圃場容水量を考慮した流量流積関係式の集中化

Lumping of Kinematic Wave Equation Considering Field Capacity

市川 温* (京都大学工学研究科)

Yutaka ICHIKAWA Faculty of Engineering, Kyoto University

村田康明** (東京大学大学院工学系研究科)

Yasuaki MURATA Graduate School of Engineering, University of Tokyo

椎葉充晴* (京都大学工学研究科)

Michiharu SHIIBA Faculty of Engineering, Kyoto University

This paper describes a method to lump a kinematic wave equation which considers field capacity of hill slope soil layer. The method is based on a method to lump a general kinematic wave equation, which has been developed by the authors. The kinematic wave equation considering field capacity and the method to lump a general kinematic wave equation are firstly shown, followed by the explanation on the method to lump the kinematic wave equation considering field capacity. This kinematic wave equation contains free water content h_f in addition to discharge per unit width q and total water content h as state variables in the form of the parameter. Thus the lumping method which has been developed by the authors cannot be applied to this equation as it is. In this paper we develop a way to apply the lumping method to this equation by changing a variable of integration from h to h_f in the lumping process. The lumped model derived from the kinematic wave equation considering field capacity is applied to simulate runoff processes of Daido River basin and Katsura River basin. Then effectiveness and problems of the lumping method are verified by comparing the results with the calculation results of a distributed runoff model and the observation results.

Key words : Field capacity, Runoff model, Kinematic wave equation, Lumping, Digital topographic information

筆者らが開発してきた、山腹斜面流出系における一般的な流量流積関係式を集中化する手法を基礎として、圃場容水量を考慮した流量流積関係式を集中化する方法について述べる。まずはじめに、圃場容水量を考慮した流量流積関係式と、基礎となる集中化手法の概要について説明し、つぎに、圃場容水量を考慮した流量流積関係式に対する具体的な集中化手法を展開する。本流量流積関係式には、関係する状態量として、単位幅流量 q 、水量 h のほかに、自由水分水量 h_f が媒介変数の形で含まれており、基礎とする集中化手法をそのまま適用することができない。本論文では、集中化の過程で行なう h による積分操作を h_f での積分操作に置き換えることで、本流量流積関係式の集中化を可能としている。最後に、本流量流積関係式から導出された集中化モデルを大戸川流域と桂川流域に適用し、その結果を分布型モデルによる計算結果および観測結果と比較して、本集中化手法の有効性と問題点を検証する。

キーワード: 圃場容水量, 流出モデル, 流量流積関係式, 集中化, 数値地形モデル

I. はじめに

従来の分布型流出モデルは、洪水時の短期出水を対象としたものが多く、土壤に保持されていた雨水

が時間的に緩やかに流出してくる現象を再現できるモデルはこれまで存在していなかった。これに対して、椎葉ら(1998)は、従来の表面流・中間流統合型 kinematic wave モデル(椎葉, 1983)に圃場容水量の

*京都大学工学研究科土木システム工学専攻 〒606-8501 京都市左京区吉田本町

Department of Civil Engineering Systems, Faculty of Engineering, Kyoto University, Yoshida Honmachi, Sakyo-ku, Kyoto 606-8501 Japan

**東京大学大学院工学系研究科都市工学専攻 〒113-8656 東京都文京区本郷7-3-1

Department of Urban Engineering, Graduate School of Engineering, University of Tokyo, 7-3-1, Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8656, Japan

概念を導入することによって、洪水時だけではなく、低水時の流出計算も可能とする流出モデルを構築した。これによって、kinematic wave モデルによる流出計算が、洪水時から低水時へ、あるいは低水時から洪水時へと、連続的に接続できるようになった。

さらに椎葉ら(1999b)は、この流出モデルに蒸発散の機構を導入し、山地流域における河川流況評価を目的としたモデルを構成している。しかし、この分布型流出モデルは、計算に非常に多大な時間を要するという問題点があり、最終的な目的である河川流域全体の長期的な流況評価には至っていないのが現状である。

一方、筆者ら(1999;2000)は、分布型流出モデルによる計算の負担を軽減するため、山腹斜面系における雨水流動を逐一追跡計算するのではなく、数値地形情報を利用して分布型流出モデルを集中化する手法を展開してきた。本手法の最大の特徴は、対象とする斜面系全体に対するマクロな貯留量流出量関係式を先験的に与えるのではなく、物理的な基礎式から出発して、地形量と水量の空間的分布を考慮しつつ、斜面系の貯留量と流出量の関係を導出する点にある。

本論文では、椎葉ら(1998)が提示した、圃場含水量を考慮した流量流積関係式を、筆者らが展開してきた手法を用いて集中化する方法について説明する。この流量流積関係式を集中化することによって、雨水の長期的な流動現象を非常に短時間で計算できるようになり、たとえば、流域改変に伴う河川流況の長期的な変動を予測したり、平常時の流出計算と実時間洪水予測計算を結合するといったことが可能となる。

II. 圃場含水量を考慮した流量流積関係式

圃場含水量を考慮した流量流積関係式は、表面流・中間流統合型 kinematic waveモデルの流量流積関係式がベースとなっている。表面流・中間流統合型 kinematic waveモデルの流量流積関係式を次に示す。

$$q = \begin{cases} ah & (0 \leq h < d) \\ \alpha(h-d)^m + ah & (h \geq d) \end{cases} \quad (1)$$

