

# 降水形態判別手法が冬季の 河川流量推定に及ぼす影響

THE EFFECT OF THE PRECIPITATION FORM DISCRIMINATION METHOD  
ON RIVER DISCHARGE ESTIMATION DURING WINTER

朝岡良浩<sup>1</sup>・豊田康嗣<sup>2</sup>・竹内由香里<sup>3</sup>  
Yoshihiro ASAOKA, Yasushi TOYODA, and Yukari TAKEUCHI

<sup>1</sup>正会員 博(工) 東北大学大学院工学研究科 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

<sup>2</sup>正会員 修(工) 電力中央研究所 地球工学研究所 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

<sup>3</sup>非会員 博(地球環境科学) 森林総合研究所 十日町試験地 (〒948-0013 新潟県十日町市辰乙614)

This paper examines the effect of the precipitation form discrimination method on river discharge estimation during winter. We incorporated two types of discrimination methods into distributed runoff model; one estimates the melting water content with the melting theory of snow particles in the atmosphere and the other distinguishes rainfall or snowfall from precipitation based on air temperature. As a result, there was a notable difference of the short-term runoff during high humidity and precipitation events. In this case, temperature discrimination method underestimates the peak discharge by 45% of the estimation by melting theory method for 28mm daily precipitation. Moreover, the result from sensitive analysis indicates that the method by melting theory is useful for the precipitation in the range of 0 to 2°C and over the 80% relative humidity. The important point of this study is that the discrimination method taking into account not only temperature but also vapor information is ability to prevent the underestimation of river discharge due to rain and snowmelt flood.

**Key Words :** precipitation form, melting process of snow particles, river discharge estimation, snowmelt, distributed runoff model, temperature lapse ratio

## 1. はじめに

東北地方の脊梁山脈周辺は世界でも有数の豪雪地帯であり、北海道・シベリア・北欧の積雪地帯と比較して冬季の平均気温が高いにもかかわらず、豊富な降雪量が観測される<sup>1)</sup>。そのため、融雪期には頑熱の増加に伴い融雪速度が高まり、典型的な融雪出水が発生する。年最大流量が融雪期に記録される年も多く、豊水流量までの大部分を融雪期の流量が占める。一方で気温0°C以上の降雪頻度が高いことも特徴の一つであり、気温に対する降水形態(雨・雪)の感度が高いことから降雪初期や融雪期には降雨が観測される事例も見られる。特に融雪期の降雨現象は融雪と降雨の同時流出により急激な出水を引き起こす可能性が高く、暖地性積雪域における降水形態の差異は貯水池操作などの水管理において重要な項目の一つであるといえる。

これまでに融雪の影響を取り扱った流出モデル<sup>2)~6)</sup>に関する研究が多く報告され、それらは共通して流出モデルの上端に積雪・融雪モデルを組み込み、気象観測データ

を面的補完してモデルを駆動させる構造となっている。降水形態の雨雪判別に関しては地上気温に閾値を設定して降雨と降雪を分離するスキーム、あるいは降雪と降雪の発生確率がそれぞれ100%となる気温を設定し、遷移区間内は線形的に降雨成分と降雪成分に分離するスキームが使用されている。ここで挙げた降雨と降雪を判別する地上気温は、気象観測の統計処理により決定され、日本では概ね2°C前後という結果が示されている<sup>6), 7), 8)</sup>。地上気温に閾値を設けて雨雪判別する手法は、気温の高い高度依存性により空間内挿が容易で、分布型を想定した広域展開に実用的であるが、大気中を落下する降雪粒子の融解過程が論理的に扱われていない。このような現象を考慮するためには地上気温に加えて湿度のような水蒸気の情報が必要であると考えられる。例えば、Sugaya<sup>8)</sup>は全国の気象官署を対象に降水形態の頻度と湿球温度について統計解析を行った結果、降雪割合80%から降雨割合80%に遷移する区間は乾球温度より湿球温度の方が小さいことを明らかにしている。この他にも気象モデルの雲微物理過程では雲氷・雪・霰・雹といった氷相を取り扱うスキームも開発されてきた。このように複

