

<報 文>

## 数値シミュレーションによる高解像度 河川流量計算法の検討\*

松本源生\*\*・古閑豊和\*\*・土田大輔\*\*・石橋融子\*\*

キーワード ①気象モデル ②流出モデル ③河道水追跡 ④流量

### 要 旨

時間解像度が高くしかも任意な河川地点の流量を得る手法を確立するため、気象モデル、流出モデル、河川水追跡法を活用して数値シミュレーションを行った。気象モデル WRF で得られた 10 分間隔の高解像度な降水量と蒸発散量を、流出モデル TOPMODEL に入力した。流域を複数の小流域に分割して、各小流域に TOPMODEL を適用し Muskingum-Cunge 法で河道水追跡を行うことにより、流域スケールが数百 km<sup>2</sup> であっても流量の評価指標である Nash 指標は良好な数値を示した。

### 1. はじめに

自然現象を数値シミュレーションで高精度に再現、予測することは、従来高性能なワークステーションでしか実現できなかったが、コンピュータ技術の発展に伴い今や PC でも可能となっている。また、インターネットの普及は、計算に使うデータの取得が容易になり、高性能なシミュレーションプログラムについてもインターネットで取得できる環境が整備されるに至っている。しかし、適切なデータを取得し、適用範囲を遵守しなければ精度の高い結果は得られない。

筆者らは、梅雨期水田に散布される農薬が河川へ流出する現象の実態解明を行っており、時間解像度が高くしかも任意地点の河川流量と蒸発散量が必要となった。ところが、流量及び蒸発散量の測定は、人的・技術的・コスト的に困難を伴う。河川流量を求める計算方法として、古くから使われてきたティーセン法がある。しかし、ティーセン法は単純な幾何概念に基づくもので理論的な根拠に乏しく、降水量分布の不均一性を考慮できない<sup>1)</sup>ため、梅雨期の局所的な大雨の解析には不向きである。蒸発散量の計算方法については Penman-Monteith 式があるが、日単位の気象に関する平均値から蒸発散量を算出する近似式<sup>2)</sup>であり時間解像度が低い。

そこで、流量及び蒸発散量を求めるために数値シミュレーションの活用を検討した。気象モデルで降水量を計算した結果を、河川の流出モデルに適用して流量計算を行った既存研究がある<sup>3,4)</sup>。筆者らは、気象モデルとして米国国立大気研究センター (NCAR) 等が中心となって開

発を進めている WRF (Weather Research and Forecasting model)<sup>5)</sup>を、河川流出モデルとして 1979 年に K. Beven と M. J. Kirkby によって開発され様々な修正を加えながら発展し続けている TOPMODEL (TOPographical-based variable contributing area hydrological MODEL)<sup>6)</sup>を用いた。TOPMODEL は入力パラメータが少ないにも関わらず、物理的な根拠が明確なため、広く利用されている。

本報告では、まず WRF の概要と数値計算の設定条件について述べ、降水量と蒸発散量の再現精度について検討を行う。次に、TOPMODEL の物理的な根拠、パラメータ設定について述べる。TOPMODEL は面積の小さい流域を対象としたモデルのため、流域を小流域に分割し、河道水追跡法である Muskingum-Cunge 法を適用し、河川流量を精度良く再現できたことを述べる。

### 2. WRFによる降水量・蒸発散量の計算

#### 2.1 手法及び数値計算概要

梅雨期の局所的な大雨を再現するために用いた WRF は、空間離散に対して有限差分法を用いた完全圧縮・非静力学などの気象物理に基づいた多数の方程式系をプログラミングしたシステムであり、最新の気象モデルを次々に組み込んでおり、今でも開発が進展中である。本研究では、2014 年にリリースされた Version3.6.1 を用いた。

#### 2.1.1 計算領域と格子間隔

計算領域を図1に、各領域のグリッド情報を表1に示す。九州北部から山口県を覆う格子間隔5kmで70×50格子の

\* A Study on Hight-Resolution Numerical Calculation of River Discharge

\*\*Gensei MATSUMOTO, Toyokazu KOGO, Daisuke TSUCHIDA, Yuko ISHIBASHI (福岡県保健環境研究所) Fukuoka Institute of Health and Environmental Sciences

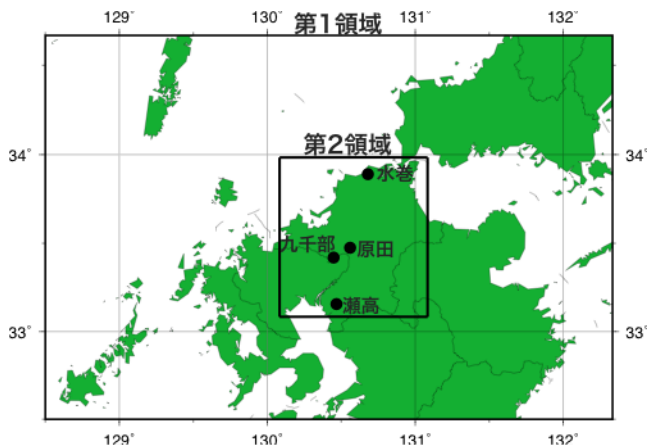


図1 WRFの計算領域 (●は水文水質観測所)

