

## 中国淮河流域を対象としたマクログリッド型洪水流出モデルの構築

立川康人・川上貴裕\*・市川 温\*・宝 馨・椎葉充晴\*

\*京都大学大学院工学研究科

### 要 旨

中国淮河流域を対象としたマクログリッド型流出モデルを構築する。大河川流域を対象として流出モデルを構築する場合、流域分割から始まる一連のモデル構築作業を手作業で行なうことは多大な作業を要する。また、ある特定の河川流域を対象とするのではなく、モデルが他の流域にも適用可能なものであるためにはモデルの構築手法が自動化されている必要がある。そこで、モデル構築に必要な作業を全て自動化するシステムを開発し、それを中国淮河流域に適用する。ここで提案する流出モデルでは、基本的にメソ気象モデルのグリッドサイズに流域を分割し、分割した流域ごとに集中型の流出モデルを適用して、それらを相互に接続することで流域全体を対象とする流出モデルを構成する。本モデルを動作させるために必要となるモデルパラメータは、淮河の支流である史灌川流域で得られた実測データを用いて同定した。また、構築したモデルを用いて、大河川流域における洪水流出量の算定結果に及ぼす河道の影響を調査した。

キーワード：大流域，淮河，マクロ水文モデル，構造的モデル化法

### 1. はじめに

現在、地球上の水・熱循環の実態を明らかにすることを目的とした研究プロジェクト GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) が進行している。そのうち、日本を始めとして東南アジア各国との共同研究という形でアジアモンスーン域を対象とした GAME (GEWEX Asia Monsoon Experiment) 研究が展開され、その一部として中国淮河流域 (約 270,000km<sup>2</sup>) を対象に HUBEX (Huaihe River Basin Experiment) 研究プロジェクトが進められてきた。この研究プロジェクトの一環として、本研究グループは将来の大洪水発生を予測することを目的とし、同流域内の Bengbu より上流域 (約 140,000km<sup>2</sup>) を対象とした洪水流出モデルを構築するための準備を進めてきた (椎葉ら, 1997; 立川ら, 1998; 川上ら, 1999)。

こうした大河川を対象とした洪水流出モデルを構築する際に特に意識しなければならないことは以下

のことであると考えられる。

- 1) 対象とする流域サイズが、我が国における流域サイズと比べて極めて大きいため、河道網における水移動を表現することが重要であること。
- 2) 洪水の継続期間が長くなるために、必然的に蒸発散量を無視することは出来なくなり、洪水流出モデルとはいっても、それは流出に影響を及ぼす水文過程の全ての機構を考慮したモデルでなければならないこと。
- 3) 将来の洪水発生の可能性を評価するために、メソ気象予測モデルによるシミュレーション結果を効果的に取り込むことができるようなモデル構造をもつ必要があること。

これらに対処するために、筆者らは気象予測モデルに対応するようなグリッドボックスを基本的な部分流域とし、かつ実際の河道網構造に即して河道流を追跡するような流出モデル化手法を提案して、

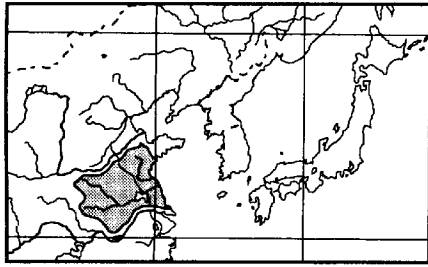


Fig. 1 Location of the Huaihe River basin

タイ国チャオプラヤ川流域、淮河の部分流域である史灌川流域に適用してきた(坂井ら, 1999; 川上ら, 1999)。本研究では、このモデル化手法を淮河流域に適用し、メソ気象モデルによって降水量・蒸発散量が計算された場合に、河川流量を算定することを可能とする流出モデルを構築する。その際、これまで開発してきたモデル構築システムでは流域分割において一部手作業で行わなければならなかった部分を自動化し、ある形式に従った河道網データセットさえ準備すれば自動的に流域全体の流出過程がシミュレーションできるように、モデル化構築システムの更新を図った。

本論文の構成は以下の通りである。まず、2.で淮河流域の水文特性と過去の洪水事例について述べる。3.ではマクログリッド型流出モデルの概要とその構築手法について説明する。4.で淮河流域での河道網データ作成と流域分割について述べ、5.ではモデルパラメータの同定について述べる。6.では淮河流域を対象とした流出モデルの動作を確認するために、河道が流出計算に及ぼす影響等を調査した結果を述べる。最後に本論のまとめと今後への課題について述べる。

## 2. 淮河流域の水文特性

Cheng *et al.*(1998), Liu (1998), および淮河水利委員会(1992)による資料をもとに、淮河流域の地形・気候・水文特性をまとめる。

### 2.1 地形特性

淮河流域は、北緯31度~36度、東経112度~121度に位置する流域面積約270,000km<sup>2</sup>の流域であり、北側では黄河流域、南側では長江流域と接している(Fig. 1)。流域の南部、西部、および北東部は山地で囲まれ、中央部から南東部にかけては広大な平地が広がる。流域内に占める山地、丘陵地、平野、および低平地の割合をTable 1に示し、主河道の上流部、

Table 1 Topography component ratio in the Huaihe River basin

mountain	hill	plain	lowland
0.13	0.19	0.52	0.16

Table 2 Topographic characteristics of the main stream of the Huaihe River

river segment	length	area	slope
upper reach	360km	30,630km <sup>2</sup>	0.05
middle reach	490km	127,530km <sup>2</sup>	0.003
lower reach	150km	28,840km <sup>2</sup>	0.004

Table 3 Differences of hydrological characteristics among large basins in China (*P*, Precipitation; *E*, Evapotranspiration; *R*, Runoff)

River	<i>E/P</i>	<i>R/P</i>
Yellow(黄河)	0.82	0.18
Huaihe(淮河)	0.74	0.26
Yangtz(揚子江)	0.51	0.49
Pearl(珠江)	0.48	0.52

中流部、および下流部の河道特性をTable 2に示す。地形の構成に関しては平野部と低平地とで流域全体の約7割が占められている点が特徴的であり、また主河道の諸特性に関しては中流部以降の勾配が極めて緩やかな点が特徴として挙げられる。

### 2.2 気候特性

淮河流域は、中国大陸北部が属する偏西風帯と南部が属する亜熱帯高圧帯の遷移帯に位置し、しばしば、双方の気候システムの影響を同時に受ける。これにより、急激な天候変化が生じることや、時空間的に大きなばらつきを持つ降雨がもたらされる。Table 3は年間の降水量に対する蒸発散量、河川流量の比率を示したものであり、北部と南部とではその特性が大きく異なること、淮河流域はその中間あたりの特性を示すことがわかる。

淮河流域の年平均降水量は約878mmであり、空間的にはかなりのばらつきがある。流域南部に位置するHuainan山地の年降水量は約1500mmであるが、流域中部に広がるHuabei平野では650mm程度である。この年間降水量の半分以上が梅雨期である6月~8月に集中する。また、年間の総流出高は約240mmであり、これも大半が洪水期(7月~9月)に

Table 4 Differences of annual hydrological values between wet years and dry years in the Huaihe River basin (*P*, Precipitation; *E*, Evapotranspiration; *R*, Runoff;  $\Delta W_m$ , soil water increment)

year	<i>P</i> (mm)	<i>R</i> (mm)	<i>E</i> (mm)	$\Delta W_m$ (mm)	<i>E</i> / <i>P</i>	<i>R</i> / <i>P</i>
1954	1350.2	523.7	648.3	48.7	0.48	0.39
1956	1254.3	522.3	717.6	26.3	0.57	0.42
1966	502.7	30.6	584.0	-116.2	1.16	0.06
1978	575.9	22.1	628.2	-72.3	1.09	0.04

Table 5 Peak discharges and dates of the occurrences of historical floods in 1954, 1956 and 1991 in the Huaihe River basin ( $Q_p$ , peak discharge( $m^3/sec$ ))