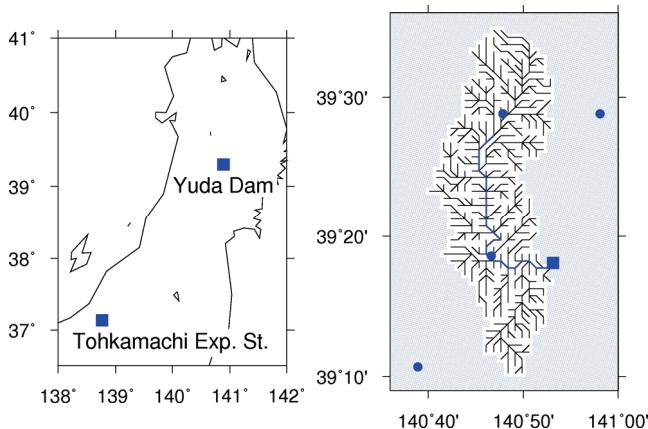


図-1 モデル適用地域及び湯田ダム流域の落水線網

■はダム地点、●はアメダス観測点を示す。

数分野で降水形態判別手法が提案され、融雪流出モデルに組み込まれてきたが、判別手法の特性や精度が河川流量推定に及ぼす影響を評価した研究例は少ない。本研究では大気中における降雪粒子の融解過程を考慮した判別手法を分布型融雪流出モデルに組み込み、冬季における降雨時の河川流量推定について検討した。また、積雪の影響がない地域では流出解析を短期と長期の計算に分類できるが、積雪影響のある地域は無積雪の状態から流出計算を開始することが望ましい。このため本研究では長期流出計算から得られる短期出水の再現性について取り扱うこととする。

## 2. 流出モデル・対象地域・数値実験の概要

### (1) 数値計算および対象地域の概要

本研究では以下に示す2種類の降水形態判別手法 ((a)降雪粒子の融解量を考慮した含水率の解析解による判別手法 (以下、含水率推定による判別法) , (b)地上気温による判別法) を分布型融雪流出モデルにそれぞれ組み込み、判別手法の違いが河川流量推定に及ぼす影響について比較する。第一に積雪・融雪モデルの検証として森林総合研究所十日町試験地 (以下、十日町試験地、図-1) に適用し、観測値と比較する。次に、北上川水系和賀川の最上流に位置する湯田ダム流域 (流域面積538km<sup>2</sup>、図-1) を対象に流出計算を行った。モデルの入力気象データはアメダス、測候所、気象官署のデータと重み付き距離平均法から面的データを作成した。観測点の降水量データは、風速の観測値を雨量計高さの風速に換算し、横山らの経験式<sup>9)</sup>を用いて補正した。湯田ダム流出計算の降水量データは計算開始から2月末までアメダスを使用し、3月以降はレーダーアメダス解析雨量を使用した。これはレーダーアメダス解析雨量が降雨を対象としていること、降雪の精度に関しては保障されていないからである。また、混合比および気圧は高度分布を仮定し、高

表-1 数値計算の概要

実験名	雨雪判別手法	気温高度減率
Case1	含水率推定による判別法	高層気象観測より決定
Case2	含水率推定による判別法	0.006°C/m
Case3	気温による判別手法	高層気象観測より決定
Case4	気温による判別手法	0.006°C/m

層気象観測から得られるプロファイルを導入した。気温についても高度分布を仮定しているが、数値計算では気温減率を高層気象観測のプロファイルから導入するケースと、平均湿潤大気の気温減率0.006°C/mを使用するケースの2種類を行った。表-1に本研究で実施した4ケースの数値計算の概要を示す。

### (2) 降水形態判別手法

#### a) 含水率推定による判別法<sup>10)</sup>

0°C層から地上までの降雪粒子の融解量を考慮して含水率を推定する。球形を仮定した降雪粒子の質量変化を次式で表す。

$$\frac{dM}{dt} = -\frac{2\pi D}{L_f} \{K_a T_c - L_v \psi \rho (q_{w0} - q_v)\} \quad (1)$$