表1 各領域におけるグリッド情報

領域	格子数	格子サイズ	Time step
第1領域	70×50×20	5 km	30 秒
第2領域	96×96×29	1 km	6 秒

領域(第1領域)を時間ステップ30秒で計算し、更に2方向ネスティングで福岡県域を覆う格子間隔1kmで96×96格子の領域(第2領域)を時間ステップ6秒で計算した。2方向ネスティングとは、それぞれの領域の計算結果を双方向にやりとりしなから計算する手法である。鉛直層については、上空50hPa(高度約20km)までを、第1領域では20等分、第2領域では29等分した。

### 2.1.2 物理モデル

WRFは、雲の生成、放射、流体運動などの各種気象現象を解くスキームを多数持っている。スキームの種類ごとに複数の物理モデルが装備されており、一部を除いて任意に組み合わせることができる。

本研究では蒸発散量を計算するNoah-MP<sup>7)</sup>を使うため、表2に示す物理モデルを用いた。雲微物理スキームには、デフォルトの気温0℃以上で雲水・雨・水蒸気、0℃未満で雲氷、雪・水蒸気と状態変化を考えるWSM3を用いた。大気放射スキームもデフォルトで、長波と短波それぞれRRTM, Duhiaを用いた。Duhiaは大気中の雲・水蒸気による短波放射の影響を考慮するモデルである。境界層スキームはデフォルトのYSU(0次方程式の渦粘性近似モデル)

表2 再現実験に使用した物理モデル

雲微物理スキーム	WSM3 (デフォルト)	
大気放射スキーム	長波	RRTM scheme (デフォルト)
	短波	Duhia scheme (デフォルト)
境界層スキーム	MYNN Level-3 Model	
地表面スキーム	MYNN surface layer	
陸面スキーム	都市外	Noah-MP
	都市	Activate UCM

でなく、MYNN Level-3(2次方程式の渦粘性近似モデル)<sup>8)</sup>を用いた。地表面スキームにも、デフォルトでなくモニン・オブコフの相似則を用いるMYNN surface layerを用いた。陸面スキームに関して、都市外には土壌水分量を計算開始時のデータで固定するのがデフォルトであるが、土壌水分量を更新し蒸発散量を計算するNoah-MPを用い、都市には都市キャノピーの熱収支を再現するActivate UCMを用いた。

### 2.1.3 初期値・境界値

気象データの初期値・境界値には、米国環境予測センター(NCEP)の最終全球客観解析データ(通称FNL, 空間解像度1度, 時間解像度6時間)を利用することがデフォルトであるが、日本付近を対象とした計算を行う際には気象庁のメソ客観解析データ(通称MSM)を利用することができる。MSMは水平格子間隔が5kmと細かく、時間解像度もFNLの半分の3時間である。しかし、鉛直方向の解像度はFNLのほうが1.5倍程度細かい。また、MSMに含まれる物理量は風速、大気の温湿度だけであるが、FNLには地表面温度や地中の温湿度まで含まれている。蒸発散量を計算するNoah-MPのためにはFNLは不可欠である。そこで、MSMを使うことを原則とし、FNLにあってMSMにないデータはFNLで補った。土地利用の境界値は、デフォルトのまま米国地質調査所(USGS)のGTOPO30(解像度30秒, 約0.9km)を用いた。

また、WRFで数日を超える期間のシミュレーションを実行すると、海面気温(SST)を更新しなければ時間経過とともに再現精度が低下する。その対応として、NCEPにおいて衛星画像解析で1日周期で生成したRTG-SSTを気象の初期値・境界値として追加することが推奨されている。しかし、RTG-SST衛星画像は単純なロジックの解析データであり、利用には注意を要する。実際、瀬戸内海の国東半島沖 北緯33:30:30, 東経131:30:30地点の海域において水面温度が周囲より連日20度以上低くなっていた。この地点のSSTについては、国内の衛星画像データ<sup>9)</sup>で修正した。

### 2.1.4 計算期間

2014年6月10日から7月10日までの30日間とした。この期間中、7月3日と7日に大雨があった。計算には、Intel Core i5 3.1GHz, メモリ8.0GBのPCを用いて4コア並列演算を行い、30日間の再現実験に約123時間を要した。