River	Station	Station no. in Figure 2	1954		1956		1991	
			date	$Q_p(m^3/sec)$	date	$Q_p(m^3/sec)$	date	$Q_p(m^3/sec)$
Shigan	Jiangji	6	7/6	4,600	8/4	2,860	7/4	3,730
Huaihe	Xi xian	5	7/22	5,830	6/8	7,270	6/15	5,240
Huaihe	Wangjiaba	4	7/23	9,600	6/9	7,850	6/16	8,000
Huaihe	Runheji	3	7/24	8,300	6/11	7,340	6/16	6,940
Huaihe	Zhengyangguan	2	7/26	12,700	7/6	7,320	7/11	7,450
Huaihe	Bengbu	1	8/5	11,600	6/19	6,940	7/14	7,860

発生する。

ただし、これらの水文諸量は年によってかなり変化し、降雨量が多い年と少ない年との水文学量の差が他の流域に比べて大きいことが知られている。Table 4 は豊水年(1954, 1956)と渇水年(1966, 1978)での年水文学量を示したものである(Liu, 1998)。表中の *E*,  $\Delta W_m$  は、中国河川流域での流出解析によく用いられる新安江モデル(Zhao *et al.*, 1980)を用いて求められている。これを見ると、降水量が年によって大きく異なること、蒸発散量は降雨の多寡にはそれほど依存しないが、流出量は非常に影響されることを読み取ることができる。

### 2.3 洪水特性

淮河流域における過去の洪水は全て、6月~9月の雨季に発生している。淮河上流域においては、斜面が急勾配であるために短期間に流量ピークの高い洪水が生じる。その流れは平野部から下流域に達するにつれて減衰していく。下流域が低平であること、主河道に多くの支流が流れ込むことにより、流域全体の洪水期間が30日以上続くこともある。

淮河流域で過去の洪水時に観測されたピーク流量( $m^3/sec$ )とその発生日を Table 5 にまとめる。ピーク流量は我が国における大河川流域のそれとそれほど変わらない。表中の流量観測地点の位置を Fig. 2 に示す。観測点1~5は淮河主河道(Huaihe River)に位

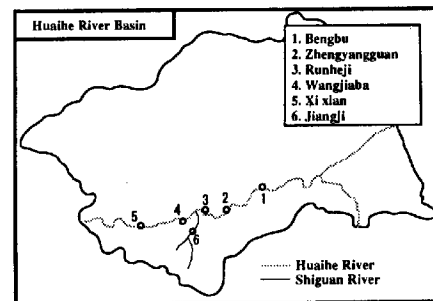


Fig. 2 Locations of discharge observation stations in Table 5

置し、観測点6は淮河の支流である史灌川(Shiguan River)の下流端に位置している。

最も最近の大洪水は1991年の5月中旬から7月中旬にかけて発生し、多大な経済損失をもたらした。この期間の総雨量は、主河道に沿った流域で約800mm、流域南部のHuainan山地一帯では約1000mmに達した。この異常な降雨がもたらされた背景には、毎年この時期に淮河流域に雨をもたらす前線の北上が平年よりも2週間程早く、加えて長期に渡り停滞したことがある。例年、淮河流域は6月中旬に梅雨入りするが、この年の梅雨入りは5月18日で、7月13日の梅雨あけまでの56日間は梅雨期となった。これは例年の2~3倍の日数に相当する。この一連の豪雨に

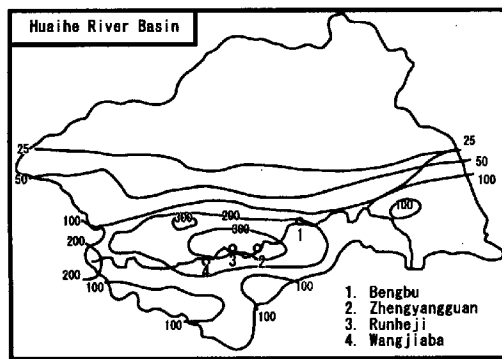


Fig. 3 Heavy rainfall in the Huaihe River basin from June 12 to June 14 in 1991

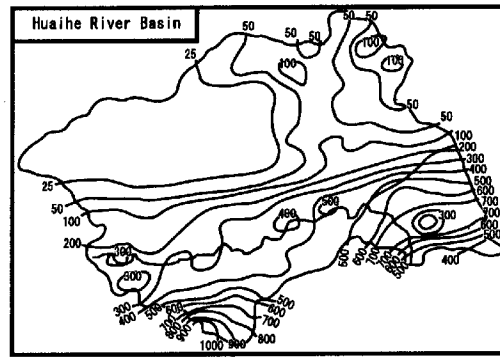


Fig. 4 Heavy rainfall in the Huaihe River basin from June 29 to July 11 in 1991

に伴い2回の洪水が発生した。一回目の洪水は6月中旬、二回目の洪水は6月終りから7月上旬にかけてのものである。それぞれの期間の降水量を Fig. 3, Fig. 4 に示す。

最初の洪水をもたらした降雨の特徴は、淮河主河道に沿って上流部から中流部にかけて降雨が集中し、全体的に西から東に進むにつれて降雨量が減少していく点である。この降雨によって、最初の洪水は主河道中流部を中心に生じることになった。これに対して、二回目の洪水をもたらした降雨の特徴は、豪雨が流域南部を中心に生じている点であり、長江流域との境界付近に特に深刻な被害をもたらした。

このように淮河流域は水文学の時間空間分布が非常に大きく、かつ洪水の継続期間も長い。こうした特性を持つ洪水を予測するために、本研究ではメソ気象モデルの計算結果をそのまま入力でき、かつ河道の効果を適切に導入した流出モデルを構築する。次章以降で、そのモデル化手法を説明する。

### 3. マクログリッド型流出モデルの構成

本研究で適用するマクログリッド型流出モデルは著者らがこれまで構築してきたモデル(坂井ら, 1999; 川上ら, 1999)と同様であるので、ここでは詳しくは述べない。モデル化の構成手順の概要を述べると以下のようにあり、その流れを Fig. 5 に示す。

- 1) 淮河流域地図および標高データを用いた淮河河道網データの作成
- 2) 流域のグリッド分割(河道網データのグリッド分割)
- 3) 必要に応じて流域の細分割
- 4) 河道網データによる河道流れのモデルパラメータの決定

- 5) 史灌川流域における集中水文観測データを用いた流出過程のモデルパラメータの決定
- 6) 全体の流出モデルの完成

流出モデルの構成においては、構造的モデリングシステム(高棹ら, 1995)を用いる。上記の作業内容は、基本的にこのモデリングシステムに適合するような設定ファイルを自動生成することにある。これによって流域分割、部分流域ごとの水文モデル(以下、部分系モデルと呼ぶ)の構築、部分系モデルの結合、といったモデル化の手順を自動的に実行し、流域全体の流出シミュレーションモデルを構築することが可能となる。

#### 3.1 マクログリッド型流出モデルの枠組

マクログリッド型流出モデルの構造を Fig. 6 に示す。部分流域ごとに構成する部分系モデルは斜面要素モデルと河道網要素モデルとからなり、部分系モデルを相互に接続することで流域全体を反映する全体系モデルを構築する。部分系モデルを構成する斜面要素モデルへの入力、その部分流域への降雨量と蒸発散量であり、出力はその部分流域内の河道要素モデルに対する側方流入量である。河道網要素モデルからの出力は、下流側部分系モデルに含まれる河道網要素モデルへの入力となる。

このような要素モデル間、部分系モデル間のデータの受渡しは、Fig. 6 に示すように、端子という概念を用いて実現される。構造的モデリングシステムは、ある規則に基づいてコーディングすることによって、モデル間の情報伝達を容易に行うことができるように設計されており、要素となる水文モデルさえ準備すれば、それらを結合して全体の流出モデルを構成するしくみが提供されている。

