

2011 年熊野川大洪水の再現計算からみた実時間 河川水位予測の精度向上への課題

RESEARCH PERSPECTIVE TO IMPROVE REAL-TIME RIVER STAGE
FORECASTING BASED ON A 2011 KUMANO RIVER FLOOD PREDICTION

立川康人¹・目野貴嗣²・キム スンミン³・椎葉充晴⁴
Y. TACHIKAWA, T. MENO, S. KIM, and M. SHIIBA

¹ 正会員 博(工) 京都大学 准教授 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

² 学生会員 京都大学 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

³ 正会員 博(工) 京都大学 准教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

⁴ 正会員 工博 京都大学 名誉教授

To improve real-time river stage prediction techniques especially for severe floods beyond our experience, it is imperative to extend a river discharge prediction method as well as a technique to develop a rating curve applicable for floods exceeding existing observed data. Through a hydrologic prediction of the 2011 Kumano River flood, causes of flood prediction uncertainties are analyzed and research issues to improve real-time river stage forecasting are discussed.

Key Words: Flood discharge prediction, river stage prediction, Kumano river, typhoon No.12 in 2011

1. はじめに

河川水位を実時間で予測することを考える場合、1) 上流地点と下流地点の間の水位を関係付けて予測に用いる方法、2) 流出モデルによって数時間先の予測流量を得て水位流量曲線を用いて予測水位を得る方法、3) 予測流量を河川区間上端の境界条件とし下端に水位流量曲線等を与えて洪水追跡モデルにより河川水位を予測する方法等が考えられる。これまでに経験したことがないような大洪水を対象とする場合は、2) あるいは 3) による手法を発展させることが重要である。このとき、洪水予測の不確かさの要因を明らかにして、不十分な部分を重点的に改善する必要がある。

平成 23 年 8 月 25 日から 9 月 5 日にかけて発生した台風 12 号は、紀伊半島の熊野川に記録的豪雨をもたらす、未曾有の大洪水を発生させた。このときの熊野川の基準点である相賀地点の最大流量は、新宮川水系河川整備基本方針¹⁾に記されている基本高水 19,000m³/s を大きく上回ったと推定される。既往の観測水位を大きく上回る大洪水であったため、水位流量曲線を用いて推定する流量には不確かさがあることに注意する必要がある。そこで、本論では、降雨流出モデルを用いて、降雨流出の観点から熊野川の洪水流量を推定するとともに、2011 年熊野川大洪水での再現計算を通して予測値に及ぼす不確かさの要因を分析し、実時間水位予測の精度向上への課題を考察する。

まず、基準点である相賀地点上流域を対象とし、分布型流出モデルを構成して 1990 年以降の主要な 7 つの大洪水の再現計算を実施する。次に、構成した流出モ

デルを用いて 2011 年台風 12 号による洪水の推定計算を行う。これらの分析を通して、入力雨量データの不確かさ、モデルパラメータの不確かさ、水位流量曲線の不確かさが大洪水時の予測流量に与える影響を分析し、実時間水位予測の精度向上への課題を考察する。

2. 2011 年熊野川大洪水の再現計算と予測に及ぼす不確かさの要因分析の手順

具体的な分析手順は以下の通りである。

- 1) 国土数値情報を用いて 250m 空間分解能の熊野川流域の流域地形データを作成し^{2, 3)}、分布型流出モデルを構築する^{2, 4)}。分布型流出モデルは、飽和不飽和流を考慮したキネマティックウェーブモデル^{2, 5)}を用いた斜面流出要素モデルと河道流追跡要素モデルで構成され、水文モデル構築システム OHyMoS^{2, 6)}上で動作する。
- 2) 対象流域 (594km²) を、熊野川の二津野ダム下流および北山川の小森ダム下流域とし、相賀地点を下流端とする (図-1 の黒実線が対象河川区間)。
- 3) 再現計算では、両ダムからの実績放流量データを河道上端の境界条件として与える。また、降雨データは、流域内の 20 箇所の地点雨量データをもとに作成した 5km 空間分解能の 2 次元グリッドデータ (以下、地点雨量データ) と気象庁の解析雨量をもとに作成した 1km 空間分解能の 2 次元グリッドデータ (以下、解析雨量データ) の 2 種類を用いる。