## 2.2 降水量の計算結果と精度検証

WRF計算による降水量と気象庁アメダス観測所の降水量との比較を図2に示す。ともに10分値であり、アメダ

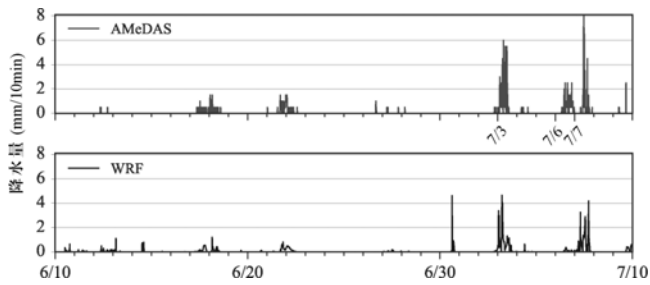


図2 アメダス太宰府地点における降水量比較 (上段; アメダス観測値, 下段; WRF計算値)

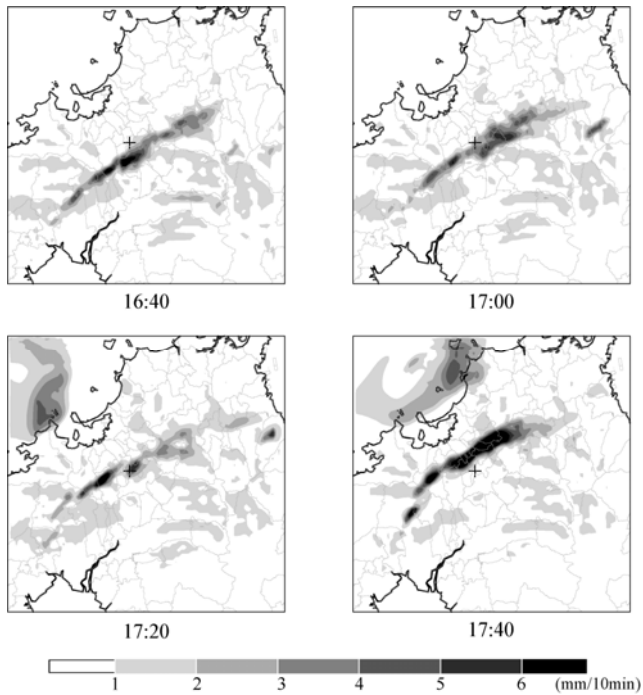


図3 WRF 計算による降水量分布(7月7日, 10分値)

ス太宰府地点を比較対象とした。

降雨の発生日時や降水強度に関して、概して良い一致を示していた。これは WRF 計算の初期値・境界値として用いた MSM が、アメダスデータも活用していることに起因している。しかしながら、アメダス観測にはない6月30日の降雨が WRF 計算にはあり、7月6日はアメダスで降雨が観測されているにもかかわらず WRF 計算では降雨が再現されていなかった。そのため、WRF 計算による降雨の再現性について詳細に検討した。

### 2.2.1 WRF 計算の降水量分布

計算結果の精度検証は、まず視覚的に捉えやすい分布図を用いて行った。図3に、降雨が多く観測された7月7日17時前後の WRF 計算による降水量(10分値)分布を20分ごとに示す。これは、WRF 計算で4.0mm、アメダス観測値で8.0mmの降雨があった時間帯である。降雨強度が強くなるほど黒く描き、中央の+印はアメダス太宰府観測所の位置である。

時間経過とともに降雨の領域が移動する様子が再現された。降雨領域は、16時40分にはアメダス太宰府地点よりも南に位置していたが、17時にはアメダス太宰府地点を覆い、17時40分には通過した。但し、通過した17時40分の降雨強度は比較的広い領域で6mmを超えていたが、WRF 計算によるとアメダス太宰府地点でこの強い降雨強度を再現できなかった。WRF 計算による局所的な大雨の再現は、場所的には数 km、時間的には数10分の差異を生じたことが判った。

### 2.2.2 時間変化による精度検証

次に、WRF 計算値と観測値との比較を行った。比較に用いた観測値はアメダスデータでなく、国土交通省が実施している水文水質観測の降水量データである。

図4には、図1に示した水文水質観測所4地点を対象として、7月6日から2日間の降水量の計算値と観測値の時間変化を示す。水文水質観測の降水量は1時間値のため、計算値も1時間値に換算した。水巻観測所において、計算では7月6日の降雨が再現されていない。また、降雨が観測されていない7月7日2時から4時にかけて計算では40mm/hourを超える降水量となり、再現性は良くない。しかし、原田、九千部、瀬高の観測所においては、水巻に比べると計算値は実測値に近い挙動を示した。

更に、統計的な指標を用いて計算値に含まれる誤差を評価した。気象関連の数値シミュレーションの精度検証で活用される Bias(平均誤差)と RMSE(二乗平均平方根誤差)を算出し、表3に示す。Bias はゼロに近いほど計算値が平均的に正にも負にも偏っていないことを示す指標であり、4地点では30日間の Bias が -0.03~0.06 の範囲に収まっており、期間平均では良好な精度を示した。一方、RMSE は 1.96~3.19 であり、計算値の誤差は1日平均で 1.96mm/hour 以上であり、計算精度向上の必要性