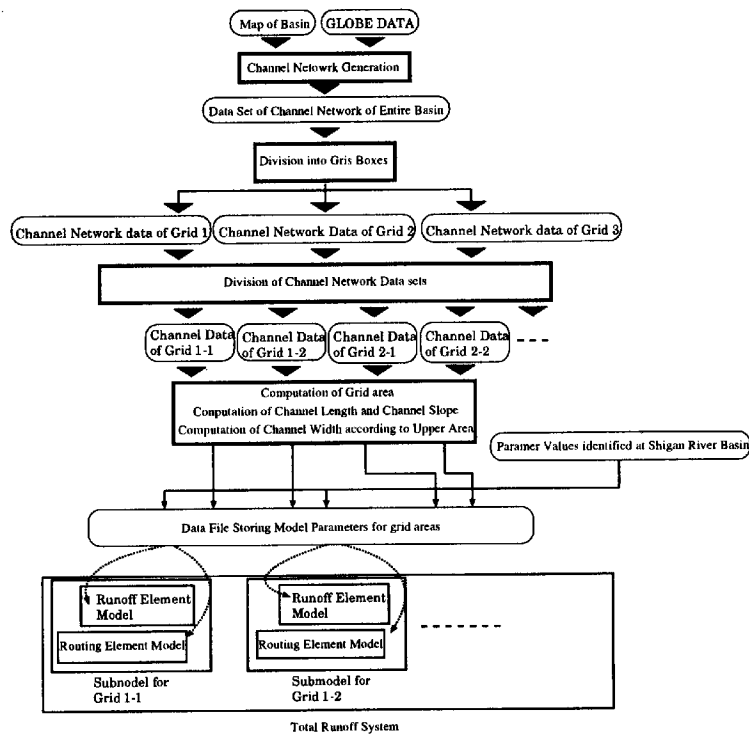


Fig. 5 Flow of model construction

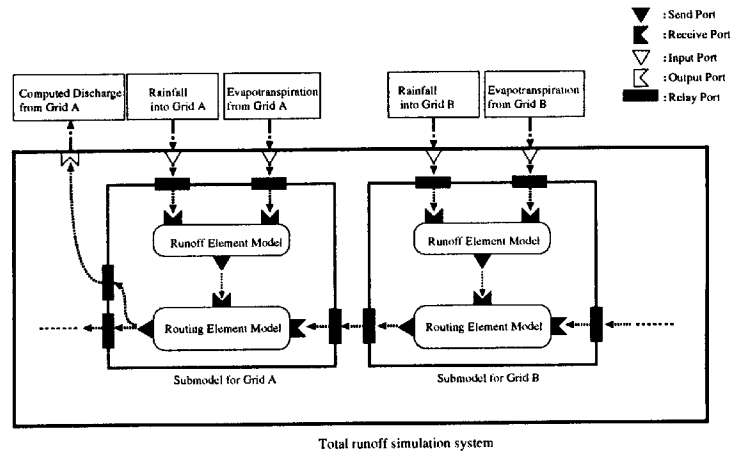


Fig. 6 Structure of macro grid based runoff simulation model

### 3.2 要素モデル

部分系モデルは、降雨から河道までの流出過程をモデル化する斜面要素モデルと、斜面からの流出を入力として河道の流下過程をモデル化する河道網要素モデルとからなる。斜面要素モデルには、新安江モデル (Zhao *et al.*, 1980) を簡略化したモデル (Nirupama *et al.*, 1996) を用いる。河道網要素モデルには、分流に対応するように河道網集中型 kinematic wave モデル (高棹ら, 1994) を拡張したモデル (坂井ら, 1999) を適用する。

#### (1) 斜面流出要素モデル

斜面流出モデルの概念図を Fig. 7 に示す。流出は、ある地点での貯水容量がそこでの貯水能力を越えた時点で発生すると考える。ある地点での貯水能力を  $i$  (mm) とすると、不浸透域 ( $0 \leq A \leq A_i$ ) では  $i = 0$  であり、浸透域 ( $A_i \leq A \leq 1.0$ ) では

$$i = i_m \left[ 1 - \left( 1 - \frac{A - A_i}{1 - A_i} \right)^{1/b} \right] \quad (1)$$

とする。ここで  $i_m$  は貯水能力の最大値、 $A$  は貯水能力が  $i$  以下である領域の面積率、 $A_i$  は不浸透域の面

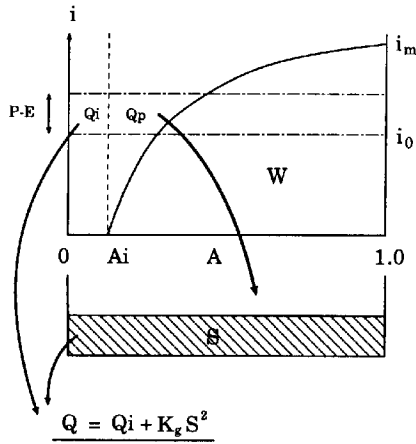


Fig. 7 Schematic drawing of a runoff element model

積率である。 $b$ は貯水能力の空間分布形状を決定するパラメタである。

不浸透域の面積率は土地利用状況をもとに設定するため、貯水能力 $i$ の分布形状は $i_m$ と $b$ によって決定される。この分布形状をもとに、不浸透域からは直接流出 $Q_i(\text{mm})$ が発生し、

$$Q_i = A_i(P - E) \quad (2)$$

と表すことにする。ここで、 $P$ 、 $E$ は単位面積当りの流域平均の降水量、蒸発散量である。

浸透域からの流出 $Q_p(\text{mm})$ は $i_m \leq i_0 + P - E$ のとき、

$$Q_p = (P - E)(1 - A_i) - W_m + W \quad (3)$$

$i_0 + P - E \leq i_m$ のとき、

$$Q_p = (P - E)(1 - A_i) - W_m + W + W_m \left(1 - \frac{i_0 + P - E}{i_m}\right)^{1+b} \quad (4)$$

で表現される。ここに、 $i_0$ は現在時刻での不飽和領域の貯水高(mm)、 $W$ (mm)は現在時刻での流域土壌水分量であり、蒸発散のみに寄与する。 $W_m$ は最大土壌水分量であり、(1)式から、

$$W_m = \int_{A_i}^1 idA = \frac{i_m}{1+b}(1 - A_i) \quad (5)$$

となる。また、

$$W = W_m \left(1 - \frac{i}{i_m}\right)^{1+b} \quad (6)$$

である。浸透域からの流出 $Q_p$ は地下水貯留量 $S(\text{mm})$ に加え、流出量 $Q$ は

$$Q = Q_i + K_g S^2 \quad (7)$$

と表すことにする。ここで、不被圧型のモデルを採用したのは、日本およびタイのいずれの流域もこの形のモデルが最も良い性能を示したからである(Nirupama *et al.*, 1996)。

## (2) 河道網要素モデル

部分流域ごとに河道流れを追跡するために、河道網集中型 kinematic wave モデルを用いる。このモデルはマスキング法を拡張したようなモデルであり、多入力・多出力の河道区間を対象として少ない計算量で河道流を追跡することを可能とする。

このモデルは以下の二つの仮定を基礎としている。

- 1) 河道区分 $i$ の上流から $x$ の距離にある河道地点の通水断面積 $A_i(x, t)$ と流量 $Q_i(x, t)$ の間には、

$$A_i(x, t) = K_i Q_i(x, t)^{P_i} \quad (8)$$

なる関係があるとする。ただし、 $K_i$ 、 $P_i$ は河道区分 $i$ に固有の定数とする。

- 2) 河道網内の流量の分布は河道に沿う距離とともに直線的に変化するものとする。

この流量の空間的な変化率を $q_0(t)$ と書くことにすると、 $Q_i(x, t)$ は次のように表すことができる。

$$Q_i(x, t) = Q_i(0, t) + q_0(t)x \quad (9)$$

これを用いることにより通水断面積 $A_i(x, t)$ は、

$$A_i(x, t) = K_i(Q_i(0, t) + q_0(t)x)^{P_i} \quad (10)$$

となる。河道区分 $i$ の区分長を $L_i$ と書くことにすると、河道網内貯留量 $S(t)$ は

$$S(t) = \sum_{i=1}^N S_i(t) = \sum_{i=1}^N \int_0^{L_i} A_i(x, t) dx \quad (11)$$