ここで、 $M$ : 降雪粒子の質量、 $t$ : 時間、 $D$ : 粒径、 $L_f$ : 融解潜熱、 $L_v$ : 蒸発潜熱、 $K_a$ : 大気伝導率、 $T_c$ : 気温、 $\psi$ : 水蒸気拡散係数、 $q_v$ : 水蒸気混合比、 $q_{w0}$ : 気温0°Cの飽和水蒸気混合比である。次に、(2)式のとおり時間項を距離と粒子の落下速度とに置換し、距離を気温と気温減率とに分離する。

$$dt = \frac{dz}{-V_s(D)} = \frac{dT_c}{-V_s(D)} \frac{dz}{dT_c} = \frac{dT_c}{-\gamma_m V_s(D)} \quad (2)$$

ここで、 $z$ : 鉛直方向の距離、 $\gamma_m$ : 気温減率、 $V_s(D)$ : 粒径 $D$ の雪片粒子の終端速度である。 $V_s$ は経験的に(3)式で表される<sup>11)12)</sup>。

$$V_s(D) = a_s D^{b_s} \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} \quad (3)$$

ここで、 $\rho_0$ : 標準大気密度、 $\rho$ : 大気密度、 $a_s, b_s$ : 観測による定数である。さらに、混合比、気温0°Cの飽和水蒸気混合比を(4),(5)式で近似し、気体の状態方程式で(1)式の密度と気圧を気温に置き換え、(2),(3),(4),(5)式を(1)式に代入すると(6)式が得られる。

$$q_v \approx 0.0038 RH \exp(\gamma_q T_c) / p \quad (4)$$

$$q_{w0} \approx \frac{3.8}{p} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dT_c} &= -\frac{2\pi}{\gamma_m a_s L_f} \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} D^{1-b_s} [K_a T_c \\ &\quad - \frac{380 L_v \psi}{R_d T_0} \left\{ 1 - \frac{RH}{100} \exp(\gamma_q T_c) \right\}] \end{aligned} \quad (6)$$

ここで、 $RH$ : 相対湿度、 $R_d$ : 乾燥断熱減率 (=287.05

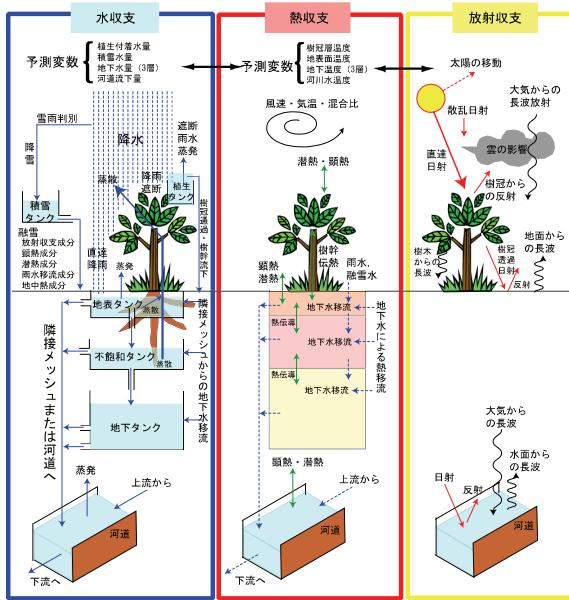


図-2 水循環解析モデルHYDREEMSの概要

$J\text{kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) ,  $p$ : 気圧,  $\gamma_q \equiv 0.0074\text{K}^{-1}$ ,  $T_0=273.15\text{K}$ である。雪の粒度分布をマーシャル・パルマー型関数<sup>13)</sup>を仮定して次式で表す。

$$N_s(D) = N_{s0} \exp(-\lambda_s D), \quad \lambda_s = \left( \frac{\pi \rho_s N_{s0}}{\rho q_s} \right)^{1/4} \quad (7)$$

ここで、 $\rho_s$ : 雪の大気密度,  $q_s$ : 雪の混合比,  $N_{s0}$ : 雪片パラメータ(定数),  $\lambda_s$ : 斜度を表す関数である。(6)式に(7)式を乗じ、粒径 $D$ について積分すれば、単位体積中の降雪粒子全体の融解量は(8)式となる。

$$\begin{aligned} \frac{dq_s}{dT_c} &\cong \frac{2\pi\Gamma(2-b_s)}{\gamma_m a_s L_f} \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} D^{1-b_s} \left( \frac{\rho q_s}{\pi \rho_s N_{s0}} \right)^{\frac{2-b_s}{4}} \\ &\times \left[ K_a T_c - \frac{380 L_v \psi}{R_d T_0} \left\{ 1 - \frac{RH}{100} \exp(\gamma_q T_c) \right\} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

