiment of flood waves, Trans. Japan Soc. of Civil Eng., No. 18, 1953.
- 11) Tanaka, K. : On the quasi-steady flow in the open channel (the theoretical analysis of flood routing), Technology of the Osaka Univ., Vol. 2, No. 44, 1952.
- 12) 高橋 保：河道における洪水流の特性に関する研究，京都大学学位論文，1971。
- 13) 森崎 充：河谷に沿う断面平均流速の変化に関する研究，京都大学卒業論文，昭和54年2月。
- 14) 石原藤次郎・高棟琢馬・瀬能邦雄：河道配列の統計則に関する基礎的研究，京大防災研究所年報，第12号B，pp. 345~366，昭和44年4月。
- 15) 矢野勝正・土屋義人・道上正規：沖積河川における河床砂れきの特性の変化について，京大防災研究所年報，第12号B，pp. 463~473，昭和44年4月。
- 16) 石原安雄・小葉竹重機：洪水の伝播速度について，京大防災研究所年報，第20号B-2，pp. 149~167，昭和52年4月。
- 17) 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果，土木学会論文報告集，第309号，pp. 51~62，1981年5月。
- 18) 建設省土木研究所：多摩ニュータウン試験地水文観測資料（昭和44年~昭和46年），昭和47年3月。

(1983.1.26・受付)