となつて $S(t)$ は $q_0(t)$ の関数であることがわかる。ここで、 $N$ は河道区分数である。

一方、河道網内貯留量 $S(t)$ に関する連続式は、

$$\frac{dS(t)}{dt} = \sum_{i=1}^{MI} I_i(t) + Q_L(t) - \sum_{i=1}^{MO} O_i(t) \quad (12)$$

である。ただし、 $I_i(t)$ は上流からの流入量、 $O_i(t)$ は下流への流出量、 $MI$ は上流からの流入数、 $MO$ は下流への流出数、 $Q_L(t)$ は側方流入量であり本研究においては(7)式から得られる $Q$ に部分流域の面積を乗じた値である。ここで、流出量の総和は

$$\sum_{i=1}^{MO} O_i(t) = \sum_{i=1}^{MI} I_i(t) + q_0(t) \sum_{i=1}^N L_i \quad (13)$$

と書けるので、これを(12)式に代入すると、

$$\frac{dS(t)}{dt} = Q_L(t) - q_0(t) \sum_{i=1}^N L_i \quad (14)$$

となり、こちらも $q_0(t)$ の関数となる。よつて、(11)、(14)式からなる微分方程式を数値解法により解いて時刻 $t + \Delta t$ での $q_0(t + \Delta t)$ を求めることにより、流出量 $O(t + \Delta t)$ が求まる。つまり、この方法では河道の流量分布形を仮定することによって、逐次流れを追跡することなく河道下端の流量を算定することができる。

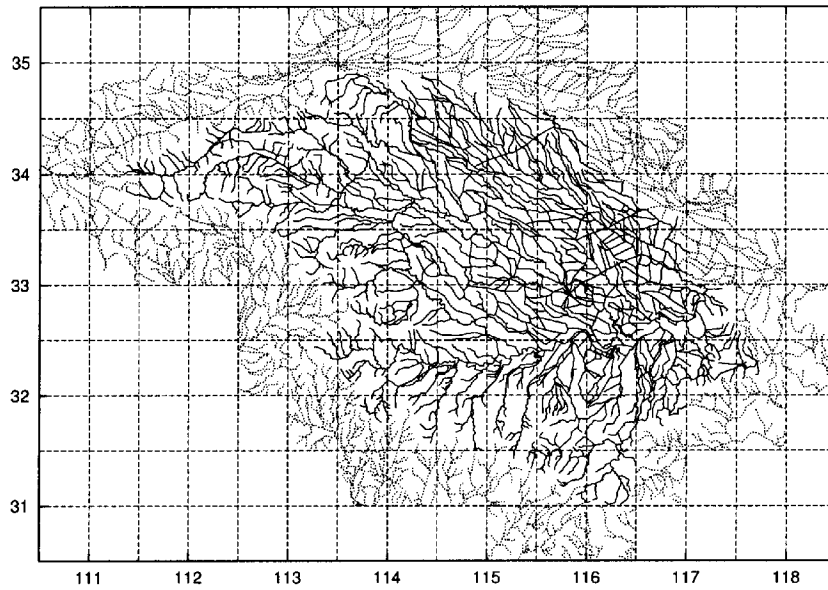


Fig. 8 Generated channel network data of the Huaihe River. Solid lines show the channel reaches within the Huaihe River basin

#### 4. 河道網データの作成と流域分割

筆者がこれまで提案してきた形式(椎葉ら, 1998; 立川ら, 1998)に従う淮河の河道網データを作成する。流域分割, すなわち河道網データを分割する過程で, 部分系モデルを結合して全体の流出シミュレーションモデルを構成するための設定ファイルも同時に作られる。

##### 4.1 河道データ作成手順

既存の河道位置を記録したデジタル情報を利用することができれば, これまでに開発してきた tool 群(<http://fmd.dpri.kyoto-u.ac.jp/flood/geohymos/geohymos.html>)を用いることによって, 目的とする形式を持つデータセットを比較的容易に作成することができる。そこで, 当初は, 淮河流域の河道網データもチャオプラヤ川でのデータを作成した場合(立川ら, 1998)と同様に, DCW(Digital Chart of the World)の河道位置データをもとに作成することを考えていた。ところが, 淮河流域周辺のDCWの河道位置情報は分断されている河道網が多く, それを利用して著者らが提案する形式を持つ河道データを作成することは極めて難しいと判断した。そこで, 1/500,000 地図である Tactical Pilotage Chart(以下TPC)から河道位置の平面的な情報を得て, 河道位置の高さはGLOBE(Global Land One-km Base Elevation)データセットから取得することにし

た。GLOBEデータセットは地球上のあらゆる位置の標高データを30秒(約1km)グリッドの空間分解能で記録しているもので, そのグリッド内の標高の最低値・最高値・平均値およびグリッド四隅の標高値が格納されている。ここでは河道は最も低い場所を流れると考え, 最低値を記録したデータを用いる。Fig. 8は作成した河道網データであり, 実線が対象となる河道網である。

河道網データを作成する手順として, まず, TPCを0.5°四方の図郭に分割してスキャナーで画像として取り込む。次に, 画像上の河道位置をトレースして河道網データを作成する。この作業には, 地理情報システムに河道位置読み取り機能を付加したシステム(椎葉ら, 1998)を用いる。図郭ごとの河道網データができれば, それらを合成して流域全体の河道網データを作成し, GLOBEデータを用いて河道位置の高さの情報を導入する。最後に, 流域下端を指定して各河道区分の流れ方向を決定する。これらの作成手順は, 画像から河道位置の平面情報を得るところ以外は筆者らがこれまでに示した手法(椎葉ら, 1998; 立川ら, 1998)と同様である。

##### 4.2 河道網データの分割処理

メソ気象モデルによる水文量の計算値を直接取り込むために流域をグリッドに分割する。その際, メソ気象モデルの計算格子との位置を合わせて, グリッド各辺の長さは10分(約16km)とした。メソ気象モ

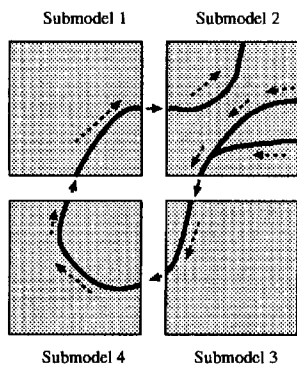


Fig. 9 Grid box which includes more than one channel networks

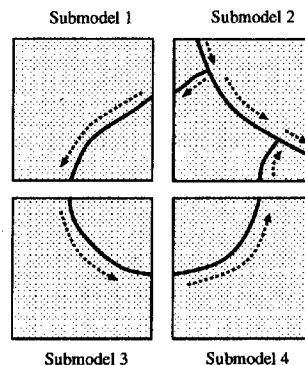


Fig. 11 Grid box which includes a looped channel network

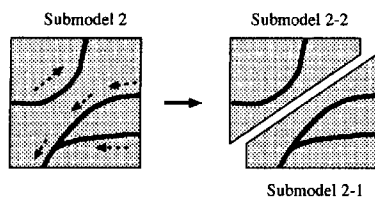


Fig. 10 Decomposition of a grid box which includes more than one channel networks