ここで、 h : 水量 [m], q : 単位幅流量 [m^2/sec], $\alpha = \sqrt{\sin \theta}/n$, θ : 斜面勾配 [rad], n : Manningの粗度係数 [$\text{m}^{-1/3}\text{sec}$], m : 定数 [—] (>1), $a (= k \sin \theta / \gamma_s)$: 地中水実質流速 [m/sec], k : 透水係数 [m/sec], γ_s : 表土層有効空隙率 [—], $d (= \gamma_s$

図-1 h , h_f の関係

Fig. 1 Relationship between h and h_f

D): 表土層の空隙部分の深さ [m], D : 表土層厚 [m] である。

このモデルでは、表土層に侵入した雨は直ちに中間流あるいは表面流として側方に流動するが、実際には、表土層に浸透した雨水は主に毛管張力に起因する土層の保水性に従って、その一部は土層中に貯留される。その土層の含水率が增大していくとやがて自由水として流れ出す。そのときに土層が保持している水量を圃場含水量という。普通、圃場含水量は土層全体に対する水量のことをいうが、本研究では、圃場含水量に対応する含水率も圃場含水量と呼び、 γ_s と表すことにする。

椎葉ら(1998)は、 $N > 1$ なるパラメタを導入し、表土層の水量 h [m] と自由水分水量 h_f [m] の関係として次式を提案している。

$$h = u(h_f) = \begin{cases} h_f + h_c \left(1 - \left(\frac{d - h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} & (0 \leq h_f < d) \\ h_f + h_c & (h_f \geq d) \end{cases} \quad (2)$$

ただし、 $d = \gamma_s D$, $h_c = \gamma_s D$ である。図-1は(2)式の関係を示したものである。

ここで、自由水分水量 h_f が表面流・中間流統合型流量流積関係式に従うと考え、(1)式の h を h_f で置き換えると、圃場含水量を考慮した流量流積関係式が次式のように得られる。

$$q = g(h_f) = \begin{cases} ah_f & (0 \leq h_f < d) \\ \alpha(h_f - d)^m + ah_f & (h_f \geq d) \end{cases} \quad (3)$$

III. 集中化手法

1. 基礎となる集中化手法の概要

1) 基本的な考え方

基本となる考え方は以下のものである。まず、対象とする山腹斜面系の数値地形モデル(椎葉ほか、

1999a)を作成する。この数値地形モデルは、グリッド状に与えられた標高データを基礎として、山腹斜面系を矩形の小斜面の集合体としてモデル化するものである。以下ではこの小斜面のことを斜面素片とよぶ。つぎに、この地形モデルから得られる地形量を利用して、流量ならびに通水断面積の空間分布を定常状態のそれで近似する。最後に、通水断面積を空間的に積分することによって、対象とする山腹斜面系における貯留量を求め、貯留量と流出量の集中化された関係を導出する。ただ、集中化の対象とする流量流積関係式によっては、通水断面積の空間積分を必ずしも解析的に実行できるとは限らないということに留意する必要がある。たとえば、表面流・中間流統合型の流量流積関係式では、水量 h を流量 q の関数として表すことができないため、通水断面積の空間分布を陽に得ることができず、その結果、通水断面積を解析的に積分することができない。そこで、本集中化手法では、貯留量と流出量の関係を離散的に求め、離散値の間は、線形補間で内挿するという工夫を施している。以下、この離散的な貯留量と流出量の関係を導出する方法について概説する。

2) 基礎式

集中化の対象とする流量流積関係式を一般的に次のように書くことにする。

$$q(x, t) = g(h(x, t)) \quad (4)$$

ただし、 x ：空間座標、 t ：時間、 $q(x, t)$ ：単位幅流量、 $h(x, t)$ ：水量である。流量流積関係式にはいろいろなタイプが考えられるが、ここでは q が h の関数として陽に表され、かつ h で積分可能なものを考える。(4)式を h について解いた式を、

$$h(x, t) = f(q(x, t)) \quad (5)$$

と書くことにする。 f は、 g が $h(x, t)$ のべき乗といった単純な形であれば、陽に求まるが、たとえば、表面流・中間流統合型流量流積関係式のように少し複雑になると、 f を陽に求めることはできない。

いま、対象とする山腹斜面系に、定常でかつ空間的に一様な降水が与えられ、降水流出系が定常状態になっていると仮定する。このときの降水強度を $\bar{r}$ と書くことにすると、山腹斜面系内のある地点での流量は、 $\bar{r}$ にその地点の集水域の面積を乗じたものとなる。

この状態において、ある斜面素片の貯留量を求めることを考える。貯留量を s と書くことにすると、

$$s = \int_0^L A(x) dx$$

$$= \int_0^L w(x) h(x) dx \quad (6)$$

である。ただし、 x ：当該斜面素片の上端から下流方向に測った距離、 L ：斜面素片の長さ、 $A(x)$ ：通水断面積(= $w(x)h(x)$)、 $w(x)$ ：斜面素片の幅、 $h(x)$ ：斜面に対して垂直に測った水量である。また、降水流出系が定常であるという仮定から、斜面素片内の流量は次式のように表される。

$$\begin{aligned} Q(x) &= Q(0) + \bar{r} \int_0^x w(x') dx' \\ &= \bar{r}U + \bar{r} \int_0^x w(x') dx' \end{aligned} \quad (7)$$