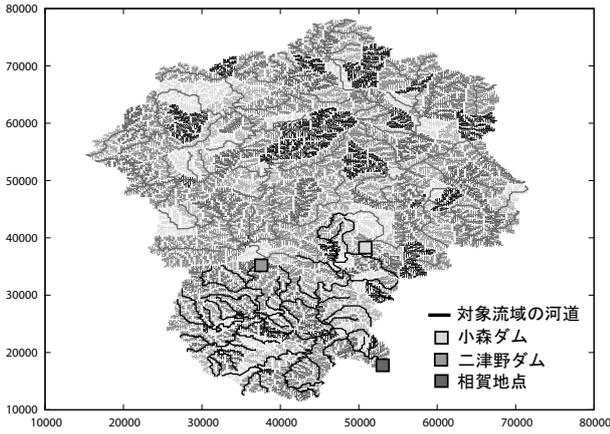


図-1 熊野川流域(相賀地点より上流)の地形データ。黒線は対象流域の河道。横軸(m)および縦軸(m)はUTM座標で表現した位置を表し、東経135度22分30秒、北緯33度35分を相対的な原点としている。

- 4) 1990年以降の7つの既往洪水データを用いて、各洪水に適合する流出モデルのパラメータを同定し、洪水流量を再現計算する。次に同定したモデルパラメータを用いて、同定した洪水とは異なる洪水の再現性を確認し、大洪水時のモデルパラメータの不確実性を分析する。
- 5) 平成23年台風12号による洪水の再現計算を行い、相賀地点での洪水流量を推定する。

後でモデルパラメータの不確かさを議論するために、流出モデルで用いる流れの基礎式を説明する。山腹斜面は矩形斜面を多数接続した形で表現する。一つ一つの矩形斜面での雨水の流れは連続式

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \quad (1)$$

と飽和不飽和流れを考慮した流量流積関係式

$$q = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^\beta, & 0 \leq h < d_c \\ v_c d_c + a(h - d_c), & d_c \leq h < d \\ v_c d_c + a(h - d_c) + \alpha(h - d_a)^m, & d \leq h \end{cases} \quad (2)$$

で表現する。ここで、 t は時間座標、 x は空間座標、 h は流積、 q は単位幅流量、 r は降水強度、 $v_c = k_c i$ はマトリクス部の平均流速、 $v_a = k_a i$ は土層大空隙の流速であり k_c はマトリクス部の飽和透水係数、 k_a は大空隙での飽和透水係数、 i は斜面勾配、 $\alpha = \sqrt{i/n}$ であり n は等価粗度、 $m = 5/3$ 、 d は土層の最大含水量に対応する水深高さ、 d_c はマトリクス中の最大含水量に対応する水深高さとする。 β はマトリクス部において含水率の減少に伴う透水係数の減少の度合を表すパラメータであり、マトリクス部と大空隙部の流量流積関係の連続性から $\beta = k_a/k_c$ とする。斜面長、斜面幅、斜面勾配 i は地形データから計算する。したがって同定するモデルパラメータは n, d, d_c, k_a, β となる。これらのパラメータの値は流域内で同じ値を取るとした。

表-1 パラメータ同定の対象洪水

対象洪水	洪水期間	実績ピーク流量
平成2年9月洪水	9/14-9/20	16,234 m ³ /s
平成6年9月洪水	9/27-9/29	14,913 m ³ /s
平成9年7月洪水	7/24-7/29	18,712 m ³ /s
平成13年8月洪水	8/18-8/22	14,507 m ³ /s
平成15年8月洪水	8/7-8/9	12,231 m ³ /s
平成16年8月洪水	8/1-8/5	14,958 m ³ /s
平成16年9月洪水	9/23-9/29	9,107 m ³ /s

3. 既往洪水の再現計算と予測の不確かさの要因

(1) モデルパラメータの同定と再現計算

モデルパラメータの同定には、SCE-UA法⁷⁾を利用した。表-1に分析の対象とした既往洪水を示す。パラメータ同定時の目的関数は、NASH指標

$$N_s = 1 - \frac{\sum_{j=1}^N (Q_o(j) - Q_c(j))^2}{\sum_{j=1}^N \left(Q_o(j) - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N Q_o(j) \right)^2}$$

