水理計算に基づく大規模河道網の洪水流出特性に関する研究

Studies on Runoff Characteristics of the Large-scale
Channel Network Using a Physically Based Model

志村光一* (中央大学理工学部)

Koichi SHIMURA Faculty of Science and Engineering, Chuo University

大原憲明** (カリフォルニア大学デービス校)

Noriaki OHARA University of California, Davis

松木浩志*** (水資源開発公団)

Hiroshi MATSUKI Water Resources Development Public Corporation

山田 正* (中央大学理工学部)

Tadashi YAMADA Faculty of Science and Engineering, Chuo University

A synthesized physically-based system for flood forecasting by a PC is proposed. The combination of the newly-developed model for runoff in mountainous basins and numerical calculation of one-dimensional unsteady flow in river channels has made possible a totally-physical-based analysis for runoff in large basins like the Tone River, of which catchment area is the largest in Japan. Runoff in a mountainous basin can be uniquely determined by a parameter composed of the following seven quantities, such as slope gradient, slope length, the thickness of surface soil layer, unsaturated hydraulic conductivity, effective porosity and two fixed number for field moisture capacity. A shape of simulated hydrograph is roughly determined by both a spatial distribution of sub (tributary) basins and a timing of a peak discharge from the tributary basins. With changing roughness coefficient of riverbed artificially, water table in the down stream varies more sensitively than discharge.

Key words : Flood runoff analysis, Physical model, Field moisture capacity, Equivalent roughness, Interflow, Unsteady flow analysis

著者らは物理的観点と手法に立脚した、降雨の予測手法および洪水予測システムの構築を目指し研究を行っている。本論文では山地小流域における降雨流出の物理過程を踏まえたモデルを新たに提案している。このモデルを用いた解析結果と大規模河道網に関する一次元不定流数値解析を組み合わせ、これをパソコンレベルで計算し総合的な洪水流出計算手法を提案している。これにより利根川スケールの流域全体における洪水予測システムがパソコンレベルで可能となることを示した。本研究において山地流域の斜面流出は、河道近傍の湿潤領域のみから流出すると考えており、その流出特性は斜面勾配、斜面長、表層土の不飽和透水係数、有効空隙率、表層土層厚および保水能の分布形状を表現する二つの定数により決定される。大流域河道網に一次元不定流解析を適用させ、シミュレーションを行った結果、下流に位置する流量観測地点のハイドログラフの形状は、支川の本川に対する位置関係や上流端の流入ハイドログラフのタイミングによって大まかに決定される。河床粗度を人為的に変えて計算を行い、河床粗度の増加に伴い流量ハイドログラフよりも水位(水深)ハイドログラフに大きく影響する等、いくつかの水文学的に重要な知見を得た。

キーワード：洪水流出解析, 物理モデル, 保水能分布, 等価粗度, 中間流, 不定流解析

*中央大学理工学部土木工学科 〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27

Dept. of Civil Engineering, Faculty of Science and Engineering, Chuo University, 1-13-27, Kasuga, Bunkyo-ku, Tokyo, 112-8551 Japan

**Department of Civil & Environmental Engineering, University of California, Davis. One Shields Ave. Davis, CA, 95616 U.S.A

***水資源開発公団小石原川ダム調査所 〒838-0068 福岡県甘木市大字甘木1187

Water Resources Development Public Corporation, Koishiharakawa Dam Research Office, 1187 Amagi, Amagi City, Fukuoka Prefecture, 838-0068 Japan

I. はじめに

洪水追跡はその流域の治水計画をたてる際重要となるため、古くから多くのモデルが提案されて来ている。まず合理式(Rational Method)はその基礎式が非常に単純なため20世紀中ごろから広く用いられてきた。周知のとおり平均降雨強度から洪水のピーク流量を計算するものであるが、これは降雨量と河川の流量を関連付けた最初の手法である。ついでハイドログラフを得る必要性から、Sherman(1932)により単位図法(Unit Hydrograph Method)が提案された。単位図法は単位降雨による応答関数を線形に足し合わせる方法であり、簡便で実用的であるため海外では広く用いられた。しかし洪水波は非線形な挙動を示すためこの方法では対応しきれない場合がある。1950年代に入り非線形な流出形態を表現したモデルとして菅原により提案されたタンクモデル(菅原, 1975)や1961年に木村により提案された貯留関数法(木村, 1961)が挙げられる。いずれのモデルもパラメータに適切な値を用いることにより、降雨-流出現象を十分に表現できるため、今日わが国では計画流量の算定などに広く用いられている。これらは一般に概念モデルと呼ばれているものであり、概念モデルに含まれるパラメータは過去の洪水記録から決定されるのが常である。しかしこのようなモデルは長期にわたり信頼のおける水文データの蓄積が無い流域に適用する場合において、パラメータの不確定性の問題が常に付きまとう。