U は当該斜面素片の上流域の面積である。各斜面素片に対する U は、数値地形モデルにおいて、当該斜面素片の上流に位置する斜面素片の面積を足し合わせることで容易に求めることができる。

ここで、斜面素片は幅一様の矩形であるから、 $w(x)$ を $\bar{w}$ (一定)と書き直して以下を得る。

$$s = \bar{w} \int_0^L h(x) dx \quad (8)$$

$$Q(x) = \bar{r}U + \bar{r}\bar{w} \int_0^x dx' = \bar{r}U + \bar{r}\bar{w}x \quad (9)$$

$$q(x) = Q(x)/\bar{w} = \bar{r}U/\bar{w} + \bar{r}x \quad (10)$$

3) 貯留量の算出

各斜面素片の貯留量を求めるには(8)式の積分を実行すればよいわけだが、しかし、(5)式で与えられる f は、先にも述べたように、陽に求まっているとは限らないため、(8)式の積分をつねに解析的に実行できるというわけではない。また、斜面素片にいくつかの計算断面を設け、各計算断面の流量に対応する水量を数値的に求めて、これを数値積分するという方法も考えられなくはないが、数値計算による誤差が発生するという問題がある。そこで、筆者ら(2000)は、極力少ない数値計算で(8)式の積分を実行する方法を提案している。以下にその方法の概要を示す。

流量 q と空間座標 x には(10)式で示される関係があるので、(8)式の積分を x による積分から q による積分に変換して次式を得る。ただし、 $dF/dq = f$ である。

$$\begin{aligned} s &= \bar{w}/\bar{r} \int_{q(0)}^{q(L)} f(q) dq \\ &= \bar{w}/\bar{r} [F(q(L)) - F(q(0))] \end{aligned} \quad (11)$$

図-2は、 f 、 g 、 F の関係を模式的に示したものである。 f が、たとえば q の多項式のように q で陽に

図-2 f, g, F の関係
Fig. 2 Relationship among f, g and F

表され、かつ解析的に積分可能であれば、 F は容易に計算できるが、ここでは q が h の関数として与えられていることを想定しているの、一般には f は q の陽関数として求めることができず、それゆえ F も f を解析的に積分して求めることができない。

しかし、 g は h で積分可能であるとしているので、ある単位幅流量 $q(x)$ に対応する水量 $h(x)$ (図-2 右) を求めることができれば、 $F(q(x))$ は次式を用いて求めることができる。

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{h(x)} g(h)dh \quad (12)$$

そこで、以下のような手順で s を計算することにする。まず、ある降水強度 $\bar{r}$ を仮定する。すると、降水流出系が定常であるとの仮定から、(10)式を用いて対象とする斜面素片の上下端での単位幅流量 $q(0)$ 、 $q(L)$ を計算することができる。つぎに、その単位幅流量に対応する水量 $h(0)$ 、 $h(L)$ を数値的に求める。最後に、(12)式を用いて $F(q(0))$ 、 $F(q(L))$ を求め、(11)式から s を計算する。以上の手順によれば、一つの斜面素片の貯留量を求めるのに必要な数値計算の回数は、斜面素片上端と下端の水量を求める計算の二回ですむ。

このようにして、降水強度 $\bar{r}$ に対するすべての斜面素片の貯留量を計算し、対象とする山腹斜面系全体の貯留量を求める。一方、降水強度 $\bar{r}$ に対する山腹斜面系からの流出量は、 $\bar{r}$ に山腹斜面系の総面積を乗じることで容易に求まる。この手順を、降水強度の値を変えて繰り返し、様々な降水強度に対応する貯留量と流出量の関係を求めておく。こうして求めた貯留量と流出量の離散的な関係を運動方程式と見立てて流出計算を行なう。離散値の間は線形補間で内挿する。

以上が筆者らの提案している集中化手法の概要である。2. では、この手法を基礎として、圃場容水量を考慮した流量流積関係式に対する集中化手法を展開する。

2. 圃場容水量を考慮した流量流積関係式の集中化 1) 概説

1. で述べたように、筆者らの集中化手法では、 q が直接的に h の関数であることを前提としていたが、圃場容水量を考慮した流量流積関係式では、関係する状態量として、 q 、 h のほかに、 h_f が存在しているため、本手法をそのまま適用することはできない。本手法は、 h が q の関数として表されていないことに起因する困難を解決しているが、ここでは、さらに q と h の媒介変数である h_f の存在にも配慮する必要がある。

1. で述べた集中化手法の本質は、(11)、(12)式にある。すなわち、任意の流量に対する F を計算することができれば、(11)式を用いて斜面素片の貯留量を計算することができる。ここでは、圃場容水量を考慮した流量流積関係式から F を算出する方法を示す。