を最大化することとした。 $Q_o(j)$ は水位流量曲線による毎時の実績流量、 $Q_c(j)$ は対応する時刻の計算流量、 N はデータ数である。表-2と表-3にそれぞれ地点雨量データ、解析雨量データを用いた場合に同定されたモデルパラメータの値を示す。土層厚に関するパラメータ d と d_c は透水係数と関連して洪水流量のボリュームを支配するパラメータであり、洪水ごとに多少の変化が見られる。洪水流量の時間変化に関連する透水係数 k_a は設定した探索範囲の上限値、等価粗度 n も上限に近い値となった。

次に、各洪水で求めたパラメータ値を他の洪水に適用して再現計算を行った。表-4と表-5はNASH指標による再現性を示したものである。たとえば表-4のH2年9月の行は、それぞれの洪水(H2からH1609)で同定したパラメータ値をH2年9月洪水の再現計算に適用した場合のNASH指標を、各列に示している。この値の最大値は1であり、一般に0.8以上でモデルの再現性が高いとされる。どのパラメータを用いた場合もNASH指標では再現性が高いと判断される。

ただし、対象洪水すべてで高水部の計算流量が実績流量を下回った。表中の実績ピーク流量は、水位流量曲線によって推定された相賀地点での河川流量である。相賀地点では、近傍で国土交通省と電源開発(株)がそれぞれ水位観測を実施し、それぞれの水位流量曲線によって実績流量が推定されている。表に示した値は電源開発(株)による値であり、水文水質データベースに流量データが記録されている洪水については、それらともほぼ同じ値となった。一例として、図-2に平成9年7月洪水と平成15年8月洪水の水位流量曲線による実績流量と地上雨量および解析雨量を用いた場合の計算流量を示す。この違いは次節で詳しく検討する。

表-2 地点雨量データを用いた場合に同定されたモデルパラメータの値

対象洪水	n ($m^{-1/3}s$)	d (m)	d_c (m)	k_a (m/s)	β	実績ピーク流量	計算ピーク流量
平成2年9月	0.99	0.827	0.280	0.03	19.03	16,234 m^3/s	13,151 m^3/s
平成6年9月	0.99	0.628	0.051	0.03	12.84	14,913 m^3/s	12,953 m^3/s
平成9年7月	0.99	0.676	0.014	0.03	21.66	18,712 m^3/s	14,608 m^3/s
平成13年8月	0.99	0.337	0.014	0.03	23.72	14,507 m^3/s	10,160 m^3/s
平成15年8月	0.99	0.287	0.085	0.03	14.30	12,231 m^3/s	8,143 m^3/s
平成16年8月	0.99	0.399	0.011	0.03	23.98	14,958 m^3/s	12,126 m^3/s
平成16年9月	0.99	0.504	0.050	0.03	19.88	9,107 m^3/s	8,150 m^3/s

表-3 解析雨量データを用いた場合に同定されたモデルパラメータの値

対象洪水	n ($m^{-1/3}s$)	d (m)	d_c (m)	k_a (m/s)	β	実績ピーク流量	計算ピーク流量
平成2年9月	0.99	0.415	0.296	0.03	22.61	16,234 m^3/s	13,456 m^3/s
平成6年9月	0.99	0.280	0.075	0.03	17.72	14,913 m^3/s	12,814 m^3/s
平成9年7月	0.99	0.238	0.010	0.03	21.49	18,712 m^3/s	13,939 m^3/s
平成13年8月	0.99	0.064	0.016	0.03	19.07	14,507 m^3/s	9,234 m^3/s
平成15年8月	0.99	0.167	0.089	0.03	20.88	12,231 m^3/s	8,393 m^3/s
平成16年8月	0.99	0.201	0.010	0.03	23.19	14,958 m^3/s	11,428 m^3/s
平成16年9月	0.99	0.381	0.010	0.03	23.40	9,107 m^3/s	8,316 m^3/s

表-4 NASH 指標による洪水の再現性 (地点雨量を用いた場合)

対象洪水	H2	H6	H9	H13	H15	H1608	H1609
H2年9月	0.88	0.88	0.88	0.88	0.87	0.88	0.88
H6年9月	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92	0.92
H9年7月	0.91	0.91	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91
H13年8月	0.90	0.91	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92
H15年8月	0.84	0.85	0.85	0.86	0.86	0.85	0.85
H16年8月	0.90	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
H16年9月	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96