一方で、Hortonの研究に始まる流出現象の物理過程に焦点をあてたアプローチもなされてきた。山地の表層土を多孔質土とみなし、不飽和領域の浸透理論であるRichardsの方程式を基礎式として、数値的に流出過程を再現する試みである。この方法を用いると流域の地質や地形、表層土などの特性から数値的に流出量を計算することができる。Freeze(1972)により発表された表層土中の二次元不飽和浸透流の研究がその先駆けである。その後計算技術の発展と相まって現在にいたってはパッケージ化されたソフトウェアも登場している。しかしながら、計算機の進歩著しい現在においても、実用に耐えうる精度を確保して、物理モデルを大流域全てにわたり適用しようとする、膨大な計算時間を要するという問題が生じる。

本研究では流出寄与域の考え方に基づいて流出過程を集中化し、物理性を損なわない平易な基礎式に

基づいた、実用的な山地流出モデルの提案をおこなっている。この試みにより従来広く流出計算に用いられてきた概念モデルの物理性を明らかにした。

各山地流域からの流出解析結果を連結し、大流域の洪水流出を再現するために、河道部における洪水追跡を行う。洪水追跡法は、マスキング法に代表される水文学的追跡法と水理学的追跡法の二つに大きく分類できる。前者は物理モデルをかなり簡略化したものであり、計算条件によっては物理的合理性に疑問を残している。後者の水理学的追跡法は、河道断面の地形情報と抵抗則を必要情報とするため、より精度の高い計算結果が期待できる。本研究では現在もっとも実用的な水理学的追跡法である一次元不定流解析を利根川河道網に適用する。

一般に大流域はいくつかのサブ流域の集合体と考えられる。そこで、対象とする利根川全流域を52支川ごとの流域に分割する。次にサブ流域中の各々の上流域にあたる山地小流域において著者らが提案する物理モデルを用いた流出解析を行い、解析結果を各支川の上流端条件として与え、河道における一次元不定流計算を行った。本解析手法により広大な流域に対して、物理的観点に立脚した流出解析が可能となった。なお、本研究の目的は解析手法の確立と、そこで生じる流出現象の特性の把握であり、現段階では計画流量の定量的な評価には無いことを付記しておく。

II. 山地流域における流出解析

1. 降雨流出機構のモデル化

図-1は山地小流域谷頭部における降雨流出機構の模式図である。本研究では洪水波にもっとも大きく寄与する直接流出の主成分である中間流を対象に降雨流出機構をモデル化する。直接流出は流出寄与域のみから発生するという仮定の下に、斜面の流下過程に対し山田(1981)が提案するkinematic wave法から発展させたモデルを用いる。有効降雨は流域内の保水能とその分布状態を考慮して算定する。本研究における有効降雨の算定には一般性の高い山田ら(1981, 1983, 1985)が提案する保水能の分布を利用した以下に示す理論を用いる。この方法は保水能分布の空間分布と時間変化を考慮した分布モデルといえる。

2. 有効降雨量の算定—保水能の理論

累積降雨量とその土壌特性によって決まるある値

図一 山地小流域谷頭部における降雨流出機構の模式図

Fig. 1 Schematic drawing of runoff mechanism in the head of valley of a mountainous small basin

に達するまで、雨水は土壤の毛細管力に支えられることで保水されるか、窪地に貯留されることにより直接流出には寄与しない。このときの累積降雨量を保水能と定義する。実際の流域内において保水能は様々な値をとる。そこで、ある保水能を持つ土壤の流域全体に占める割合を保水能分布と定義する。流域のある部分の保水能を h とし保水能分布を $S(h)$ とする。 t 時刻までの降雨量 $R(t)$ のうち、保水能 h を超過した分だけが流出するものであり、さらにその面積割合 $S(h)dh$ と超過分との積を保水能について積分したものが有効降雨となる。このとき総損失量 $F(R)$ は保水能分布を用いて(1)式のように表現できる。

$$F(R) = R - \int_0^R (R-h)S(h)dh \quad (1)$$

(1)式は第一種Volterra型積分方程式であり、Laplace変換により解を得ることが出来る。すなわち、

$$S(R) = -\frac{d^2F}{dR^2} + \left[1 - \frac{dF}{dR} \right]_{R=0} \delta(R) \quad (2)$$