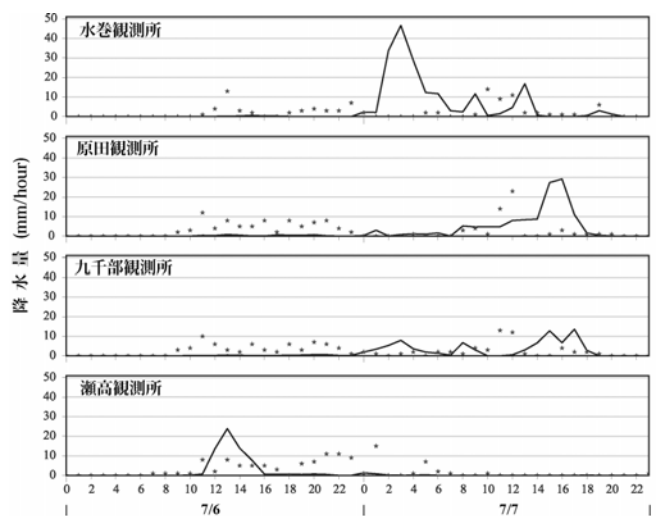


図4 水文水質観測地点における降水量の時系列変化 (実線: WRF計算値, ★: 水文水質観測所の観測値)

表 3 WRF 計算値の評価

観測所地点	Bias (mm/hour)	RMSE (mm/hour)
水巻	-0.03	3.19
原田	0.05	3.10
九千部	0.06	3.13
瀬高	-0.01	1.96

を示唆する結果となった。

本研究では、WRF の計算設定で鉛直層の格子間隔を第 1 領域で 20 等分、第 2 領域で 29 等分とした。これを 45 層から 60 層に分け、下層の鉛直解像度を上げ上空になるほど粗くする不等分割とし、複雑な気流場、積雲発生、気候にとって重要な下層雲をより正確に捉えることに成功した事例もある。しかし、3 次元的な配列の増加は PC のメモリ使用量及び計算時間に指数関数的な増加を招くうえ、プログラムコンパイル時のエラー、計算実行中の強制停止を引き起こすため、本研究で使用した PC で同様な格子数を組むことは困難であった。

### 2.3 蒸発散量の計算結果

WRF の物理オプションに Noah-MP を適用した結果、蒸発散量を得ることができた。計算結果を図 5 に示す。図 5(a)はアメダス太宰府地点における WRF で計算した蒸発散量(10 分値)であり、図 5(b)に農業環境技術研究所が公開しているモデル結合型作物気象データベース<sup>10)</sup>から取得した蒸発散量との対比を示した。モデル結合型作物気象データベースによる蒸発散量は、Penman-Monteith 式を基本とした 1 日単位の近似式であるため、参照としての比較に留める。

WRF で計算した 10 分値の蒸発散量は、0~0.20mm の範囲で日変動を繰り返した。日ごとに積算した計算値はモデル結合型作物気象データベースの 1 日値と比較(図 5(b))して、過大評価傾向であるが大きな差異はなく、WRF 計算による蒸発散量は妥当な範囲にあると判断できた。

以上、WRF の計算結果は精度向上の課題はあるもののおおむね好とし、続く河川流量の計算に WRF で得た降水量及び蒸発量を用いて検討を進めた。

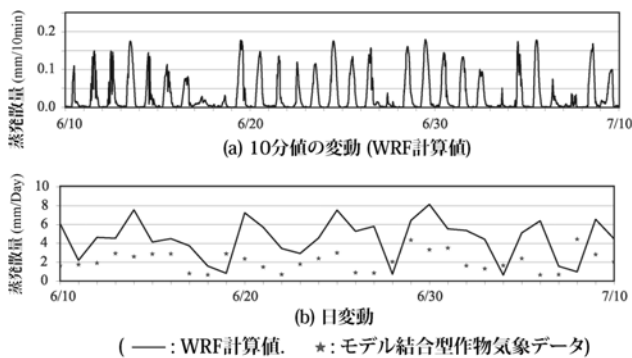


図 5 アメダス太宰府地点における蒸発散量

## 3. TOPMODELによる流量計算

### 3.1 TOPMODELの概要

河川の流量計算に用いる流出モデルとして TOPMODEL<sup>6)</sup>を採用した。TOPMODEL は準分布型流出モデルと言われる。入力パラメータは少ないが現地における経験で観測値と適合させる集中型モデルと、パラメータが多くその設定に手間を要するが高精度な分布型モデルの両面を兼ね備えているためである。TOPMODEL はパラメータは少ないものの、物理的な意味が明確なモデルであるため精度が高く、様々な修正を加えながら広く使用されている。