(12)式を次に再記する。

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{h(x)} g(h)dh \quad (13)$$

この式で問題となるのは、右辺第二項の積分部分である。右辺第一項については、 $q(x)$ に対応する $h(x)$ を数値計算などで求めることにしているの、容易に計算することができる。以下では、右辺第二項の計算方法を中心に説明する。

(13)式の右辺第二項を G_1 と書くことにする。 G_1 の積分を h による積分から h_f による積分に変換すると、次式のように書き改めることができる。

$$\begin{aligned} G_1 &= \int_0^{h_f(x)} g(h_f) \frac{dh}{dh_f} dh_f \\ &= \int_0^{h_f(x)} g(h_f) u'(h_f) dh_f \end{aligned} \quad (14)$$

ただし、 $h_f(x)$ は $h(x)$ に対応する自由水分水量であり、また、 $u(h_f)$ 、 $g(h_f)$ はそれぞれ(2)、(3)式で与えられるものである。 $'$ (ダッシュ) は h_f による微分を意味する。

以下 G_1 を、表土層が不飽和の場合と飽和の場合で区別して求める。

2) 不飽和時における集中化

(14)式は部分積分の関係より、

$$\begin{aligned} G_1 &= \int_0^{h_f(x)} g(h_f) u'(h_f) dh_f \\ &= [g(h_f) u(h_f)]_0^{h_f(x)} - \int_0^{h_f(x)} g'(h_f) u(h_f) dh_f \end{aligned}$$

$$= g(h_f(x))u(h_f(x)) - \int_0^{h_f(x)} g'(h_f)u(h_f)dh_f \quad (15)$$

と書くことができる。ここでさらに上式右辺第2項を G_2 とおき、表土層が不飽和($0 \leq h_f \leq d$)であることに留意して計算すると、

$$\begin{aligned} G_2 &= \int_0^{h_f(x)} g'(h_f)u(h_f)dh_f \\ &= \int_0^{h_f(x)} a \left\{ h_f + h_c \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} \right\} dh_f \\ &= \frac{1}{2} a [h_f^2]_0^{h_f(x)} + ah_c \int_0^{h_f(x)} \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} dh_f \\ &= \frac{1}{2} ah_f(x)^2 + ah_c \int_0^{h_f(x)} \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} dh_f \end{aligned} \quad (16)$$

となる。

さらに上式の右辺第2項を

$$G_3 = \int_0^{h_f(x)} \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} dh_f \quad (17)$$

とおく。ここで、 $s = (d-h_f)/d$ とすると $dh_f = -d \cdot ds$ となる。また、 $h_f = 0$ のとき $s = 1$ 、 $h_f = h_f(x)$ のとき $s = (d-h_f(x))/d = c$ (定数： $0 < c < 1$)となるので、(17)式は次式のように書き直すことができる。

$$G_3 = d \int_c^1 (1-s^N)^{1/N} ds \quad (18)$$

ここで、 $v = 1-s^N$ とにおいて両辺を微分すると、 $dv = -Ns^{N-1}ds$ 、 $ds = -1/Ns^{1-N}dv$ であり、また、 $s^N = 1-v$ 、 $s = (1-v)^{1/N}$ であるから、

$$\begin{aligned} ds &= -\frac{1}{N} (1-v)^{\frac{1-N}{N}} dv \\ &= -\frac{1}{N} (1-v)^{\frac{1}{N}-1} dv \end{aligned} \quad (19)$$

を得る。また、 $s = 1$ のとき $v = 0$ 、 $s = c$ のとき $v = 1-c^N$ である。ゆえに G_3 は、

$$\begin{aligned} G_3 &= d \int_{1-c^N}^0 v^{\frac{1}{N}} \left\{ -\left(\frac{1}{N} \right) (1-v)^{\frac{1}{N}-1} \right\} dv \\ &= \frac{d}{N} \int_0^{1-c^N} v^{\frac{1}{N}} (1-v)^{\frac{1}{N}-1} dv \end{aligned} \quad (20)$$

となる。

(20)式の積分部分は、ベータ関数 $\beta\left(\frac{1}{N}+1, \frac{1}{N}\right)$ と不完全ベータ関数 $I_{1-c^N}\left(\frac{1}{N}+1, \frac{1}{N}\right)$ の積であり、 $B_{1-c^N}\left(\frac{1}{N}+1, \frac{1}{N}\right)$ と表される。

以上を整理すると

$$F(q(x)) = \frac{1}{2} ah_f(x)^2 + ah_c \frac{d}{N} \cdot B_{1-c^N}\left(\frac{1}{N}+1, \frac{1}{N}\right) \quad (21)$$

を得る(図-3)。

3) 飽和時における集中化

(14)式の積分区間を $[0 \sim d]$ (表土層内)と $[d \sim h_f(x)]$ (地表面より上の部分)に区分して書き改めると、

$$G_1 = \int_0^d g(h_f)u'(h_f)dh_f + \int_d^{h_f(x)} g(h_f)u'(h_f)dh_f \quad (22)$$

となる。ここで、

$$G_1 = \int_0^d g(h_f)u'(h_f)dh_f \quad (23)$$

とすると、

$$\begin{aligned} G_1 &= g(d)u(d) - \int_0^d g'(h_f)u(h_f)dh_f \\ &= ad(d+h_c) \\ &\quad - \int_0^d a \cdot \left\{ h_f + h_c \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} \right\} dh_f \\ &= ad(d+h_c) - \frac{1}{2} a [h_f^2]_0^d \\ &\quad - ah_c \int_0^d \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} dh_f \end{aligned} \quad (24)$$