である。ここで $\delta(R)$ はディラックのデルタ関数であり、流域の不浸透面積部分の割合を意味する。山田ら(1981, 1983, 1985)によると総降雨量 $R(t)$ と総損失量 $F(R)$ の関係の回帰式には(3a)~(3c)式のような関数が考えられる。(3a)式は主に都市流域における、(3b)(3c)式は山地流域における降雨損失量を表現する。本研究では山地流域を対象とするので

(3c)式を用いて回帰する。

$$F(R) = (1-a)R \quad (3a)$$

$$F(R) = a \{ 1 - \exp(1-R/a) \} \quad (3b)$$

$$F(R) = a \tanh(bR) \quad (3c)$$

このときの a 、 b は回帰するときのパラメータであり、流域固有の値である。(3c)式を(2)式に代入し、(1)式を $S(h)$ に関する積分方程式とみなすと、保水能分布形状を表す(4)式を得る。保水能分布は降雨流出を決定する重要な流域特性であり、この関係より有効降雨の時系列が求まる。

$$S(R) = (1-ab)\delta(R) + 2ab^2 \frac{\sinh(bR)}{\cosh^3(bR)} \quad (4)$$

3. 山地流出モデルの基礎式の導出

山地斜面における降雨流出のモデル化は直接流出の主成分である中間流(表層土中の側方浸透流)を対象とする。幅、勾配 i 、等価粗度係数 n とも一様な斜面における流れに対する連続式は h :湛水深(mm)、 q :単位幅流量(mm²/hr)、 $u(t)$:有効降雨(mm/hr)とすると(5)式のように表される。単位幅流量 q (mm²/hr)は湛水深 h と断面平均流速 v (mm/hr)を用いて(6)式、有効雨量 $u(t)$ (mm/hr)は保水能分布 $S(h)$ を用いて(7)式のように表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = u(t) \quad (5)$$

$$q = vh \quad (6)$$

$$u(t) = r(t) \int_0^{R(t)} S(h)dh \quad (7)$$

$$v = \frac{1}{n} i_s^m h^m \quad (8)$$

斜面の断面平均流速式としてManning型の式である(8)式を用いる。(8)式を(6)式に代入し、 q について(5)式を整理すると(9)式を得る。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \alpha^{\frac{1}{m+1}} (m+1) q^{\frac{m}{m+1}} \left(u(t) - \frac{\partial q}{\partial x} \right) \quad (9)$$

$$\text{ここで、} \alpha = \frac{1}{n} i_s^m$$

降雨流出が流出寄与域(河道及び河道近傍の湿潤領域)からの斜面流出と考えると、斜面長は地形学上の斜面長に比べ十分短いものと考えられる。この条件のもとでは(10)式のような変数分離形の近似式の成立が仮定し得る。ここに q_* :流出高(mm/hr)、 x :斜面の任意の座標(mm)である。

$$q(x, t) \approx x q_*(t) \quad (10)$$

斜面長 L_s の末端で考えると $x=L_s$ とかけ、(9)式は

(11)式のように常微分方程式に変形できる.

$$\frac{dq^*}{dt} = (m+1) \gamma \frac{1}{m+1} q^{*m+1} (r(t) - q^*),$$

ただし, $\gamma = \frac{i_s^p}{nL_s}$ (11)

(11)式は木村の貯留関数法と同様な形式であり, これにより貯留関数法は本来斜面長が短い場合の山地流域に適用可能なものであり, その物理的な意味を見出すことができた. (11)式の表現形式から勾配 i_s , 斜面長 L_s , 等価粗度係数 n で表現される γ と m が流域の降雨流出特性をあらわすパラメータであることが分かった. (11)式が本研究における山地小流域からの流出を表す基礎式となる.

4. 等価粗度係数の導出

前節で導いた山地流域における流出モデルの基礎式中のパラメータで, 等価粗度係数 n だけは未だ決定されていない. そこで等価粗度係数と土壌特性との関係を検討する(嶋田ら, 1989, 大原ら, 1997). ところで不飽和斜面流出に関して鈴木(1984a, 1984b)および窪田ら(1988)の独創的な解析があり, 不飽和流出のランピング問題が大いに前進した. ここに彼らの結果の概要を示す. まず表層土における不飽和浸透モデルと擬似表面流モデルとの関係について述べる. 図-2は土壌特性と等価粗度係数の関係を示す概念図である. 不飽和領域での土中水の浸透は(12)式のRichardsの方程式で表される.

$$c \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} - \sin \omega \right) \right\}$$