表-5 NASH 指標による洪水の再現性 (解析雨量を用いた場合)

対象洪水	H2	H6	H9	H13	H15	H1608	H1609
H2年9月	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92	0.92	0.91
H6年9月	0.91	0.91	0.91	0.88	0.90	0.91	0.91
H9年7月	0.88	0.89	0.89	0.87	0.88	0.89	0.89
H13年8月	0.86	0.86	0.86	0.88	0.88	0.87	0.84
H15年8月	0.86	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.86
H16年8月	0.86	0.87	0.87	0.86	0.87	0.87	0.87
H16年9月	0.94	0.95	0.95	0.91	0.93	0.95	0.95

(2) 予測の不確かさの要因に関する考察

図-2 に示す洪水以外でも、ハイドログラフの概形やピーク生起時刻は計算値と実績値とで適合し、表-4、表-5 に示すように高い NASH 指標値が得られた。しかし、すべての計算で高水部の計算流量は実績流量を下回った。特に河川流量が 6,000 m^3/s を超えるあたりから、両者の差が大きく異なる。この原因を理解するために以下の項目について分析した。

- モデルパラメータ同定時の目的関数の違い
- 大洪水時の土層厚パラメータの感度
- 降雨データによる流出計算結果の違い
- 洪水期間の水収支

いずれの分析でも、対象流域の河道上端で与えたダム放流量データの実績値の誤差は、ここで対象とする相

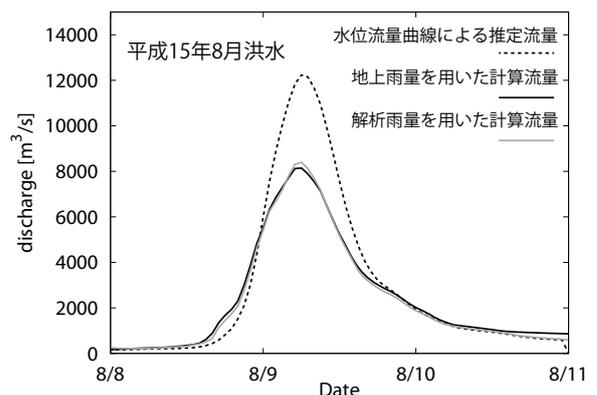
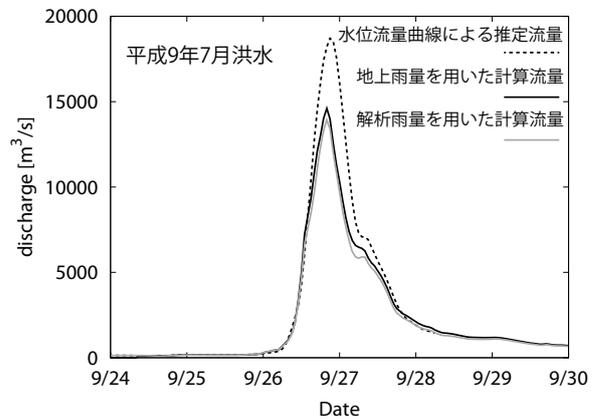


図-2 相賀地点の河川流量の再現結果の一例

賀地点の推定流量の誤差よりも十分小さいものと考えた。以下では 1990 年以降の最大洪水であった平成 9 年 7 月洪水を中心に結果を示す。

a) モデルパラメータ同定時の目的関数の違い

NASH 指標を最大化すると、ハイドログラフ全体の形状が適合するようなモデルパラメータが得られる。ピーク流量の差異を最小にするためには、実績流量と計算流量の二乗平均平方根誤差 (RMSE) を最小にする方法