となるが、上式の右辺第3項の積分部分は、(17)式で与えられる G_3 の積分区間を $[0 \sim d]$ としたものと同一である。(17)式は変形されて最終的に(20)の形になり、また $h_f(x) = d$ のとき(20)式中の定数 c は0となるので、上式右辺第3項の積分部分は(20)式に $c = 0$ を代入したもの、つまり、

$$\begin{aligned} &\int_0^d \left(1 - \left(\frac{d-h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} dh_f \\ &= \frac{d}{N} \int_0^1 v^{\frac{1}{N}} (1-v)^{\frac{1}{N}-1} dv \\ &= \frac{d}{N} \cdot B_1\left(\frac{1}{N}+1, \frac{1}{N}\right) \end{aligned}$$

図-3 不飽和の場合

Fig. 3 Calculation of F under unsaturated condition

$$= \frac{d}{N} \cdot B \left(\frac{1}{N} + 1, \frac{1}{N} \right) \quad (25)$$

となる。ゆえに G_4 は、

$$G_4 = \frac{1}{2} ad^2 + adh_c - ah_c \frac{d}{N} \cdot B \left(\frac{1}{N} + 1, \frac{1}{N} \right) \quad (26)$$

となる。

一方、(22)式の右辺第2項を G_5 と書くことにすると、(2)、(3)式より、 $q = g(h_f) = \alpha(h_f - d)^m + ah_f$ 、 $h = u(h_f) = h_f + h_c$ であるから、

$$\begin{aligned} G_5 &= \int_d^{h_f(x)} g(h_f) u'(h_f) dh_f \\ &= \int_d^{h_f(x)} \{ \alpha(h_f - d)^m + ah_f \} dh_f \\ &= \frac{\alpha}{m+1} [(h_f - d)^{m+1}]_d^{h_f(x)} + \frac{1}{2} a [h_f^2]_d^{h_f(x)} \\ &= \frac{\alpha}{m+1} (h_f(x) - d)^{m+1} + \frac{1}{2} a (h_f(x)^2 - d^2) \quad (27) \end{aligned}$$

となる。

これらを整理すると、

$$\begin{aligned} F(q(x)) &= \\ &= q(x)h(x) - adh_c + ah_c \frac{d}{N} \cdot B \left(\frac{1}{N} + 1, \frac{1}{N} \right) \\ &\quad - \frac{\alpha}{m+1} (h_f(x) - d)^{m+1} - \frac{1}{2} ah_f(x)^2 \quad (28) \end{aligned}$$

を得る(図-4)。

4) 集中化手法のまとめ

以上のようにして求めた $F(q(x))$ を用いて各斜面素片の貯留量 s を算出する手順をまとめると次のようになる。

1. ある降水強度 $\bar{r}$ を仮定し、(10)式から斜面素片上端および下端の単位幅流量 $q(0)$ 、 $q(L)$ を計算する。
2. (3)式から $q(0)$ 、 $q(L)$ に対応する自由水分水量 $h_f(0)$ 、 $h_f(L)$ を数値的に計算する。
3. その自由水分水量に対応する水量 $h(0)$ 、 h

図-4 飽和の場合

Fig. 4 Calculation of F under saturated condition

(L)を(2)式を用いて求める。

4. $h_f(0)$ 、 $h_f(L)$ の値に応じて(21)、(28)式を用いて $F(q(0))$ 、 $F(q(L))$ を計算する。

5. (11)式を用いて当該斜面素片の貯留量 s を求める。

この手順ですべての斜面素片の貯留量を算出し、1.で示した手法と同様にして山腹斜面系全体の貯留量と流出量の関係を求める。

以上が圃場容水量を考慮した流量流積関係式に対する集中化手法である。この集中化手法を用いて導出したモデルのことを本論文では集中化モデルとよぶことにする。IV.では、集中化モデルを用いて流出シミュレーションを行ない、本モデルの有効性と問題点を検証する。

IV. 集中化モデルの適用

1. 大戸川流域への適用

1) 流域の概要とモデル化

前節で導出した集中化モデルを大戸川流域に適用する。大戸川は淀川水系に属しており、筆者らの集中化手法に関する一連の研究(1999;2000)で適用対象としてきた河川流域である。流域面積は189.5km²、河床の平均勾配は、下流部で約1/250、上流部では1/250から1/100である。図-5に大戸川流域の模式図を示す。モデルの適用領域は、大鳥居(おとりい)地点より上流の流域(148.9km²)である。