図-2 等価粗度係数の概念図

Fig. 2 Concept of the equivalent roughness for sub-surface flow

$$+ \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} + \cos \omega \right) \right\} \quad (12)$$

ここに Ψ : 圧力水頭, ω : 斜面勾配, c : 比水分容量($\partial \theta / \partial \psi$), k : 透水係数である. 鈴木(1984a, 1984b)によると土層の厚さに比べて斜面の長さが十分に長いとき, (12)式は右辺第2項と第1項の $\partial \psi / \partial x$ を無視しても流量の通減曲線はほとんど変化しない. このとき(12)式は次のような一次の式になる.

$$c \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial \Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\sin \omega \frac{\partial k}{\partial x} \quad (13)$$

ここに θ : 含水率である. つぎに(13)式を(14)式のように z 方向に積分することにより(15)式を得る. この積分により含水率 θ および不飽和透水係数 k が z 方向に平均化される.

$$\int_0^D \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = -\sin \omega \int_0^D \frac{\partial k}{\partial x} dz \quad (14)$$

$$D \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -D \sin \omega \frac{\partial \bar{k}}{\partial x} + u(t) \quad (15)$$

ここに D : 表層土層厚, $u(t)$: 地表面における有効降雨量である. (15)式は x 方向(斜面方向)に一次元化され, kinematic waveの式形になっている. 有効飽和度 S_e と不飽和透水係数 k の関係として一般化Kozney式(16a)(谷誠, 1992)を用いる. また含水率 θ と有効飽和度 S_e の関係には(17a)式を用いる. これらをそれぞれ z 方向に平均化すると(16b)(17b)式のようなになる. (16b)(17b)式を(15)式に代入すると(18)式になる.

$$k = k_s S_e^\beta \quad (16a)$$

$$\bar{k} = k_s \bar{S}_e^\beta \quad (16b)$$

$$\theta = S_e \cdot w \quad (17a)$$

$$\bar{\theta} = \bar{S}_e \cdot w \quad (17b)$$

$$Dw \frac{\partial \bar{S}_e}{\partial t} = -Dk_s \sin \omega \frac{\partial \bar{S}_e}{\partial x} + u(t) \quad (18)$$

ここに, $\bar{S}_e$: z 方向に平均化した有効飽和度, k_s : 飽和透水係数, β : 土壌の不飽和領域における透水性の減少を表す無次元パラメータ, w : 有効空隙率である. 窪田らにならない土中水の流速を水頭差であらわすダルシーの法則を不飽和領域に拡張し, z 方向に平均化すると(19)式を得る.

$$v = k \frac{\partial \Psi}{\partial z} = k_s S_e^\beta \frac{\partial \Psi}{\partial z} = k_s \bar{S}_e^\beta \quad (19)$$

ここに v : 鉛直方向の浸透速度である. x 方向の単位幅流量 q について換算すると(19)式は(20)式になる.

$$q = k_s D \bar{S}_e^\beta \sin \omega \quad (20)$$

(20)式を z 方向に平均化した有効飽和度 S_e について

整理すると(21)式ようになる。

$$\bar{S}_e(x, t) = \left(\frac{q}{k_s D \sin \omega} \right)^{\frac{1}{\beta}} \quad (21)$$

(21)式を用いて(18)式を単位幅流量 q に関して式変形すると(22)式を得る。

$$D^{\frac{\beta-1}{\beta}} w k_s^{-\frac{1}{\beta}} \sin \omega^{-\frac{1}{\beta}} \frac{\partial q^{\frac{1}{\beta}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = -E \cos \omega \quad (22)$$

以上が鈴木および窪田らの解析結果の概要である。次に、(5)式に(8)式を代入すると(23)式ようになる。

$$n^{\frac{1}{m+1}} j^{\frac{p}{m+1}} \frac{\partial}{\partial t} q^{\frac{1}{m+1}} + \frac{\partial q}{\partial x} = u(t) \quad (23)$$

(22)式と(23)式は図-2に示すように同一の現象を異なる二つの観点から見た等価な式であり、両式を比較することにより次式が得られる。

$$\beta = m + 1 \quad (24)$$

$$p = 1 \quad (25)$$

$$n = \frac{D^{\beta-1} w^{\beta}}{k_s} \quad (26)$$

ここで特筆すべきことは従来実測に合うように決定されてきた等価粗度係数 n が(26)式に示すように土壌特性(表層土層厚 D 、飽和透水係数 k_s 、有効空隙率 w 、透水性の減少の程度をあらわす無次元パラメータ β)から表現されているということである。