ここで $\Gamma$ はガンマ関数である。(8)式の雪混合比 $q_s$ と気温 $T_c$ を変数分離して、それぞれ積分する。大気密度は地上と同じ値と仮定し、地上気温を $T_G$ 、融解開始気温を $T_{cl}$ として次式の解が得られる。

$$\begin{aligned} q_{sg}^m &= q_{s0}^m - mA \left[ \frac{K_a}{2} (T_G^2 - T_{cl}^2) - B (T_G - T_{cl}) \right] \\ &+ \frac{B}{\gamma_q} \frac{RH}{100} \left\{ \exp(\gamma_q T_G) - \exp(\gamma_q T_{cl}) \right\} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} A &= \frac{2\pi\Gamma(2-b_s)}{-\gamma_m a_s L_f} \sqrt{\frac{\rho}{\rho_0}} \left( \frac{\rho}{\pi \rho_s N_{s0}} \right)^{\frac{2-b_s}{4}} \\ B &= 380 \frac{L_v \psi}{R_d T_0}, \quad m = \frac{2+b_s}{4} \end{aligned}$$

ここで、 $q_{s0}$ は $0^\circ\text{C}$ 層を通過する直前の混合比、 $q_{sg}$ は地上に到達する降水粒子の混合比である。融解が始まる気温 $T_{cl}$ は気温と湿度を用いて近似的に(10)式のように表す。

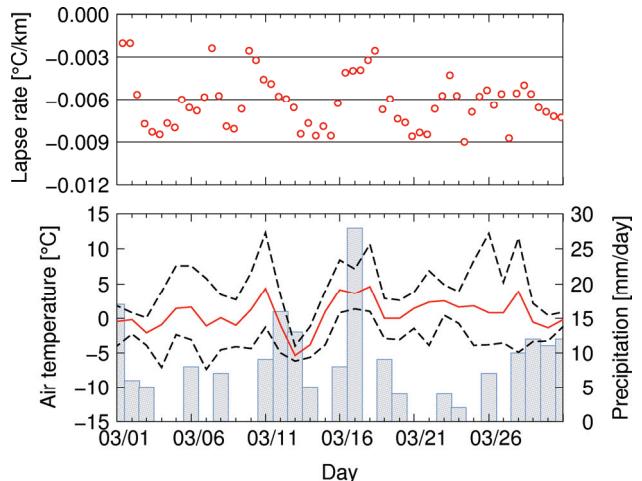


図-3 アメダス湯田の2006年3月の気温、降水量、気温減率。ただし、実線は日平均気温、点線は日最大気温、最小気温を示す。また、気温減率は気象官署から重み付距離平均法で補完した値である。

$$T_{cl} = 9.149 \times 10^{-5} RH^2 - 0.1215 RH + 11.24 \quad (10)$$

$0^\circ\text{C}$ 層における降雪粒子の混合比は(11)式となり、地上に到達する降雪粒子の含水率( $1 - q_{sg}/q_{s0}$ )は地上気温と湿度のみで表すことができる。

$$\begin{aligned} q_{s0} &= \left( \frac{R}{F} \right)^{\frac{4}{4+b_s}} \\ F &= 6 \times 10^2 \Gamma(4+b_s) a_s \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} \left( \frac{\rho}{\pi \rho_s N_{s0}} \right)^{\frac{4}{b_s}} \end{aligned} \quad (11)$$

ここで、 $R$ は降水量である。実際には、地上と上空の相対湿度は異なるが、本研究では鉛直方向の湿度は高度によらず一定の値を仮定している。

本研究では降雪粒子の含水率を降水の降雨成分として扱い、0の場合は100%降雪成分、1の場合は100%降雨成分とする。この手法は $0^\circ\text{C}$ 層の高度を直接的に扱うことなく気温と湿度から含水率の解析解を得られることが特徴である。これまでに、1991年から2002年の東北地方の官署データを対象とし、モデルから推定された雨雪発生割合50%となる気温が各地点の観測統計値と概ね一致することが示され、モデル汎用性も確認されている<sup>10)</sup>。