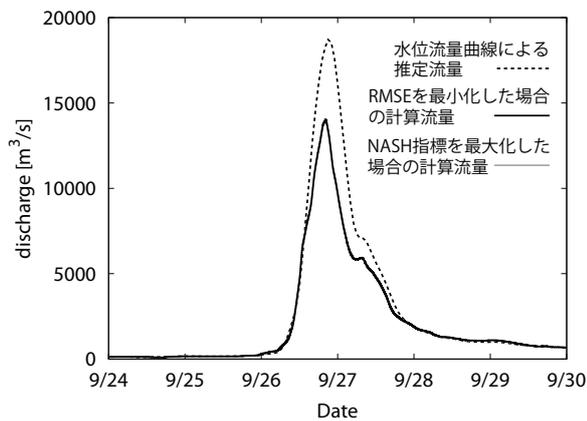


図-3 目的関数を RMSE(二乗平均平方根誤差) とした場合と Nash 指標とした場合の相賀地点での平成 9 年 7 月洪水の実績流量と計算流量の比較

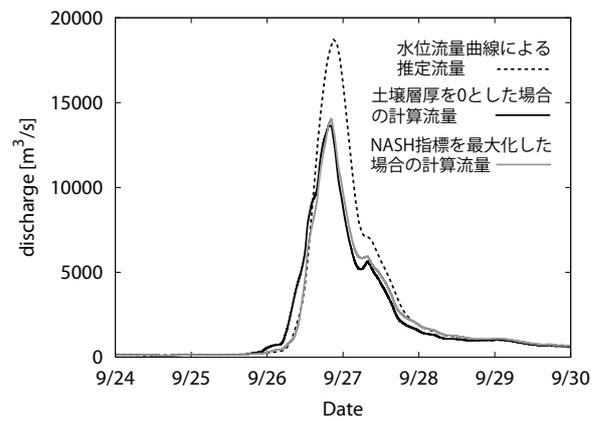


図-4 Nash 指標を最大化して得たパラメータを用いた計算値とその土層厚の値を 0 とした場合の相賀地点での平成 9 年 7 月洪水の計算流量と実績流量の比較

も考えられる。図-3 はそのように決めたパラメータによる計算結果である。ピーク流量にごくわずかな増加がみられたが、計算流量はほぼ同じとなった。目的関数によらず得られた計算流量に違いはなかった。

b) 大洪水時の土層厚パラメータの感度

計算流量が実績流量を下回るため、土層厚 d を 0 とし入力降雨がすべて流出する条件で流量を計算した。その計算結果を図-4 に示す。それらの違いは小さく、ピーク流量にもほとんど変化は現れず、土層厚の感度は低い。土層を設定したモデルでは大量の早い流出に合わせるために透水係数は大きな値となり、結果的に土層厚を 0 として表面流出のみが発生するとしたモデルと同様の振る舞いをしたためと考えられる。どちらのモデルもほぼすべての降雨が流出に寄与しており、実績流量が計算流量を上回るということは、降雨が過小であるか、実績流量が過大である可能性が考えられる。

c) 降雨データによる流出計算結果の違い

入力降雨データが現実の値よりも小さければ計算流量は実績流量よりも小さくなる。ここで用いた地上雨量と解析雨量を用いた計算流量は図-2 に示すようにほぼ同じであり、両方の降雨データがともに過小であることは考えにくい。平成 9 年 7 月洪水の実績流量と計算流量のピーク流量の差異は約 $4000\text{m}^3/\text{s}$ であり、降雨強度に換算すると $24\text{mm}/\text{h}$ となる。降雨データでこれだけの誤差を生じるとは考えられないため、計算に用いた入力降雨が過小であると判断することは難しい。

d) 洪水期間の水収支

洪水発生を含む期間をとって、その間の対象流域の総降雨量に対する総河川流量の割合を計算した。表-6 と表-7 にその結果を示す。総降雨量は表-1 の洪水期間中の流域で発生した降雨の総体積であり、総流出量は洪水期間中の相賀地点の実績流量から小森ダムと二津野ダムの実績放流量を引いた総体積である。

平成 2 年 9 月洪水、平成 6 年 9 月洪水、平成 16 年 9 月洪水は、途中から実績流量が欠測であったため、分

表-6 地点雨量データによる総降雨量と総流出量の比率

洪水	総降雨量 (m^3)	総流出量 (m^3)	比率
H9 年 7 月	346,338,767	542,211,492	1.56
H13 年 8 月	377,963,065	466,593,549	1.23
H15 年 8 月	178,121,588	271,413,362	1.52
H16 年 8 月	286,715,119	365,518,873	1.27