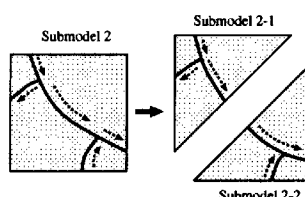


Fig. 12 Decomposition of a grid box which includes a looped channel network

デルとしては、田中らによって開発が進められている SiBUC-JSM 結合モデル (田中ら, 1998) を想定している。対象流域をグリッド分割した結果、グリッドの個数は 504 個であった。

基本的には、このグリッド分割を部分流域の基本単位とするが、坂井ら (1999) が述べたように

- 1) グリッド内部に互いに接点を有しない (流量のやりとりがない) 複数の河道網が存在するようなグリッド (Fig. 9 の右上グリッド)
- 2) グリッド内部から流出した流れが、他のグリッドを経由して同一グリッド内に流入するようなグリッド (Fig. 11 の右上グリッド)

は、流れを上流から順に追跡する都合上、それぞれ Fig. 10, Fig. 12 のように細分割する。

この細分割の作業において、Fig. 10 に示すような分割方法はこれまでも自動化されている。しかし Fig. 12 のパターンは、分割アルゴリズムが複雑となること、実際にこのようなパターンが現れるのは非常に限られたグリッドであることを理由として、どこにそのようなグリッドが存在するかを検出した後は、手作業でそのグリッドに含まれる河道網データを編集して二つに分割していた。

ところが、淮河の河道網データでは Fig. 12 のパターンで分割しなくてはならないグリッドが 47 個検

出された。これを手作業で分割するのはかなりの作業量を要するため、全ての分割作業の自動化を試みた。その結果、最終的に分割流域の個数は 1478 個となった。分割処理の自動化に関する詳しい議論は川上 (2000) を参照されたい。

## 5. マクログリッド型流出モデルの史灌川流域への適用とモデルパラメータの同定

モデルパラメータの同定にあたっては、本来、淮河流域全体の長期間の水文データが必要であることは言うまでもない。しかし、現実にはそのようなデータが測定されていなかったり、あるいは測定されていても入手できない状況があるため、やむをえず 1998 年に淮河の支流流域である史灌川流域 (約 6,500km<sup>2</sup>) で行われた水文集中観測 (田中ら, 1999) において得られたデータを用いてモデルパラメータを同定し、それを全ての部分流域に適用することにした。灌川流域の下端位置は Fig. 2 の Jiangji である。

### 5.1 史灌川流域を対象としたマクログリッド型流出モデルの構築

前章までに述べた手法を用いて史灌川流域の流出過程をモデル化する。ただし、河道網データについ



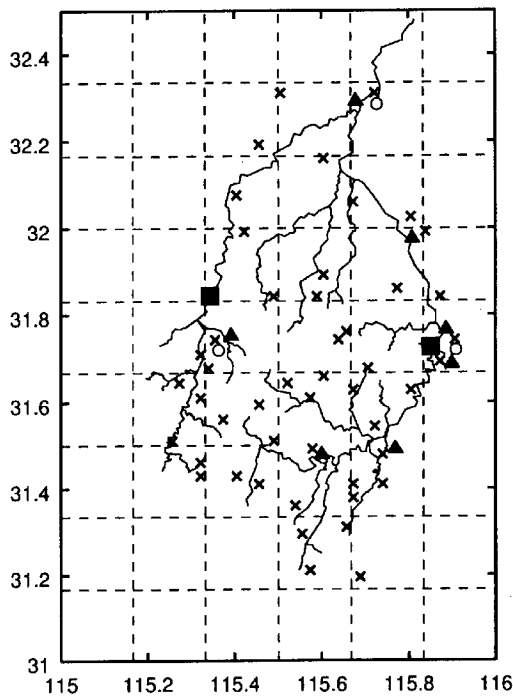


Fig. 13 Channel network of the Shigan River, location of grid boxes, and hydrological observation stations (■: dam site, ×: rainfall station, ○: pan evaporation station, ▲: discharge station)

ては地球観測衛星 ADEOS-Avni が撮影した流域画像を用いて作成し(川上ら, 1999), そのより精度の高い河道データを用いて流出モデルを構成した。流域分割に用いたグリッドサイズと位置は淮河全体を対象とする場合と同一に設定している。史灌川の河道位置, 設定したグリッド位置, 水文観測点を示した図を Fig. 13 に示す。分割により河道が属するグリッドは27個となる。部分系モデルの個数は65個である。

なお, 流域内には2つのダムが存在する (Fig. 13 の■印)。Fig. 13 の右側に位置するのが Meishan ダムで, 左側に位置するのが Nianyushan ダムである。これらのダムへの流入量, ダムからの放流量が得られているので, ダム地点で河道を切断し, ダムからの放流量がダム下流域の河道への流入量となるように全体系モデルを構築した。

## 5.2 観測データ

パラメータ同定に用いる観測データは, 降水量, 蒸発量, 河川流量, ダム流入出量の4つである。それぞれのデータはいずれも1998年5月初旬から9月中旬にかけて観測されたものである。パラメータ同定作業もこの期間を対象に行なう。それぞれの観測

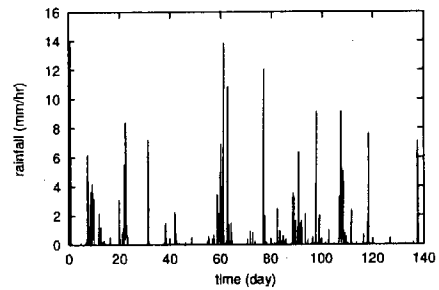


Fig. 14 Areal mean precipitation in the upper part of the Meishan Dam

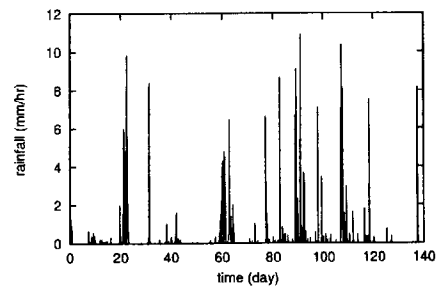


Fig. 15 Areal mean precipitation in the upper part of the Nianyushan Dam

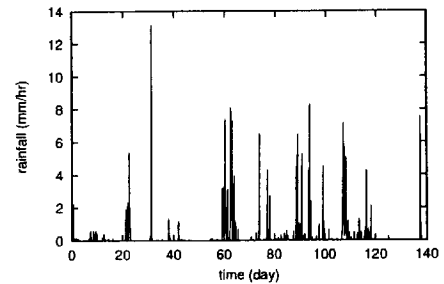


Fig. 16 Areal mean precipitation in the lower part of the two dams

地点を Fig. 13 に示す。以下で, いくつかの観測データ, またはそれらを加工したデータを示すが, いずれのグラフにおいても横軸の時刻の起点は1998年5月1日午前0時である。

### (1) 降水量

降水量データの観測地点は Fig. 13 に示す48地点である。観測期間は各地点とも1998年5月1日から同年9月16日であり, 1時間ごとの積算降水量が得られている。このデータを用いてグリッドごとの降水量データを作成する。同一のグリッドから細分割

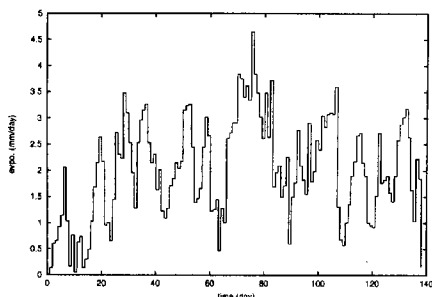


Fig. 17 Estimated actual evapotranspiration for upper part of the dams

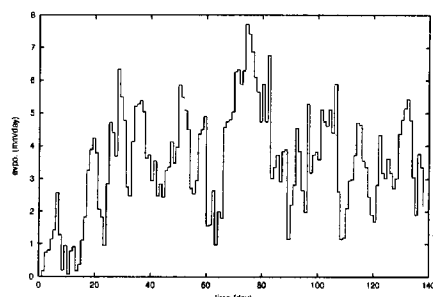


Fig. 18 Estimated actual evapotranspiration for lower part of the dams

された部分流域にはそのグリッドと同じ降水量を与える。各グリッドに対する降水量は、各グリッドの中心部から半径16km以内に存在する観測地点の降水量の距離による重み付け平均とした。半径16km以内としたのは、グリッド中心からこの半径で円を描いた場合、どの中心からの円内にも少なくとも1つの観測地点が含まれるからである。作成した各グリッドへの降水量データをもとに作成した Meishan ダムの上流域、Nianyushan ダムの上流域、両ダムの下流域の3流域の流域平均降水量を Fig. 14~Fig. 16 に示す。