TOPMODEL では、地形指標

$$\gamma = \ln \frac{\alpha}{\tan \beta} \quad (\text{式-1})$$

の空間分布を使って地下水面の局所的な変動を記述し、流域の地形と流出発生を物理的に明確に結び付ける。ここで、 $\alpha$  [m<sup>2</sup>]は等高線単位長さ当たりの上流流域面積、 $\tan \beta$  は斜面勾配である。地形指標  $\gamma$  は DEM(Digital Elevation Map)を使って求めることができる。

また、斜面の土層を根系層、不飽和層、飽和層に分け、地中の水の移動を記述する。降雨は根系層に入り、根系層の最大貯留水深  $S_{Rmax}$  [m]を超えると、不飽和層を経て飽和層に移動した後、河道へ地下流出すると考える。更に、流域からの流出は、地下流出と表面流出から構成されるとする。地下流出は

$$T_0 \exp(-\gamma - S/m) \quad (\text{式-2})$$

と表現される。ここで、 $S$  [m]は土壌が飽和するまでの貯留不足量の流域平均、 $T_0$  [m<sup>2</sup>/h]は土壌の飽和透水係数の流域平均、 $m$  [m]はモデルパラメータである。一方、表面流出は地下水面が地表に達している領域において、降雨は土壌に浸透することなく地表を流れて河道に入るとして流出量を計算する。

本研究では、機能として TOPMODEL を組み込んでいた GRASS GIS (Version 7.0.4)を用いた。この TOPMODEL は Beven のプログラムをベースとして、2009 年に Buytaert が修正したバージョン<sup>11)</sup>である。

### 3.2 計算の準備

#### 3.2.1 解析対象流域と流域解析

流量の再現実験のために対象とした流域を図 6 に示す。筑後川支流 宝満川において国土交通省が流量を観測している端間観測所から上流の流域を解析対象とした。河川長は 24.9km、流域の面積は 176.5km<sup>2</sup>である。

流域解析には、国土数値情報の解像度 10m の DEM<sup>12)</sup>に、GRASS GIS の流域解析プログラム r.watershed を適用した。得られた擬河道網を図 7 に示す。擬河道網は、図 6 に示した実際の河道網と似ていた。両者を重ねると、擬河道網は実際の河道網を全てカバーしているうえ山間部

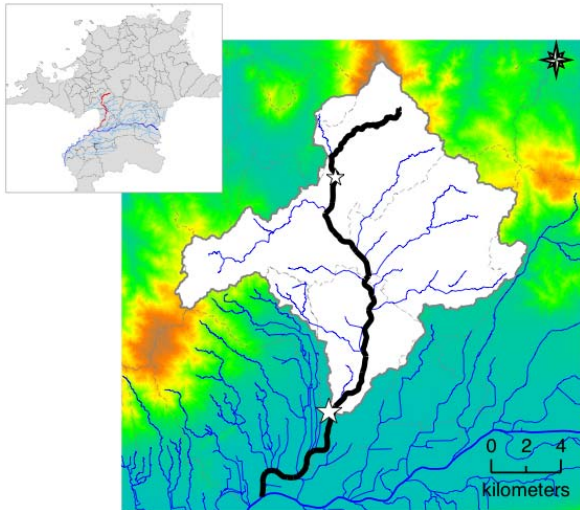


図6 解析対象流域と河道網  
(黒太線: 宝満川, ☆: 流量観測地点の端間, 大宮司橋)

の最上流まで河道が達していた。

### 3.2.2 パラメータ設定

TOPMODEL の計算には、入力パラメータ  $S_{Rmax}$ ,  $T_0$ ,  $m$  の設定が重要となる。根系層の最大貯留水深  $S_{Rmax}$  は Plant-Extractable Water Capacity of Soil<sup>13)</sup> (以下、PWC と略す) を用いた。PWC は土壌からの蒸発散量を負担し得る土壌中の水分容量のことで、TOPMODEL では蒸発散は根系層でのみ発生すると仮定しているため、 $S_{Rmax}$  を PWC の値に設定した。土壌の飽和透水量係数  $T_0$  は、Nawarathna ら<sup>14)</sup> を参考に、対象流域の土地利用割合<sup>15)</sup> から決定した (後で示す表 4)。モデルパラメータ  $m$  は、キャリブレーション<sup>16)</sup> によって決定した。

### 3.2.3 計算期間

計算期間は WRF 計算と同じ、2014 年 6 月 10 日から 7 月 10 日までの 30 日間とし、10 分間隔の計算を行った。PC 環境は、Intel Core i7 3.1GHz、メモリ 16.0GB である。TOPMODEL の計算は、GRASS のプログラム `r.topmodel` を実行すればよく、今回の流域に対しては 1 分程度で計算は完了する。しかし、GRASS GIS を用いた場合、流域