まず、筆者ら(2000)と同様にして大戸川流域の数値地形モデルを作成し、これをもとに対象域を7個の部分流域(図-5中の一点鎖線と流域界に囲まれた領域、□の中の数字は部分流域の番号)に分割した。そして、各部分流域の斜面域にIII.で導出した集中化モデルを適用した。河道網に対しては河道網集中型 kinematic waveモデル(高棹ら, 1994)を適用した。斜面域のモデルパラメタ値として、 $n: 0.6\text{m}^{-1/3}\text{sec}$ 、 $m: 1.667$ 、 $k: 0.015\text{m/sec}$ 、 $\gamma_s: 0.2$ 、 $\gamma_c: 0.1$ 、 $D: 1.0\text{m}$ 、 $N: 6$ を用い、河道網集中型 kinematic waveモデルのパラメタ値として、粗度係数: $0.05\text{m}^{-1/3}\text{sec}$ を用いた。これらのパラメタのうち、 n と N については、1990年9月19日から22日にかけて得られたデータ(下記のケース2)を入力として集中化モデルで流出計算を行ない、計算結果と観測値がよく一致するように試行錯誤的に同定した。残りのパラメタについては、椎葉(1983)や日野ほか(1989)などの文献、これまでの経験などに基づいて定めた。また、比較のため、(2)、(3)式と連続式から構成される

図-5 大戸川流域
Fig. 5 Daido River basin

分布型モデルを用いた計算もあわせて行なった。パラメタ値は集中化モデルと同じものを用いた。

2) 適用期間

適用期間は、1982年8月1日～3日(ケース1)、1990年9月19日～22日(ケース2)とした。ケース1は台風10号が襲来した時期である。台風10号は、8月1日に日本の南海上を北上し、2日0時ごろ愛知県渥美半島西部に上陸した後、本州中部を北上して2日朝には日本海に進んだ。31都道府県に被害をもたらし、全国で95名の死者・行方不明者を出している。近畿地方においても8月1日から3日にかけてかなりの降水量が観測され、大戸川流域に位置するAMeDAS信楽観測所(滋賀県甲賀郡信楽町)では、8月1日の日降水量が235mmとなり、観測開始以来の最大値を記録している。ケース2は台風19号が襲来した時期である。台風19号は、9月17日から18日にかけて沖縄近海を北上し、九州の南海上に達した。この影響で秋雨前線が活発化し、17日は全国的に雨が降り、18日も西日本を中心に100mm～300mmの大雨となったところが多かった。近畿地方では、台風が19日夜紀伊半島に上陸したため風雨が強まり、AMeDAS信楽観測所では19日の日降水量が126mmと比較的大きな値を記録している。

適用に際して使用した水文データは、時間降水量データおよび時間流量データである。ともに、建設省(当時、現国土交通省、以下同じ)所管大鳥居観測所で得られたものである。なお、今回の適用にあたっては、有効降雨と損失降雨の分離は行なわず、観測された降雨データをそのまま用いている。

3) 適用結果と考察

図-6, 7は、それぞれ、ケース1、ケース2における計算流量と観測流量を比較したものである。いずれも、実線は集中化モデルによる計算流量、点線は分布型モデルによる計算流量、破線は観測流量、ステップ状の破線は観測降雨である。

まず、ケース1の結果について考察する。図-6をみると、計算開始後6時間から18時間あたりで集中化モデルと分布型モデルの計算結果の違いが大きくなっているが、その後はよく一致している。また、観測流量と比較すると、全体的に観測流量のほうが計算流量よりも大きくなっている。観測流量から直接流出量に対する流出率を計算したところ1.0076となり、若干ではあるが1を超える値となったことから、観測流量が実際の流量よりも過大であったか、あるいは観測降雨が過小であった可能性も考えられる(ちなみにケース2では0.74となった)。

図-6 計算流量と観測流量(ケース1)
Fig. 6 Calculated and observed hydrographs (case 1)

図-7 計算流量と観測流量(ケース2)
Fig. 7 Calculated and observed hydrographs (case 2)

つぎに、ケース2の結果について考察する。このケースでは、分布型モデルより集中化モデルのほうが観測結果とよく一致している。これは、先にも述べたように、このケースのデータと集中化モデルを用いてパラメタの同定を行なったためである。集中化モデルの結果は、降雨初期から降雨終了後に至るまで、観測値と非常によく一致している。

集中化モデルと分布型モデルの計算結果を比較すると、降雨終了直後に大きな違いが現われている。集中化モデルでは強い降雨が終了すると直ちに流量が減り始めているのに対し、分布型モデルでは、その後も流量が増加し、しばらくしてから流量が減り始めている。この違いの理由としては、集中化モデルでは定常状態における貯留量流出量関係を用いていることが考えられる。ケース2では、18時間から24時間あたりで強い降雨があり、その直後に一連の降雨は終了している。このことから、降水流出系の非定常性が強くなり、集中化モデルと分布型モデルの特性の違いがはっきりと現われたものと推測される。ここでは、集中化モデルを用いてパラメタ値を同定したために集中化モデルのほうがよい結果を示したが、分布型モデルでパラメタ値を同定すれば、集中化モデルの計算精度は悪化するものと思われる。同じパラメタ値を用いて両モデルからほぼ同等の結果を得るためには、集中化モデルにおいても流出過程の非定常性を考慮できるような方法を考える必要がある。このことについては、2.でも再度述べる。

また、本研究では、CPU: Intel Celeron 400 MHz, メモリ: 64MB, OS: FreeBSD 3.3, コンパイラ: gcc ver. 2.7.2.3という構成の計算機を用いてシミュレーションを行なった。ケース1において集中化モデルと分布型モデルの計算時間を実時間で比較したところ、分布型モデルが約4.5時間であったのに対し、集中化モデルでは約10分となり、計算時間を大幅に短縮することができた。