## (2) 蒸発散量

Fig. 13 に示す Meishan ダム地点、Nianyushan ダム地点、流域下流端の3地点で、1998年5月1日から同年9月14日までの期間で1日ごとのパン蒸発量が測定されている。一方で、田中らによって移動観測機器を用いて観測された実蒸発散量データも得られている(田中ら, 1999)。これは同年の8月における史灌川流域内の森林、畑地、水田、水面からの実蒸発散量データを観測したものである。流域の土地利用は、二つのダム上流域が山地(森林域)であり、ダム下流の平地が水田または畑の農地で占められる。そこで、森林域と農地域での実蒸発散量を推定することを考える。推定方法としては、実蒸発散量が測定された期間でのパン蒸発量と森林域からの実蒸発散量との比、またパン蒸発量と農地からの蒸発散量との比を求め、この比をパン蒸発量に乗じてそれぞれの土地利用での蒸発散量データを作成する。

両ダム上流域に属するグリッドに与える蒸発散量を Fig. 17 にダム下流域に属するグリッドでの蒸発散量を Fig. 18 に示す。ダム上流域での蒸発散量は、両ダム地点の平均パン蒸発量に0.54を乗じた値とし、下流域での蒸発散量は、3箇所の観測地点の平均パン蒸発量に1.02を乗じた値とした。

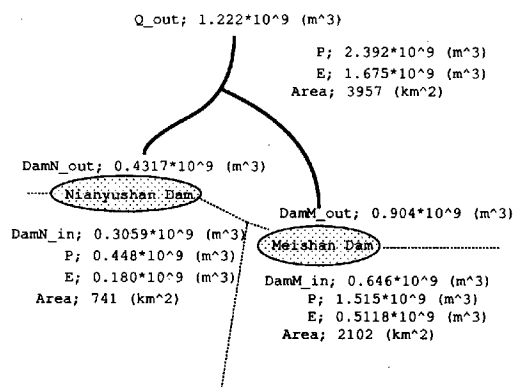


Fig. 19 Water balance of the Shigan River basin from May 15 to Sep. 15 in 1998

## (3) 流域内の水収支

史灌川流域を対象にパラメータを同定するにあたり、以上の方法で推定した水文量をもとに1998年5月15日~9月15日の流域内水収支について考察した。ここでは流域を、Meishan ダム上流域、Nianyushan ダム上流域、ダム下流域の3つの領域に分けて考えることにする。Fig. 19 はこの期間の各領域の各水文量の総量を記したものである。

図中、 $P$ 、 $E$  はこの期間の各流域内の総降水量と総実蒸発散量の推定値である。 $Q_{out}$  はダム下流域からの流出量、 $DamM_{out}$ 、 $DamN_{out}$  はそれぞれ Meishan ダム、Nianyushan ダムからの放流量、 $DamM_{in}$ 、 $DamN_{in}$  はそれぞれの上流域から流入量、 $Area$  は流域面積を表す。各流域への入力と出力との差を計算すると、ダム下流域においては  $0.8307 \times 10^9 (m^3)$ 、Meishan ダム上流域においては  $0.3572 \times 10^9 (m^3)$ 、Nianyushan ダム上流域においては  $-0.0379 \times 10^9 (m^3)$  となった。Nianyushan ダム上流域では入出力の差が各水文量の一割程度であって比較的水収支の整合性が取れているのに対し、Meishan ダム上流域とダム下

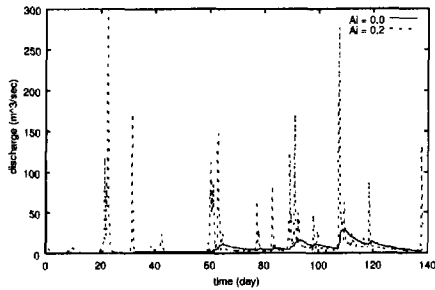


Fig. 20 Influence of  $A_i$  on simulated hydrographs

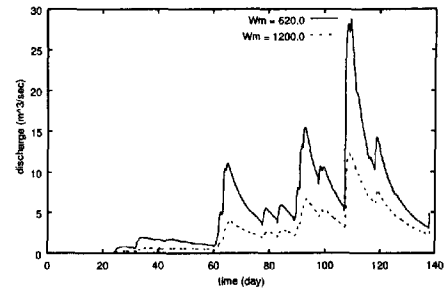


Fig. 22 Influence of  $W_m$  on simulated hydrographs

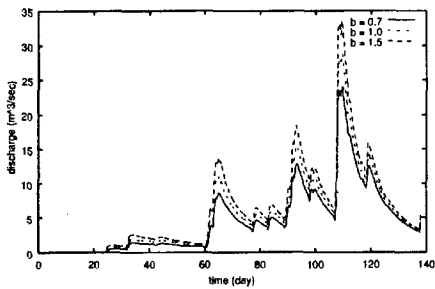


Fig. 21 Influence of  $b$  on simulated hydrographs

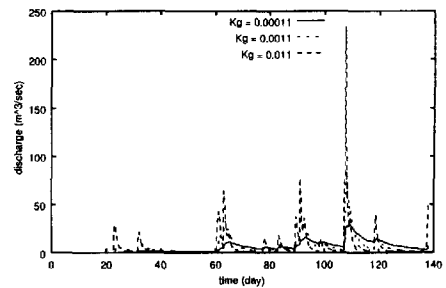


Fig. 23 Influence of  $K_g$  on simulated hydrographs

Table 6 Default values of model parameters

$A_i$	$b$	$W_m$	$K_g$
0	1.0	620	0.00011

流域では流域からの流出量が水収支からすると小さな値となっている。もちろん、この原因には、降水量、蒸発散量の推定値の誤りや流域での貯留分もあると考えられるが、ここでは河川水が流域外に導水されており、その取水の影響もかなり大きいと考えられる。

現時点では、これ以上の水文データは得られないので、モデルパラメータの同定作業は、比較的水収支の取れている Nianyushan ダム上流域を対象に行うことにする。

### 5.3 モデルパラメータの同定

以上の準備を基に、3. で述べた流出要素モデルのパラメータ  $A_i$ ,  $b$ ,  $W_m$ ,  $K_g$  を決定する。

#### (1) 各パラメータが流出計算に与える影響

パラメータの同定作業に入る前に、各パラメータが流出計算に与える影響について調査しておく。方法として、Table 6 に示すパラメータの組合せを基本とし、その中の1つのパラメータのみを変更した場合の流出計算に与える影響を見る。

$A_i$  が与える影響  $A_i$  は不浸透域の面積率のパラメータである。よって  $A_i$  が大きくなると土壌に蓄えられることなく直接流出する水が増えることになる。 $A_i$  の値を 0.0, 0.2 とした場合の比較を Fig. 20 に示す。 $b$  が与える影響  $b$  が大きくなると土壌水分容量が増えることになり、流出量は減ることになる。 $b$  の値を 0.7, 1.0, 1.5 とした場合の比較を Fig. 21 に示す。 $W_m$  が与える影響  $W_m$  が大きくなると  $b$  の場合と同様に土壌水分容量が増えることになり、流出量は減ることになる。 $W_m$  の値を 620mm, 1200mm とした場合の比較を Fig. 22 に示す。