5. 山地流域における降雨流出モデルの精度検証

1) 山地斜面における不飽和浸透モデルとの比較

飽和・不飽和を問わず土壤中の水の挙動は(12)式のRichardsの式により支配されている。ここではRichardsの式を数値的に解き、単純な二次元斜面(図-3)を対象として数値シミュレーション(以下full不飽和浸透理論と呼ぶ)を行い、著者らが提案する

図-3 計算に用いた山地斜面の縦断面図

Fig. 3 Vertical section of a slope and the definition of notations

集中化したモデルとの解析結果の比較を行った。

斜面は単位幅とし、境界条件はAB面では降雨を与え、BC面では自由流出条件、CD面及びDA面は不透水条件を用いた。初期条件として計算領域内すべて均一に自然含水率を用いた。土壌特性は砂混じり粘土を用い、full不飽和浸透理論と集中モデルで同様の条件を用いた。各パラメータ値は表層土層厚 $D=20\text{cm}$ 、飽和透水係数 $k_s=0.0035\text{cm/s}$ 、有効空隙率 $w=0.4$ 、飽和含水率 $\theta_s=0.42$ 、最小含水率 $\theta_r=0.01$ 、透水性の減少の程度をあらわす無次元パラメータ $\beta=5$ とした。(26)式より、等価粗度係数 n ($\beta=5$ としたので単位は $\text{m}^3 \cdot \text{s}$)は $n=0.602$ となり、この値を集中化モデルに適用しシミュレーションを行った。図-4、5は斜面長 L_s を変化させたfull不飽和浸透理論と集中化モデルの解析結果の比較である。これらの図より提案した集中化したモデルの解析結果がfull不飽和浸透理論の数値解析結果と良く一致していることから、山地流域における斜面流出過程の集中化が合理的であったと考えられる。

2) 実流域への適用

流域特性：長野県佐久にある中央大学春日試験地(以下試験地と呼ぶ)を対象に、本研究で提案する山

図-4 full不飽和浸透理論と集中化モデルの解析結果

Fig. 4 Comparison between the results of the simulation based on the unsaturated theory and the semi-lumping runoff model

図一五 full不飽和浸透理論と集中化モデルの解析結果 (full不飽和浸透理論と集中化モデルの解析結果は良く一致する)

Fig. 5 Comparison between the results of the simulation based on the unsaturated theory with the semi-lumped runoff model (The lumped model proposed here agrees well with the full unsaturated infiltration theory)

表一 春日試験地の地形地質諸量

Table 1 Simulation parameters in Kasuga test field

		記号	数 値	備 考
斜面 等価 粗度	斜面 長	L_s	5, 15, 30(m)	
	斜面 勾配	i_s	0.3	地形図より
	表層土層厚	D	30(cm)	ボーリング 調査より
	有効空隙率	w	0.35	
	飽和透水係数	K_s	0.006(cm/s)	
河道 流	河道 長	L_r	915(m)	河床形状測定結果より
	河床 勾配	i_r	0.04	
	河床 粗度	n_r	0.056	

※透水性の減少を表わす無次元パラメータ $\beta = 5$ とした。

地流域からの流出モデルの実用性を検証した。表一1は試験地の地形、地質諸量である。試験地の地表はほぼ唐松と杉からなる森林で覆われている。土壌

は火山岩の風化堆積物と黒ぼく土からなり、比較的厚い堆積層からなる。直接流出の主成分である中間流が発生すると考えられる表層土層厚(A層)は、現地におけるボーリングの結果から約30cmであった。またその土質は砂混じり粘土であることから、有効空隙率 w を $w=0.35$ 、および飽和透水係数 k_s を $k_s=0.006\text{cm/s}$ と推定した。以上の土壌特性より式(26)を用いて等価粗度係数 n ($\beta=5$ としたので単位は $\text{m}^3 \cdot \text{s}$)を $n=0.709\text{m}^3/\text{s}$ と算定した。斜面長 L_s は降雨の特性によって変化すると考えられることから、キャリブレーションを通じて決定した。

解析結果と実測値との比較：本モデルは現段階では特に直接流出の再現計算を目的としている。そのためハイドログラフにおいて直接流出成分と地下水流成分を分離する必要がある。直接流出成分はピークを形成した後exponential勾配で通減するも

図一六 流出解析結果(中降雨時)

Fig. 6 The result of runoff analysis in case of medium rainfall intensity

図一七 流出解析結果(小降雨時)