2. 桂川流域への適用

1) 流域の概要とモデル化

集中化モデルを桂川流域に適用し、分布型モデルの計算結果および観測値と比較する。桂川は大戸川と同じく淀川水系に属し、流域面積は875km² (建設省桂観測所より上流)である。ここで対象とするのは、建設省亀岡観測所より上流の流域(710.22km²)である。この対象領域を河道区分の集水域ごとに分割し、各集水域の斜面域にⅢ.で導出した集中化モデルを

適用した。桂川流域の模式図を図-8に示す。

本シミュレーションでは、鎌倉、周山、殿田、園部、新町、西別院の各建設省雨量観測所と、AMeDAS京北観測所で得られた時間雨量データを使用した。大戸川流域への適用と同様に、有効降雨と損失降雨の分離は行なわず、観測された降雨データをそのまま使用した。流量データは、建設省所管の世木ダム観測所と亀岡観測所で得られたものを用いた。世木ダム観測所では、ダムへの流入量とダムからの放流量の二種類の流量データが計測されているが、それらを比較したところ、ほとんど違いがなかったため、ここではダムへの流入量データを使用している。また、流入量と放流量の差がほとんど認められなかったことから、このダムによる河川流況への影響は無視しようと判断し、世木ダムのモデルを流域全体系のモデルに組み込むことはしていない。また、この流域には、平成10年(1998年)に日吉ダムが完成し、その後運用が開始されているが、次に述べるように、今回のシミュレーションの対象時期は日吉ダム完成前の1989年であるため、当然ではあるが、日吉ダムのモデルも流域全体系のモデルには組み込まれていない。

斜面域のモデルパラメタ値としては、 $n: 0.6\text{m}^{-1/3}$

図-8 桂川流域, 1:鎌倉, 2:京北, 3:周山, 4:世木ダム, 5:殿田, 6:園部, 7:新町, 8:西別院, 9:亀岡, 10:桂

Fig. 8 Katsura River basin, 1: Kamakura, 2: Keihoku, 3: Shuuzan, 4: Seki dam, 5: Tonoda, 6: Sonobe, 7: Shinmachi, 8: Nishibetsuin, 9: Kameoka, 10: Katsura

sec, $m:1.667$, $k:0.015\text{m/sec}$, $\gamma_s:0.3$, $\gamma_c:0.1$, $D:1.0\text{m}$, $N:6$ を用いた。また、河道の計算には、1.とは違って、河道網集中型kinematic waveモデルではなく、分布型のkinematic waveモデルを用いた。河道の粗度係数は、 $0.03\text{m}^{-1/3}\text{sec}$ とした。

2) 適用期間

適用期間は、1989年9月2日から4日である。この期間においては、東シナ海上に低気圧が発生し、発達しながら東に進んで、九州、山陰、四国、近畿、東海の広い範囲に強雨をもたらした。この雨で、九州を中心に2府16県で水害が発生し、7名の死者が出た。大阪では、9月3日の日雨量が 174mm となり、日雨量の9月第一位を記録している。

3) 適用結果と考察

図-9, 10は、それぞれ、世木ダム地点、亀岡地点において、集中化モデルの計算結果、分布型モデルの計算結果、観測流量を比較したものである。実線が集中化モデルの計算結果、点線が分布型モデルの計算結果、破線が観測流量、ステップ状の破線が観測雨量である。観測雨量については、図-9ではAMeDAS京北観測所で、図-10では建設省新町観測所で得られたデータを表示している。

図-9, 10を見ると、集中化モデル、分布型モデルともに、あまり良好な結果が得られていない。世木ダム地点(図-9)では、流量時系列の形状(流量の立上り時刻、ピーク時刻など)、降雨終了後における流量の低減部はよく再現されているものの、総流出量が観測値にくらべて過大となっている。亀岡地点(図-10)では、総流出量は観測値に近づいているが、流量時系列の形状があまり一致しておらず、集中化モデルの計算結果、分布型モデルの計算結果ともに、観測値にくらべて流量の減り始める時刻が2時間ほど早くなっている。この原因が、斜面系のモデルにあるのか、河道網系のモデルにあるのか、残念ながら明らかではない。筆者らはこれまで、流域流出系のモデルを構成する場合、対象とする流域を斜面系と河道網系に分けてモデル化するという手法をとってきた。この手法は、流域流出系の構造に即しており、対象流域を一括してモデル化する手法にくらべれば、自由度が高く、様々な発展性を持っていると考えるが、しかし実際のところ、斜面系からの流出量を観測する手立てがないため、斜面系、河道網系それぞれのモデルを分けて同定・検定することができない。この手法をより一層発展させていく