$K_g$  が与える影響  $K_g$  が大きくなると流域内に蓄えられた水が流出されるまでの状態変化が速くなることになる。すなわちハイドログラフが鋭敏に変化することになる。 $K_g$  の値を 0.00011, 0.0011, 0.011 とした場合の比較を Fig. 23 に示す。

以上のことから、同定する期間内の総流出量を合わせるには  $b$ ,  $W_m$  を調節することが有効であり、また、ピーク時刻やピーク流量を合わせるには  $A_i$ ,  $K_g$  を調節することが有効であることがわかる。

#### (2) 初期状態量が流出計算に与える影響

パラメータを同定する際には上記の4つのパラメータ値を調節するだけでは十分に観測流量を再現することができず、初期の土壌水分量も併せて決定する必要がある。特に、短期間を対象にパラメータ

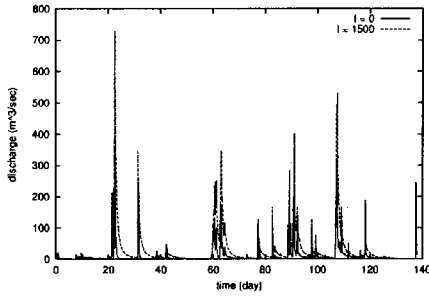


Fig. 24 Influence of initial value of surface storage height  $i$  on simulated hydrographs

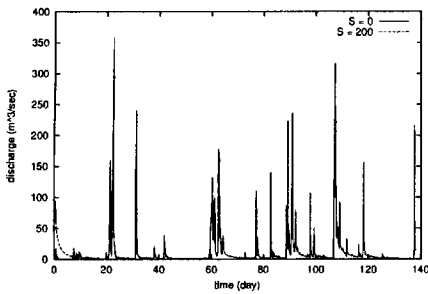


Fig. 25 Influence of initial value of subsurface storage  $S$  on simulated hydrographs

同定を行なう際には初期状態量の影響は大きい。そこで初期土壌水分量が流出計算に与える影響を調べる。本モデルにおいては表層の貯留高  $i$  と地下貯留分  $S$  の初期状態量を決定する必要がある。

Fig. 24 は  $i$  の値が 0mm, 1500mm のケースを比較したものである。 $i$  が大きくなると初期流出量が増えるのは当然であるが、その影響は値によっては数ヶ月に及ぶことがわかる。一方、Fig. 25 は地下貯留  $S$  の値が 0mm, 200mm のケースを比較したものである。 $i$  とは異なり、初期こそ影響が出るものの時間が経つにつれ、その影響は殆んどなくなることがわかる。以上のことから、パラメータ同定の際には  $i$  の初期値も併せて調節する必要があることがわかる。

### (3) モデルパラメータの同定結果

以上を踏まえた上で試行錯誤的に決定したモデルパラメータの値を Table 7 に示す。このパラメータは Nianyushan ダム流域を対象として求めたものであるが、Meishan ダム上流域も森林に覆われており、土壌特性等を区別するデータも存在しないため、両ダム上流域では同一のモデルパラメータを適用することにした。

Table 7 Parameter values of upper part of two dams

$A_i$	$b$	$W_m$	$K_g$	$I$	$S$
0.09	1.9	510	0.00095	1510	70

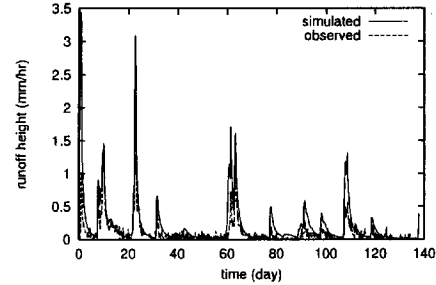


Fig. 26 Comparison between observed and simulated hydrograph at Meishan dam site

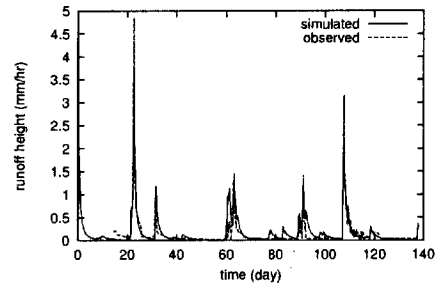


Fig. 27 Comparison between observed and simulated hydrograph at Nianyushan dam site

実測流量と計算流量との比較を Fig. 26, Fig. 27 に示す。各々の流域における流域平均降水量は Fig. 14, Fig. 15 に示した通りある。このパラメータを用いた計算流量がどの程度実測流量を再現しているかを Nash Sutcliffe 指標

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (Q_{oi} - Q_{si})^2}{\sum_i (Q_{oi} - Q_m)^2} \quad (15)$$

を用いて評価すると、Meishan ダムへの流入量については -0.6028, Nianyushan ダムへの流入量については 0.7623 であった。ここで、 $Q_{oi}$ ,  $Q_{si}$  は各々時刻  $i$  での実測流量とモデルによる計算流量、 $Q_m$  は実測流量の平均値であり、この指標は 1 に近いほどモデルの性能がよいことを表す。Meishan ダムでの再現結果はよいものとは言えないが、取水等の影響がかなり大きいことが推定されるので、むしろ計算結果が実測値に合うように取水量を推定することも考えられる。

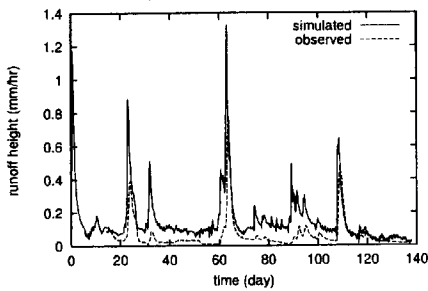


Fig. 28 Comparison between observed and simulated hydrograph at the outlet of the Shigan River basin

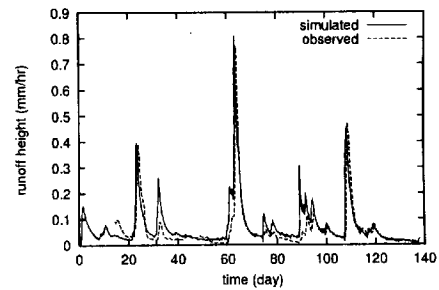


Fig. 29 Comparison between observed and simulated hydrograph at the outlet of the Shigan River basin. In this case, the amounts of dam releases from two dams are multiplied by 0.2 to consider the effect of water taken to the outside of the basin

Table 8 Parameter values of lower part of two dams

$A_i$	$b$	$W_m$	$K_g$	$i$	$S$
0.10	2.1	450	0.0008	800	40

このパラメータを下流域にも適用し、実測流量と比較した結果を Fig. 28 に示す。計算流量が実測流量を大きく上回っている。この差は実測の流量の値よりも大きな値となっており、両ダム上流域で同定したパラメータが下流域に適さないことだけが原因で生じるとは考えにくい。むしろ、取水の影響を考慮していないことにより生じる差が非常に大きいと推察する。しかし、取水に関する具体的なデータは得られていないので、各ダムからの放流量に一定の比率を乗じて水収支の整合性がとれるようにした上でパラメータを同定することを考える。乗じる比率は 0.2 とした。その結果、試行錯誤的に決定したパラメータの値を Table 8 に示す。このパラメータを適用したときの計算流量と実測流量との比較を Fig. 29 に示す。

## 6. 淮河流域を対象としたマクログリッド型流出モデルの構築

### 6.1 モデル構築

4. で述べた分割処理によって生成された 1478 個の部分流域を単位として部分系モデルを構築し、これらを結合することで全体のモデルが構築される。流出要素モデルのパラメータは 5. で求めた森林域での値を山地の部分流域に、農地での値を平地の部分流域に設定した。河道要素モデルのパラメータに関しては、粗度係数を 0.05、流量流積関係式のべき数を 0.6 とし、河道勾配は 4. で作成した河道データから算定した。ただし、それによって求めた河道勾配が