Fig. 7 The result of runoff analysis in case of weak rainfall intensity

のと仮定し、両成分の分離を行った。図-6と図-7は中降雨時と小降雨時の計算結果を表したものである。斜面長 L_s に $L_s=5, 15, 30(\text{m})$ を採用した結果総降雨量が大きい場合(中降雨)、少ない場合(小降雨)ともに計算値は観測値をよく再現している。ハイドログラフのピーク値は中降雨の場合、ハイトグラフの急激な立ち上がりに応じて、斜面長が増大するとともに大きな値を示す。小降雨では斜面長を長くして計算した場合、流出成分のピーク値の減少が見られる。これはKinematic waveの手法を用いていることにより、エネルギー損失勾配が斜面勾配と等しくするために、斜面長を大きくしたときに、ピークが落ちるためである。地形パラメータに実測の値を用いることにより、キャリブレーションに手間取らずに良好な精度が得られたことは、このモデルの実用性と合理性を表していると考えられる。

Ⅲ. 河道部の洪水追跡—不定流計算

1. 基礎方程式

河道部の流況再現計算には不定流の基本式であるサン・ヴナンの式を用いた。式(27)と式(28)は不定流計算の基礎式であり、それぞれ連続式および運動量保存式を示している。なお、 A (m^2): 通水断面積, Q (m^3/s): 流量, q (m^2/s): 側方流入流量, α : エネルギー補正係数(1.0), h (m): 水深, g : 重力加速度, n : Manningの粗度係数, R (m): 径深である。水位計算点と流量計算点を交互に配置するスタッガート法で差分化し、陰解法6点アボットスキームによって解いている。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (27)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{n^2 g Q |Q|}{AR^{4/3}} = 0 \quad (28)$$

2. 不定流解析の計算条件

図一 8 は不定流解析の対象とした利根川河道網の図であり、建設省関東地方建設局の管内図に掲載されている河川(52河川)を示している。解析を行う河道は1/40万の地形図上で河川として認識できる最上流地点から河口地点までとした。横断河床形状は、横断形状の実測値が存在する河道部には実測横断河床形状を、実測値が無い河道部には擬似横断河床形状を用いた。ここで、擬似横断河床形状とは地形図から読み取った堤防幅と低水路幅をもとに決定した

図-8 不定流解析の対象とした利根川河道網
Fig. 8 Channel network of Tone River for unsteady flow analysis

図一 9 河道および下流端に境界条件として用いた流量と潮位

Fig. 9 Time series of inflow discharge and tidal level at the mouth of the river channel used as boundary conditions

複断面形状のことである。実測横断河床形状、擬似横断河床形状を適用した河道はそれぞれ実河道区間、擬似河道区間として図-8に示した。

図-9は上流端の境界条件として用いた流出高のハイドログラフと、下流端の境界条件として用いた潮位の時系列である。下流端にあたる江戸川河口と利根川河口のそれぞれに、芝浦、鹿島の実測された潮位の時系列を与えた。上流端の境界条件は、本来ならば山地流域における流出解析結果を用いる。し

表一 2 河道において採用した河床粗度
Table. 2 Manning's roughness coefficients of
river bed for calculation

	上流部	中流部	下流部
基準粗度係数 n	0.030	0.025	0.020
1.2n	0.036	0.030	0.024
1.4n	0.042	0.035	0.028
1.6n	0.048	0.040	0.032

かし、本論文では上流端流入ハイドログラフが本川ハイドログラフに与える影響を見るため、上流端条件には単位面積あたり全て同一のハイドログラフ(Γ 分布形)を用い、これを各流域面積倍したものを上流端条件としている。境界条件に用いたハイドログラフのピーク到達時間は1時間、4時間、11時間とし、洪水波の形態の違いによる計算結果への影響を比較検討した。なおこの洪水の規模はどのケースにおいても総流出高で40mmのものを用いている。

解析にあたっては計算上の標準ケースの一つを選び、河道における設定粗度の違いが本川ハイドログラフに与える影響を見るため、標準ケースの場合と標準ケースの河床粗度を表一2のように全川にわたり20%, 40%, 60%増加させた場合の各観測地点におけるピーク流量・水深を比較検討した。一方、山地流域の流出解析結果の精度によって支配される上流端の流入流量に対しても同様の感度分析を行い、上流端の境界条件の差異が下流の計算結果にどのような影響を及ぼすかを調べた。