表-7 解析雨量データによる総降雨量と総流出量の比率

洪水	総降雨量 (m^3)	総流出量 (m^3)	比率
H9 年 7 月	269,850,292	539,487,675	1.99
H13 年 8 月	270,881,079	452,161,794	1.66
H15 年 8 月	151,957,415	262,440,197	1.72
H16 年 8 月	181,280,658	339,242,713	1.87

析対象から除外した。すべての洪水で比率は 1 を超え、ピーク流量が最大であった平成 9 年 7 月洪水の比率がもっとも大きかった。対象流域は融雪流出を考える必要がないため、比率が 1 を超えることはないはずである。水位流量曲線を用いた実績流量が実際よりも大きい可能性がある。

e) 見直された洪水流量との比較

以上の分析を実施した後で、国土交通省は、水位流量曲線の見直しにより、平成 20 年 2 月の時点で既往の洪水流量を修正していること⁸⁾を知った。修正された洪水ピーク流量の値を表-8 に示す。見直し後の値は今回の計算流量に近い値となった。なお、表-8 の見直し前の実績ピーク流量は国土交通省の推定値、表-1 の値は電源開発(株)による値で、両者の値は近い。

(3) 平成 23 年台風 12 号による洪水流量の推定

上記の結果、構築した流出モデルで既往洪水を再現できると考え、同定した各洪水の最適パラメータを用いて、平成 23 年台風 12 号による洪水を再現した。その結果を図-5 に示す。それぞれの図には、表-2、表-3 に示す既往 7 洪水で同定したパラメータ値を与えて計算した流量を重ねて示している。どのパラメータ値を用

表-8 見直された実績流量と計算流量の比較 (単位は m^3/s)

対象洪水	実績ピーク流量 (見直前)	実績ピーク流量 (見直後)	計算ピーク 流量
H2年9月	15,504	12,947	13,456
H6年9月	14,351	12,011	12,814
H9年7月	17,656	14,693	13,939
H13年8月	13,820	11,579	9,234
H15年8月	12,086	9,845	8,393
H16年8月	14,094	11,802	11,428

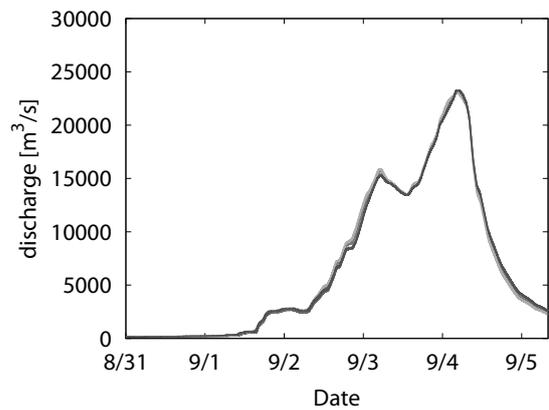
いた場合も計算流量に大きな違いはなかった。地点雨量データを用いて再現した場合のピーク流量は $23,115 \sim 23,247 \text{m}^3/\text{s}$ 、解析雨量データを用いた場合のピーク流量は $24,446 \sim 26,098 \text{m}^3/\text{s}$ となった。平成 23 年 9 月洪水の相賀地点の洪水ピーク流量は $23,000 \sim 26,000 \text{m}^3/\text{s}$ の範囲にあると推定される。