図7 流域解析プログラムから生成した擬河道網

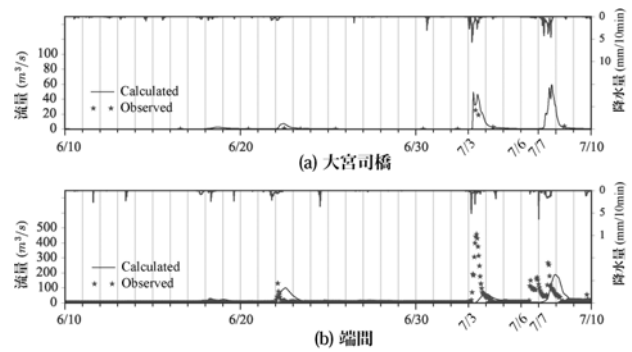


図8 ハイエトグラフ (実線: TOPMODEL による流量計算値, ☆: 流量観測値)

解析プログラムや流域の最長河川の探索などの作業に対して数時間を要した。

### 3.3 TOPMODEL による流量計算結果

TOPMODEL は、小流域スケールの流出モデルである。降水量は解析する流域で一様と想定するため、局地的な大雨の河川への流れ込み、河川流の経過時間は考慮されないなど、面積の大きな流域に適用することには無理がある。ここでは、流域面積が小さい時には TOPMODEL の精度は良好であるが、流域面積が大きくなると精度が低下することを示す。

筆者らは 2014 年 6 月中旬から 7 月初旬にかけて、宝満川上流の大宮司橋 (図 6) において 12 回にわたって、流量測定 (環境庁通達水質調査方法<sup>17)</sup>) を行っている。そこで、大宮司橋を集水地点とする集水域 (面積 18.7km<sup>2</sup>) と、国土交通省が流量観測を行っている端間を集水地点とする集水域 (解析対象流域) について、それぞれ TOPMODEL を適用して流量を計算した。モデルパラメータ  $m$  は、大宮司橋の集水域において流量計算を繰り返し行い (キャリブレーション)、0.005 に設定した。降水量及び蒸発散量は、それぞれの集水域に対し WRF 計算により得られた 1km 格子の積算値を与えた。

計算結果のハイエトグラフを図 8 に示す。10 分ごとの計算値は実線で、1 時間ごとの観測値は★で示し、更にそれぞれの集水域の平均降水量 (10 分値) を示した。端間における流量計算値は、7 月 3 日、7 日、8 日において観測値と大きな差異があった。

流量計算の精度評価の指標として、(式-3) に示す Nash 指標を算出した。Nash 指標が 1 であれば「的中」、0.7 ~ 1 未満で「優れている」、0 ~ 0.7 未満で「良い」、0 未満で「悪い」と評価される。

$$Nash \text{ 指標} = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{cal})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (\text{式-3})$$

$Q_{obs}$ : 観測値,  $Q_{cal}$ : 計算値

$\bar{Q}_{obs}$ : 観測値の期間平均

端間における Nash 指標は -0.15 (後で示す表 5)であり、計算精度は悪いと評価されるレベルだった。このように、流域面積が 176.5km<sup>2</sup>程度に大きくなると、局地的な大雨を組み込めない TOPMODEL の精度は低下することが示された。

### 3.4 流域分割と河道追跡モデルの適用

TOPMODEL を大きな流域に対応させる工夫として、竹内ら<sup>18)</sup>のブロック型 TOPMODEL (以下、BTOPMC と略す)がある。BTOPMC では流域を矩形ブロックに分割しているのに対し、本研究では流域を支流域に近い形状の小流域に分割した。以下では、まず分割の手順と小流域ごとに求めた流量を河道の流れにのせる手順を述べた後、適用結果について評価する。

#### 3.4.1 流域分割の手順

流域を小流域に分割する処理には、GRASS GIS の流域解析プログラム r.watershed を活用した。5ないし 10 の副集水域がほぼ均等な面積となるように、流域解析プログラムを繰り返した結果得られた流域分割を図 9 に示す。小流域の面積は、10.7km<sup>2</sup>から 32.9km<sup>2</sup>の範囲だった。

小流域は河道部分と斜面部分に区分する。降水量及び蒸発散量は、WRF 計算により得られた 1km 格子のデータを小流域ごとに積算して与えた。土壌の飽和透水量係数 T<sub>0</sub> (m<sup>2</sup>/h) は、各小流域の土地利用割合を考慮し表 4 に示

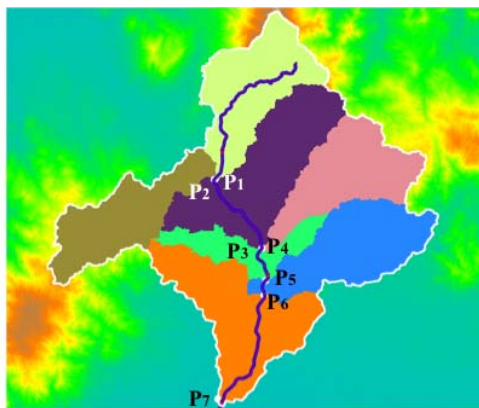


図 9 流域分割 (P<sub>1</sub>~P<sub>7</sub>は小流域の集水地点)