3. 洪水波の概形と集中面積図

図一10～図一12はそれぞれ、河口から181km地点(八斗島)、河口から130km地点(栗橋)、河口から87km地点(取手)の各地点における流入流量のピーク発生時間が異なる場合の流量ハイドログラフを比較したものである。上流地点ほど流入流量のピーク発生時間の違いがその地点のピーク流量の差に顕著に表れている。下流地点に行くにつれハイドログラフはなだらかになり、流入流量のピーク発生時間の差によるピーク流量の差は小さくなっていく。ここでは特に河口から181km地点(図一10)および河口から130km地点(図一11)の二地点に着目する。二地点において流入ハイドログラフのピーク発生時間が1時間の場合のハイドログラフを比較すると、河口から181km地点(八斗島)のハイドログラフは一つのピークを

図一10 河口から181km地点(八斗島)における上流端に与えた流量ピーク発生時間の違いによるハイドログラフの比較

Fig. 10 The hydrograph at 181km (Yattutajima) from the river mouth for the various inflows at the upstream ends

図一11 河口から130km地点における上流端に与えた流量ピーク発生時間の違いによるハイドログラフの比較

Fig. 11 The hydrograph at 130km from the river mouth for the various of inflows at the upstream ends

持つのに対し、河口から130km地点(栗橋)のものは顕著な二つのピークを有しているのが分かる。図一13は利根川流域における河口を基準とする各支川の持つ流域面積の分布を示すもの(集中面積図)である。この図から八斗島より上流側については集中面積の

図-12 河口から87km地点(取手)における上流端に与えた流量のピーク発生時間の違いによるハイドログラフの比較

Fig. 12 The Hydrograph at 87km (Toride) from the river mouth, for the various inflows at the upstream ends

図-13 利根川本川における集中面積図

Fig. 13 Area of sub-basins along Tone River from the river mouth

分布形状は一つのピークを持つが、栗橋より上流では集中面積の分布が大きく二つのピークを持っていることがわかる。以上のことからハイドログラフの形状は流域面積がある程度大きくなると集中面積の分布形に似てくることが分かる。つまり、河口から130km地点におけるハイドログラフ(流入流量のピー

ク到達時間1時間)の一つ目のピークは栗橋のすぐ上流で合流する大支川(渡良瀬川, 流域面積=2621.4km²)の洪水波によるものであり、つづく二つ目のピークは利根川本川の洪水波によるものと考えられる。しかしいつでも集中面積図とハイドログラフの形状が一致する訳ではなく、ピーク発生時間 T が異なる場合のピーク発生時間 $T=1$ (時間)の時は二つのピークを持つが、 $T=11$ (時間)の場合は二つのピークは重なり合って、ハイドログラフはひとつのピークを持つようになる。このように上流端のハイドログラフの形状により、下流のハイドログラフは様々な形状をとることがわかる。河道網の分布を合理的に表現できる不定流解析は概念モデルでは捉えることができなかった現象を的確に捉えている。

4. 河床粗度に対する流量と水深の感度分析

図-14と図-15は、上流端境界条件に流入ハイドログラフのピーク到達時間4時間のケースを用い、河口から130km地点(栗橋)における基準粗度係数と河床粗度を割増したときの流量ハイドログラフと水深ハイドログラフである。本計算では実測の河床形状を用いている。図-14、図-15を比較すると、河床粗度 n の違いに対して水位の変化は流量の変化に比べ大きいことがわかる。このことは流出解析あるいは河川計画においては水位ではなく流量を求める

図-14 河床粗度の違いによる流量ハイドログラフの比較

Fig. 14 Comparison of the hydrograph for change of the roughness coefficients of riverbed

図一15 河床粗度の違いによる水深ハイドログラフの比較

Fig. 15 Comparison of the depth-hydrograph for change of the roughness coefficients of riverbed

図一17 河床粗度に対する水深の感度分析結果

Fig. 17 Sensitivity analysis for the water depth for change of roughness coefficients of riverbed

図一16 河床粗度に対する流量の感度分析結果

Fig. 16 Sensitivity analysis for the peak discharge for change of roughness coefficients of riverbed

べき特性量としている根拠といえる。すなわち、たとえ抵抗則の評価を少々間違えたとしても、流量 Q は保存量のように働いているのに対して、水位(水深)はマンニングの抵抗係数である n 値に対して敏感に変化することを意味する。逆に計画論ではなく実施

計画を立案するときには流量のみでなく水位あるいは水深を精度よく求めるべき量として扱わなければならないことを意味している。

図一16, 17は河床粗度の割増率と各地点でのピーク流量およびピーク水深の増加率を表している。これらの図から各地点における水位は流量に比べ河床粗度に対し敏感であることがわかる。また河床粗度の割増率が同じであってもピーク水深の増加率は上流地点ほど大きくなることがわかる。河床粗度が大きいほど、上流地点におけるピーク水深はより大きくなる。