4. 実時間水位予測の精度向上のための技術課題

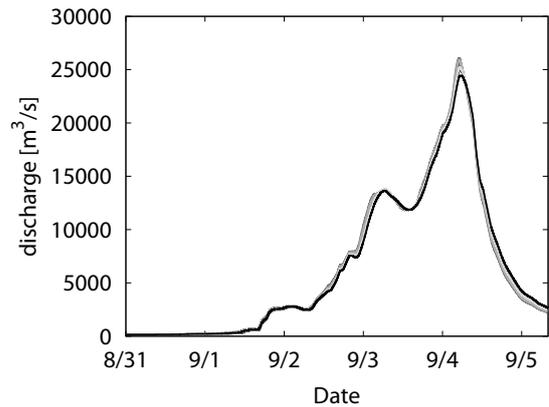
以上の大洪水を対象とした流出予測の結果をまとめると、以下のようである。

- 降雨データの違いによる計算流量の違いはわずかであった。XRAIN 等の新たなレーダ雨量情報による降雨観測精度の向上を考えると、降雨観測データが流量再現計算の違いの原因となる可能性は低い。もちろん、降雨予測手法は今後とも精度を高めていく必要がある。
- 大洪水時には、土層厚パラメータの感度は小さく、透水係数と粗度係数がハイドログラフの形状を支配する。表-2、表-3 に示すように、同定されたこれらのパラメータの値は洪水に関わらず同じ値であり、大洪水を再現するモデルパラメータ値には頑健性があると考えられる。大洪水時の降雨流出モデルによる計算流量の誤差は、ある程度の範囲内に収まると考えられる。
- 水位流量曲線は、洪水ごとに河道の形状が変化するため毎年見直され、適用範囲も明示されている。しかし、予測時には既往の水位流量曲線を使わざるを得ず、また、大洪水時の場合は外挿となるため、水位と流量との間の変換で大きな誤差が発生する可能性がある。

これらの結果をもとに、実時間水位予測に期待される河川技術について考察する。実時間水位予測を実現する手法としては、1. で述べたように、1) 上流地点と下流地点の間の水位を関係付けて予測に用いる方法、2) 降雨流出モデルを用いて将来の河川流量を予測し水位流量曲線によって予測流量を予測水位に変換する方法、3) 降雨流出モデルによる予測流量を対象河川区間上端に与え下端に水位流量曲線等を与えて不定流計算によ



(a) 地点雨量データを用いた場合



(b) 解析雨量データを用いた場合

図-5 平成 23 年台風 12 号による洪水の再現結果

て水位を予測する方法等が考えられる。特に、これまでに経験したことがないような大洪水を水位予測の対象とする場合は、2) あるいは 3) による手法を発展させることが重要である。

大洪水時の予測水位に含まれる誤差は、計算された流量の誤差に、流量から水位に変換するときの誤差が加わったものとなる。水位流量曲線を外挿して用いなくてはならないような大洪水の場合は、流量から水位に変換するときの誤差の方が大きい可能性があるため、適切な水位流量曲線を有することが水位予測の鍵となると考えられる。観測データとシミュレーション手法を組み合わせ、既存の水位を上回る洪水に対応する任意河道地点の水位流量曲線を作成する技術が必要である。田村らは⁹⁾ 水位データと降雨流出モデルを用いて水位流量曲線を作成する手法を提案しており、複数の河川流域でその適用性を検証している。水位および流速の実測データと流出モデルを組み合わせたり、さらに不定流モデルを組み合わせたりすることによって、水位流量曲線を更新する技術が重要と考えられる。

一価の水位流量曲線が得られない河川区間では、不定流モデルを利用することになる。流量に比べて水位の計算値は洪水流追跡モデルの粗度係数に鋭敏に反応することが品川・山田¹⁰⁾ によって指摘されている。

粗度係数や河道の縦横断形状を表現するパラメータの値は洪水期間中にも変化することが考えられるため、時々刻々の観測水位を用いてそれらの値や境界条件を逐次推定しながら予測計算を実現する手法を開発する必要がある。

時々刻々の観測情報を用いてモデル状態量やモデルパラメータを逐次推定しながら数時間先の流量を予測する手法として、カルマンフィルタを用いる予測手法が従来から用いられている^{2, 11)}。ただし、不定流計算によって水位を予測することを考えると、モデル状態量(各計算断面の水位および流量の計算値)の多さや線形の状態方程式の構成に実用上の困難さがあり、カルマンフィルタの導入は容易ではない。この問題点を解決するためには、非線形・非ガウス型の状態空間モデルにも適用できる粒子フィルタが有効である^{12, 13)}。粒子フィルタは状態方程式や観測方程式の線形化は不要で、数値シミュレーションによって次の時刻の計算値が得られればよい。そのため次元不定流モデル¹⁴⁾、分布型流出モデル¹⁵⁾、二次元不定流モデル¹⁶⁾などを用いた予測システムを構築することができる。ただし、粒子フィルタを導入した予測手法は計算量が多大となるため、実際の適用には対象河川の特성에応じて様々な工夫が必要となる。以上をまとめると、実時間での水位予測手法の精度向上を図るためには、以下の技術開発が重要と考えられる。