表 4 集水域・小流域の土地利用割合から同定した T<sub>0</sub>

集水域	水田(%)	畑地(%)	森林(%)	都市(%)	水域(%)	T <sub>0</sub> (m <sup>2</sup> /h)
大宮司橋	8.9	13.1	71.6	5.3	0.1	15.9
端間	26.3	14.8	42.2	14.2	1.1	14.0
小流域	水田(%)	畑地(%)	森林(%)	都市(%)	水域(%)	T <sub>0</sub> (m <sup>2</sup> /h)
1	12.3	13.7	66.5	6.3	0.2	15.5
2	8.0	11.4	65.1	11.8	1.6	15.6
3	22.1	14.9	43.7	15.7	1.1	14.1
4	22.8	11.5	60.6	2.8	0.8	15.0
5	32.0	15.8	17.3	33.1	1.4	12.6
6	49.5	15.1	27.3	7.2	0.7	12.6
7	37.2	20.0	9.8	29.4	2.0	12.1

すように設定した。

各小流域ごとに TOPMODEL を適用して図 9 に示した集水地点 P<sub>j</sub>(j=1~7)における流量を求め、これを斜面部分が寄与する流量 Q<sub>S<sub>j</sub></sub>とした。

#### 3.4.2 河道水追跡の手順

集水地点 P<sub>j</sub>における流量 Q<sub>j</sub>は、斜面部分の流量 Q<sub>S<sub>j</sub></sub>に河道部分の流量 Q<sub>r<sub>j</sub></sub>を加算することにより求める<sup>19)</sup>。時刻 t の Q<sub>r<sub>j</sub></sub>(t)は Muskingum-Cunge 法<sup>20)</sup>に従い、(式-4)により逐次的に求めた。ここで、流水の伝搬速度 c 及び X は舩谷ら<sup>19)</sup>に従い設定した。

$$Q_{r_{j+1}}(t+1) = c_1 Q_{r_j}(t+1) + c_2 Q_{r_j}(t) + c_3 Q_{r_{j+1}}(t) \quad (式-4)$$

$$c_1 = \frac{c\Delta t/\Delta x - 2X}{2(1-X) + c\Delta t\Delta x}$$

$$c_2 = \frac{c\Delta t/\Delta x + 2X}{2(1-X) + c\Delta t\Delta x}$$

$$c_3 = \frac{2(1-X) - c\Delta t\Delta x}{2(1-X) + c\Delta t\Delta x}$$

#### 3.4.3 適用結果

流域を 7 つの小流域に分割し、Muskingum-Cunge 法を適用した流量の計算結果を図 10 に示す。図は降雨に伴う流量が 100m<sup>3</sup>/s 以上観測された 6 月 22 日の前日から描き、集水地点 P<sub>1</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>5</sub>, P<sub>7</sub>に限定した。6 月 22 日、7 月 3 日、7 日は上流から下流になるに従って、流量が大きくなる様子が再現されていた。ただ、7 月 6 日の流量が再現されていないうえ、7 日が過大評価となった。7 月 6 日については、既に図 2 において検討したように WRF で降雨が再現できなかった日に相当するため、WRF の再現精度が更に向上することにより 7 月 6 日の流量が良好に再現される可能性がある。

端間における流量の精度指標である Nash 指標は、0.21 と良好な値を示した。表 5 に Nash 指標の一覧を示しており、流域を分割することによる精度向上を明確に示す結果となった。

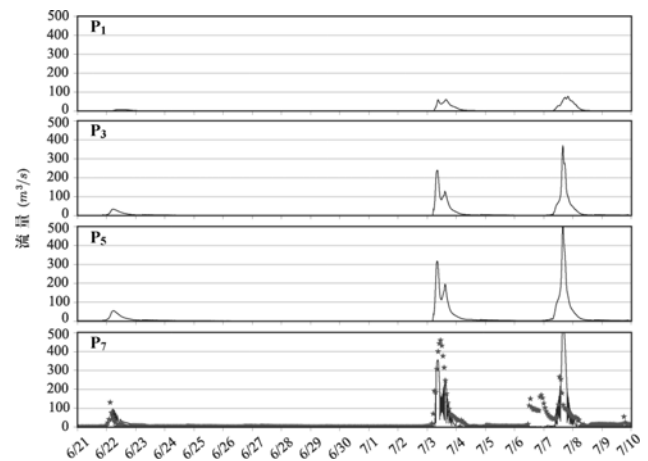


図 10 小流域の集水地点における流量 (実線:計算値, ★:観測値)

表5 Nash指標の比較

	分割数	面積 (km <sup>2</sup> )	Nash 指標
大宮司橋集水域	1	18.7	0.42
端間集水域 (対象流域)	1	176.5	-0.15
〃	7	10.7~32.9	0.21