5. 上流端境界条件に対する水深と流量の感度分析

図一18, 19は上流端境界条件に流入ハイドログラフのピーク到達時間4時間のケースを用い、流入流量の割増率とそれぞれピーク水位とピーク流量の増加率との関係を示したものである。これらの図から上流端での境界条件であるハイドログラフに誤差が生じた場合、ピーク水深よりピーク流量にその効果は大きく表れることがわかる。またピーク流量の増加率は上流部では小さいが、中流へ向かうほど大きくなり、そして河口に近づくとき再び小さくなっている。

図一18 流入流量の割増率とピーク流量の増加率との関係

Fig. 18 Relation between the rate of increase in the inflow discharge and the peak discharge

図一19 流入流量の割増率とピーク水深の増加率との関係

Fig. 19 Relation between the rate of increase in the inflow discharge and the peak water depth

IV. ま と め

本論文は物理モデルに基づく山地流域の流出モデルと不定流解析を組み合わせるにより、全流域

を通して水理学の基礎式を基にした洪水予測システムの構築の可能性を示した。ここで得られた知見を列挙する。

- 1) 山地小流域において基礎式(II式)中の γ が流域の流出特性をあらわすパラメータとなる。これに(26式)を併せて流出特性は勾配 i 、斜面長 L 、表層土層厚 D 、飽和透水係数 K_s 、有効空隙率 w 、透水性の減少の程度をあらわす無次元パラメータ β および保水能の分布形状を決定する定数 a 、 b によって支配される。
- 2) 山地流域の流出解析において、地形パラメータに実測の値を用いることにより、計算値と観測値と良好な一致を示した。これにより本山地流出モデルの妥当性が確認された。
- 3) 本川に対する支川の分布によって流量観測地点におけるハイドログラフの形状は、大まかに決定される。流入ハイドログラフのピーク発生時間が小さいと、本川のハイドログラフは支川から流入する洪水波により複雑な形状となる。本研究で用いた流出解析手法は、以上の流出特性を十分表現できる精度の高いものであるといえる。
- 4) 河床粗度を変化させた場合、流量ハイドログラフよりも水位(水深)ハイドログラフに大きく影響する。
- 5) 上流端の流入流量を増加させた場合、ピーク流量の増加率はピーク水深の増加率よりも大きくなる。

謝辞：論文中の不定流の計算において、著者らはデンマーク水理研究所(DHI)が開発した水理計算ソフトMIKE11を用いている。さらに、著者らが本研究を遂行するにあたり実践水文システム研究会の研究助成を受けている。併せてここに深甚なる感謝の意を表す。

参考文献

- 大原憲明・池永均・山田正・尾崎宏・内島邦秀 (1997)：山地賞流域の降雨流出に与える地形特性の影響，土木学会年次学術講演会公演概要集第2部，52，pp. 314-315.
- Sherman, L.K. (1932)：Storm-flow from rainfall by the unit-graph. *Engr. News Record*, 108.
- 木村俊晃(1961)：貯留関数法，土木技術資料，4, 1.
- Freeze, R.A. (1972)：Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1, Base flow contribu-

- tions to channel flow, *Water Resour. Res.*, 8(3), pp. 609-623.
- 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一(1988)：山腹斜面における土壤水分変動の観測とモデル化(Ⅱ)—水収支および地下水発生域の検討—, 日林誌, 70(9), pp. 381-389.
- 嶋田啓一・山田 正・藤田睦博(1989)：降雨流出におけるランピングスケールの効果に関する研究, 土木学会水理講演会論文集, 33, pp. 133-138.
- 菅原正巳(1975)：流出解析法 水文学講座, 共立出版
- 鈴木雅一(1984a)：山地流域の基底流出通減特性(I), 日林誌, 66, pp. 174-182.
- 鈴木雅一(1984b)：山地流域の基底流出通減特性(Ⅱ), 日林誌, 66, pp. 211-218.
- 谷 誠(1992)：森林水文学(塚本良則編), pp. 108-119, 135, 文永堂出版
- 山田 正(1981)：時定数スペクトルを用いた山地小流域の洪水流出解析, 土木学会論文報告集, 314, pp. 87-98.
- 山田 正・石井文雄・山崎幸二・岩谷 要(1985)：小流域における保水能の分布と流出特性の関係について, 土木学会水理講演会論文集, 29, pp. 25-30.
- 山田 正・山崎幸二(1983)：流域における保水能の分布が流出に与える影響について, 土木学会水理講演会論文集, 27, pp. 385-392.
- (受付：1999年12月13日, 受理：2001年3月16日)