- 実測データとシミュレーション手法を組み合わせ、観測範囲外にも適用できる水位流量曲線の作成技術の開発。
- 観測水位情報を用いて、洪水追跡モデルのパラメータ値と境界条件を逐次推定する技術の開発。
- 時々刻々得られる観測水位情報を用いて、所定の時間内に流出モデルや洪水追跡モデルの状態量、モデルパラメータ値、境界条件を逐次推定し、数時間先の水位を予測する技術の開発。

5. おわりに

大洪水を対象とする場合、降雨流出モデルの支配的なパラメータは限定され、そのパラメータ値には頑健性があると考えられる。洪水流量の予測精度が確保されるようであれば、流量から水位への変換過程の精度を向上させることが有効である。そのため、実測データとシミュレーション手法を併用して測定範囲外にも適用できる水位流量曲線の作成技術、時々刻々得られる観測水位を用いて流出モデルや不定流計算モデルを同化しながら水位を計算する技術が重要となると考えられる。

謝辞: 本研究で用いた地上雨量データ、ダム放流量データは電源開発(株)から提供を受けた。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 国土交通省河川局: 新宮川水系河川整備基本方針, 平成 20 年 6 月, http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/seibi/shingu_index.html (参照確認日: 2013 年 4 月 3 日)
- 2) 椎葉充晴, 立川康人, 市川 温: 水文学・水工計画学, 京都大学学術出版会, 2013.
- 3) 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻水文・水資源学分野: 流域地形情報を基盤とした水文モデル構築システム GeoHyMoS, <http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/geohy mos/geohy mos.html> (参照確認日: 2013 年 4 月 3 日)
- 4) 市川温, 村上将道, 立川康人, 椎葉充晴: 流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系シミュレーションシステムの開発, 土木学会論文集, No.691/II-57, pp.43-52, 2001.
- 5) 立川康人, 永谷 言, 宝 馨: 飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発, 水工学論文集, 第 48 巻, pp. 7 - 12, 2004.
- 6) 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻水文・水資源学分野: 水文モデル構築システム OHyMoS, <http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/ohy mos/index.html> (参照日: 2013 年 4 月 3 日)
- 7) Duan, Q., S. Sorooshian, and V. K. Gupta: Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models, *Journal of Hydrology*, Vol. 158, pp.265-284, 1994.
- 8) 熊野川懇談会: 第 7 回検討会資料, 懇談会提示資料の変更内容について, 平成 20 年 2 月, http://www.kumanogawa.org/kentou_7.html (2013 年 4 月 3 日参照)
- 9) 田村隆雄, 山下瑛人, 武藤裕則: 雨量・水位データと流出モデルを用いた水位流量曲線作成法の実用性, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 69, No. 4, pp. L517-L522, 2013.
- 10) 品川 守, 山田 正, 豊田康嗣: 洪水ハイドログラフの形成過程と治水対策の効果に関する研究, *水文・水資源学会誌*, Vol. 5, No. 3, pp. 23-31, 1992.
- 11) 星 清他: 「実時間洪水予測システム理論」解説書, (財)北海道河川防災研究センター・研究所, 2004.
- 12) 樋口知之: 粒子フィルタ, *電子情報通信学会誌*, 88(12), pp. 989-994, 2005.
- 13) 樋口知之: 予測にいかす統計モデリングの基本, 講談社, 2011.
- 14) 立川康人, 須藤純一, 椎葉充晴, 萬和明, キム スンミン: 粒子フィルタを用いた河川水位の実時間予測手法の開発, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 67, No. 4, pp. L511-L516, 2011.
- 15) Noh, S. J., Y. Tachikawa, M. Shiiba, and S. Kim: Applying sequential Monte Carlo methods into a distributed hydrologic model: lagged particle filtering approach with regularization, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 3237-3251, doi:10.5194/hess-15-3237-2011, 2011.
- 16) Kim, Y., Y. Tachikawa, S. Kim, M. Shiiba, and S. J. Noh: Estimating the 2011 largest flood discharge at the Kumano River using a 2D dynamic wave model and particle filters, *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)*, Vol. 69, No. 4, pp. L163-L168, 2013.

(2013.4.4 受付)