今回は小流域の各集水地点における流量を求めているが、本手法を用いれば流域内の任意な河川地点の流量についても計算できる。計算間隔も10分に固定ではなく、柔軟に変更可能である。このように、梅雨期の局所的な大雨を小流域で捉えることにより、時間的に高解像度でしかも任意地点の流量の再現が可能となった。

#### 4. あとがき

気象モデル WRF, 流出モデル TOPMODEL, 河川水追跡 Muskingum-Cunge 法を活用して、時間解像度が高い河川流量の計算法を開発した。今回、WRF 及び TOPMODEL はインターネットで無償で提供されているツールを用いており、プログラミングを行ったのは Muskingum-Cunge 法のみである。

2014年の梅雨期30日間の計算の再現精度を検証した結果、WRF計算による降水量は観測値とのBiasは小さく良好であったものの、RMSEは1.96~3.19mm/hourの範囲であり更なる精度向上が要する結果となったが、10分間隔で福岡県内を1kmメッシュという高精細な気象の再現がPCでも可能であることを示した。小流域スケールの流出モデルであるTOPMODELは、面積176.5km<sup>2</sup>の流域に対しては精度が低下したものの、流域を7つの小流域に分割しそれぞれにTOPMODELを適用し、Muskingum-Cunge法で河道水追跡を行うことにより、精度が向上した。

今後は、流量計算の検証例を増やすとともに計算精度の向上を図り、筆者らの研究目標である河川水中における農薬の動態予測に活用する予定である。

#### 5. 引用文献

- 1) 杉田倫明：水文学，共立出版，東京，pp71-100，2009
- 2) 三浦健志：ペンマン式による蒸発散位計算方法の詳細。農業土木学会，164，157-163，1993
- 3) Calvetti L., Filho A.J.P. : Ensemble Hydrometeorological Forecasts Using WRF Hourly QPF and TopModel for a Middle Watershed. *Advances in Meteorology*, 1-12, 2014
- 4) Peters-Lidard C.D., McHenry J.N., Trayanov A. : Design and evaluation of the coupled MM5/TOPLATS modeling system for a Texas air quality exceedance episode. *17TH Conference on Hydrology*, J10.1, 2003

- 5) 日下博幸：領域気象モデルWRFについて。ながれ，28，3-12，2009
- 6) Beven K. : TOPMODEL: A CRITIQUE. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, 11, 1069-1085, 1997
- 7) Niu G., and Yang Z., Mitchell K. : The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah - MP). *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 116, 1-19, 2011
- 8) 中西幹郎，新野宏：ラージ・エディ・シミュレーションに基づく改良Melor-Yamada Level 3 乱流クロージャーモデル(MYNNモデル)の開発と大気境界層の研究。天気，57，12，3-14，2010
- 9) 第六管区海上保安本部海洋情報部：3日間平均衛星画像(水温)，[http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN6/2\\_kaisyoo/MCSST/eisei.htm](http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN6/2_kaisyoo/MCSST/eisei.htm) (2016.9.21アクセス)
- 10) 農業環境技術研究所：モデル結合型作物気象データベース，<http://metecrop.dc.affrc.go.jp> (2015.12.21アクセス)
- 11) Buytaert W. : TOPMODEL, <https://source.ggy.bris.ac.uk/wiki/Topmodel> (2016.9.21アクセス)
- 12) 国土地理院：国土数値情報ダウンロードサービス，<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/> (2016.8.8アクセス)
- 13) ORNL DAAC : Global Distribution of Plant-Extractable Water Capacity of Soil, [https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dsvviewer.pl?ds\\_id=545](https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dsvviewer.pl?ds_id=545) (2016.9.16アクセス)
- 14) Nawarathna B., Kazama S., Sawamoto M. : IMPROVEMENT OF CALIBRATION PROCEDURE OF THE BLOCK WISE TOPMODEL. *13th congress the APD/IAHR*, 1, 540-545, 2002
- 15) JAXA : 高解像度土地利用土地被覆図，[http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/lulc/lulc\\_jindex.htm](http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/lulc/lulc_jindex.htm) (2016.9.21アクセス)
- 16) 山敷庸亮，鈴木琢也，Silva R，辰己賢一，寶馨：世界流域データベースの利用による大陸河川における流出解析に関する研究。京都大学防災研究所年報，52，B，29-37，2009
- 17) 環境庁水質保全局：水質調査方法，環水管第30号，1971
- 18) Ao T., 石平博，竹内邦良：ブロック型TOPMODEL及びM-C追跡法による分布型流出解析モデルの検討。水工学論文集，43，7-12，1992
- 19) 舛谷敬一，馬籠 純：流量保存条件を満たす改良Muskingum-Cunge法の分布型流出解析モデルへの適用。水文・水資源学会誌，22，4，294-300，2009
- 20) 椎葉充晴，立川康人，市川温：例題で学ぶ水文学，森北出版，東京，pp120-124，2010