逆勾配となる部分に関しては 0.001 とした。川幅に関しては、流域面積に応じて線形的に変化するものとした。なお、流域最下流端の Bengbu (144,000km<sup>2</sup>) での川幅は Landsat TM 衛星画像を用いて求めたところ約 600m であった。

### 6.2 モデルの動作検証

#### (1) 河道の効果が流出計算に与える影響

Fig. 31 の実線は構築したモデルによって得られた Bengbu での河川流量、破線は各部分流域からの流出量を単純に足し合わせることで得た河道の効果を考慮しない場合の計算流量である。与えた降雨はどちらの場合も Fig. 30 の値を流域全体に与えた。これによると、河道によって流量のピークが 3 日程度、遅れることがわかる。

#### (2) 川幅が流量計算に与える影響

川幅を上流域面積に応じて変化させて設定したモデルによる計算流量と、全河道区分の川幅を一律 500m として設定したモデルによる計算流量とを比較して川幅が流量計算に与える効果を見る。Fig. 32 はこの 2 つの場合での Bengbu での計算結果を比較したものである。モデルを構築する上で、川幅の与え方が計算結果に大きな影響を与えることがわかる。衛星情報などによって川幅の情報を如何に抽出するかが重要な課題となる。

### 7. おわりに

本研究では、大河川流域を対象としてマクログリッド型流出モデルを適用する際に必要となる作業を全て自動化する一連のシステムを構築した。また、このシステムを中国淮河流域に適用することで同流域を対象としたマクログリッド型流出モデルを構築し

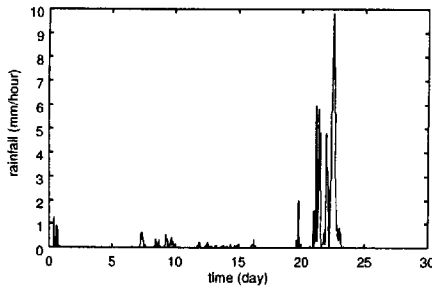


Fig. 30 Precipitation used for runoff simulations at the Huaihe River basin

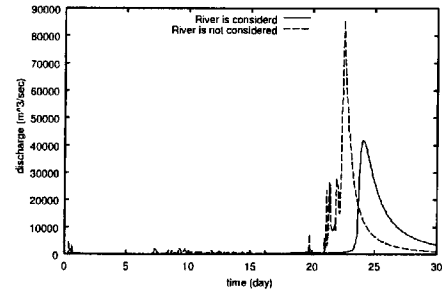


Fig. 31 Effect of flow routing on the simulated hydrograph

た。このシステムは、ある一定のフォーマットに従った河道データさえ作成すればどの流域でも自動的にモデルを構築することができる。

現時点では淮河流域全体を対象とする水文データが得られていないため、構築した流出モデルの性能を評価するまでは至っていない。これらのデータに関しては取得の見込みが立っているため、得られ次第、実測データを用いたモデルの検証を行う必要がある。なお、実蒸発散量に関しては、田中ら(1998)による SiBUC model の計算値を用いる予定である。これらのデータを用いて再現性を確認した後、モデルの改良、特にダム等の人為的な流水制御の効果をモデルに取り込んで行く必要がある。

#### 謝辞

本研究で用いた中国史灌河流域の水文データセットは 1998 年の HUBUX 特別集中観測において、日中の研究者・実務者によって取得されたものである。データの取得・整理に関係された方々に感謝いたします。

#### 参考文献

- 川上貴裕 (2000) : マクログリッド型流出モデルの中国淮河流域への適用に関する研究, 京都大学大学院工学研究化土木システム工学専攻, 修士学位論文.
- 川上貴裕・立川康人・市川温・椎葉充晴 (1999) : 中国史灌河流域へのマクログリッド型流出シミュレーションシステムの適用, 水工学論文集, **43**, pp. 13-18.
- 坂井健介・立川康人・市川温・椎葉充晴 (1999) : 大河流域を対象とした流出シミュレーションモデルの構築とそのチャオブラヤ川流域への適用, 水文・水資源学会誌, **12**(1), pp. 395-52.
- 椎葉充晴・立川康人・市川温 (1997) : 気象モデルと結合するためのマクロ水文モデルの構成法について, 水工学論文集, **41**, pp. 1109-1112.

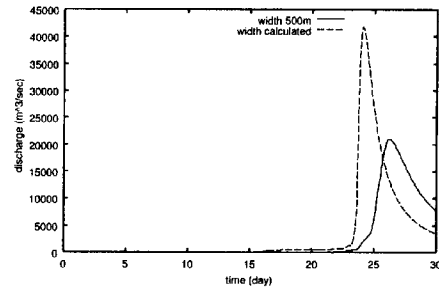


Fig. 32 Effect of channel width on the simulated hydrograph

- 椎葉充晴・立川康人・市川温 (1998) : 流域地形の新しい表現形式とその流出モデリングシステムとの統合, 京都大学水文研究グループ研究資料, No. 1.
- 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.
- 高棹琢馬・椎葉充晴・市川温 (1995) : 構造的モデリングシステムを用いた流出シミュレーション, 水工学論文集, **39**, pp. 141-146.
- 立川康人・市川温・坂井健介・椎葉充晴 (1998) : DCW と GLOBE データセットを用いた流出シミュレーションのための河道網データの生成 - タイ国チャオブラヤ川を対象として -, 水文・水資源学会誌, **11**(6), pp. 565-574.
- 田中賢治・中村忠則・山本卓生・椎葉充晴・池淵周一 (1998) : SiBUC-JSM 結合モデルのテストラン, 京都大学防災研究所年報, 第 41 号, B2, pp. 135-154.
- 田中賢治・椎葉充晴・池淵周一 (1999) : GAME / HUBEX-IOP の水・熱フラックス観測の速報, 京都大学防災研究所年報, 第 42 号, B2, pp. 121-140.
- 淮河水利委員会 (1992) : 1991 年淮河水系暴雨洪涝形成特征.
- Cheng Xingwu, Peng Shufeng, Yang Minqin, Xu Hui

- (1998): Formation of torrential rain and flood at the Huaihe River basin in 1991, distributed at the International Symp. on Meso-scale Water Cycle and Heavy Rainfall in East Asia, Feb. 2-4, IHAS, Nagoya University, Nagoya, Japan.
- Liu Chunzen (1998) : The characteristics of water cycle in Huaihe River Basin, distributed at the International Symp. on Meso-scale Water Cycle and Heavy Rainfall in East Asia, Feb. 2-4, IHAS, Nagoya University, Nagoya, Japan.
- Nirupama, Y. Tachikawa, M. Shiiba and T. Takasao (1996) : A simple water balance model for a mesoscale catchment based on heterogeneous soil water storage capacity, *Bulletin of the DPRI, Kyoto Univ.*, **45**, pp. 61-83.
- Zhao, R. J., Y. L. Zhang, L. R. Fang, X. R. Liu and Q. S. Zhang (1980) : The Xinanjiang model, *Hydrological forecasting, Proc. of the Oxford Symp.*, IAHS Publ., **129**, pp. 351-356.

### Construction of Macro Grid Based Hydrological Model for the Huaihe River Basin in China

Yasuto TACHIKAWA, Takahiro KAWAKAMI\*, Yutaka ICHIKAWA\*, Kaoru TAKARA  
and Michiharu SHIIBA\*

\*Graduate School of Engineering, Kyoto University

#### Synopsis

An automatic modeling system to build a macro scale rainfall runoff model is presented and it is applied to the Huaihe River basin in China. The model parameters are determined by using the data sets obtained in the Shigan River basin which is a tributary basin of the Huaihe River basin. To confirm that the constructed model works correctly, some runoff simulations are carried out.

**Keywords:** large river basin; the Huaihe river; macro-scale hydrological model; structural modeling method