ためには、斜面系からの流出量を河川流量の観測値から推定する手法もあわせて開発していく必要があると考えられる。

集中化モデルと分布型モデルの計算結果を比較すると、両者はおおむね一致しているが、1.でも見られたように、集中化モデルのほうが分布型モデルに比べて降雨に対する応答が敏感で、降雨終了直後、あるいは、強い降雨のあとに、両計算結果の差が大きくなっている。これは、すでに述べたように、本集中化手法の原理そのものに根ざしたものと考えられる。この問題を本質的に解決するためには、集中化モデルにおいても雨水流下過程の非定常性のある程度考慮できるような方法を考えなければならない。たとえば、斜面系を上端から下端までまとめて集中化するのではなく、雨水の流下方向に沿って斜面系をいくつかの領域に分割したうえで集中化手法を適用し、各領域に対応する集中化モデルを多段階に接

図-9 流量の比較(世木ダム地点)

Fig. 9 Calculated and observed hydrographs at Seki dam

図-10 流量の比較(亀岡地点)

Fig. 10 Calculated and observed hydrographs at Kameoka

続することで、雨水流下過程を追跡計算する方法などが考えられる。

V. おわりに

本論文では、筆者らがこれまで展開してきた、山腹斜面流出系に対する流量流積関係式を集中化する手法を用いて、椎葉ら(1998)が開発した、圓場容水量を考慮した流量流積関係式を集中化する方法について述べた。

Ⅱ. では、圓場容水量を考慮した流量流積関係式について説明し、Ⅲ. では、この流量流積関係式を集中化する手法を具体的に示した。筆者らが展開してきた集中化手法では、単位幅流量 q が直接的に水量 h の関数であることを前提としていたが、圓場容水量を考慮した流量流積関係式では、関係する状態量として、 q 、 h のほかに、自由水分水量 h_f が存在している。そこで、本集中化手法の本質である(13)式で、 h_f の存在に配慮しつつ計算する手法を示した。

Ⅳ. では、Ⅲ. で導出した集中化モデルを大戸川流域と桂川流域に適用した。大戸川流域では、集中化モデル・分布型モデルの両計算結果と観測値は比較的よく一致した。とくに、無降雨時の流量低減過程をよく再現することができ、また、三日分の計算に、分布型モデルでは約4.5時間要したのを、集中化モデルでは約10分に短縮することができた。一方、桂川流域では、あまり良好な結果を得ることはできなかった。流域内の二地点で計算流量と観測流量を比較したが、上流の世木ダム地点では計算流量が過大となり、下流の亀岡地点では計算値のほうが観測値よりも早く流量が減り始めるという結果になった。以上の傾向は集中化モデルだけではなく、分布型モデルのほうでも認められるため、集中化によって生じた誤差というわけではない。ただ、この誤差が斜面系のモデルによるものか、河道網系のモデルによるものかわからない。斜面系からの流出量を河川流量の観測値から推定する手法もあわせて開発し、斜面系・河道網系の効果を分離したうえで、それぞれのモデルの精度を高める努力が必要であると考えられる。

また、集中化モデル、分布型モデルの計算結果を比較したところ、降雨終了直後、あるいは、強い降雨のあとに、両計算結果の差が大きくなることが明らかとなった。これは、定常状態における貯留量流出量関係を用いて流出計算を行なうという本集中化

手法の原理そのものに根ざしたものと考えられる。この問題を本質的に解決するためには、集中化モデルにおいても雨水流下過程の非定常性をある程度考慮できるような方法を考えなければならない。たとえば、斜面系を上端から下端までまとめて集中化するのではなく、雨水の流下方向に沿って斜面系をいくつかの領域に分割したうえで集中化手法を適用し、各領域に対応する集中化モデルを多段階に接続することで、雨水流下過程を追跡計算する方法などが考えられる。

さらに、今回は強降雨時の出水だけを対象としてシミュレーションを行なったが、今後は降雨遮断や蒸発散機構、地下水流出機構などをモデルに導入することで、長期的なシミュレーションを行なうことができるよう研究をすすめていく予定である。

参考文献

- 日野幹雄・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫(1989)：洪水の数値予報，森北出版株式会社。
- 市川 温・小椋俊博・立川康人・椎葉充晴(1999)：数値地形情報と定常状態の仮定を用いた山腹斜面系流出モデルの集中化，水工学論文集，43，pp. 43-48.
- 市川 温・小椋俊博・立川康人・椎葉充晴・宝 馨(2000)：山腹斜面流出系における一般的な流量流積関係式の集中化，水工学論文集，44，pp. 145-150.
- 椎葉充晴(1983)：流出系のモデル化と予測に関する基礎的研究，京都大学博士論文。
- 椎葉充晴・立川康人・市川 温・堀 智晴・田中賢治(1998)：圓場容水量・パイプ流を考慮した斜面流出計算モデルの開発，京都大学防災研究所年報，41，B-2，pp. 229-235.
- 椎葉充晴・市川 温・榊原哲由・立川康人(1999a)：河川流域地形の新しい数理表現形式，土木学会論文集，No. 621/II-47，pp. 1-9.
- 椎葉充晴・立川康人・田中賢治・市川 温・金澤瑞樹(1999b)：大気・陸面過程モデルと山腹斜面水文モデルの結合，京都大学防災研究所年報，42，B-2，pp. 169-176.
- 高棹琢馬・椎葉充晴・市川 温(1994)：分布型流出モデルのスケールアップ，水工学論文集，38，pp. 809-812.

(受付：2001年6月18日，受理：2001年10月17日)