#### b) 地上気温による判別法

本研究では閾値を $2^\circ\text{C}$ に設定し、降水時に $2^\circ\text{C}$ 以上ならば降雨、 $2^\circ\text{C}$ 未満の場合に降雪として取り扱う。

### (3) 河川流量推定の概要

河川流量は電力中央研究所で開発された水循環解析モデル HYDREEMS<sup>10)</sup> (Hydrological Evaluation with Evapotranspiration Modeling System)を用いて計算した。HYDREEMSは地下水水流を表層・不飽和・地下の3段タンクモデルで表現し、河道追跡にKinematic Wave法を適用した分布型流出モデルである(図-2)。1km格子のグ

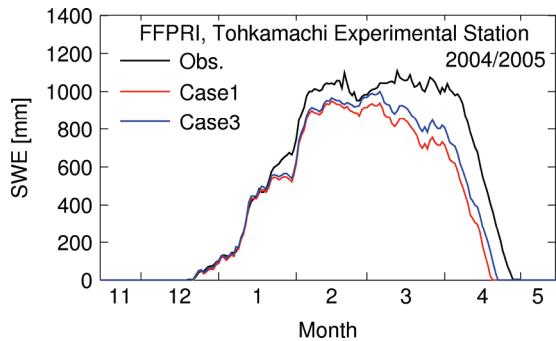


図-4 積雪・融雪モデルの計算結果

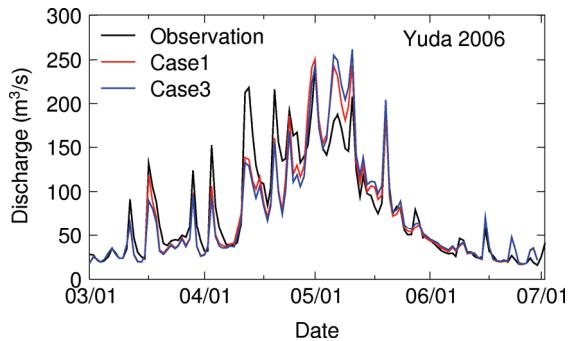


図-5 湯田ダム流出量計算結果

リッドに算出された各流出量は、数値地図情報を基に作成した河道網（図-1）に従い下流側のグリッドに流れ込む。蒸発散は樹冠層からの蒸散・遮断蒸発・林床蒸発に分けてバルク式で計算される。融雪量の計算は放射収支・顯熱・潜熱・雨水伝達成分・地中熱成分を基に熱収支法<sup>2)</sup>で計算される。アルベド変化は最終降雪日からの日数に伴って減少するモデル<sup>14)</sup>を使用し、雨水伝導熱による融雪成分は降雨粒子の温度が気温と等しいと仮定して計算している。

#### (4) 湯田ダム流域の冬期における降雨特性

本研究では2005年10月から2006年6月までの長期流出計算を行い、その中で冬季に発生する降雨・融雪に伴う短期出水について着目し、2006年3月を対象としてモデルの雨雪判別と河川流量推定について解析した。図-3に湯田アメダスにおける気温・降水量、および高層気象観測から補完された気温減率を示す。3月16日夜半から降水が生じ、3月17日の日降水量は28mmを記録した。気温減率は3月の間 $-0.002 \sim -0.009^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の範囲でばらつきが見られた（平均 $-0.006$ 、標準偏差0.002）。

### 3. 積雪・融雪モデルおよび流出モデルの検証

#### (1) 積雪・融雪モデル

HYDREEMSによる積雪水量の計算結果と十日町試験地に設置されている積雪重量計の観測データ（森林総合研究所十日町試験地）を図-4に示す。モデルの入力データとして、気温・風速・湿度・降水量は十日町試験地の観測値を、それ以外の入力項目はAMeDAS・官署データを内挿してモデルに入力している。両ケース共に3月上旬の推定値は観測値とほぼ一致しているが、その後、観測値よりも10日程早く消雪する。つまり、3月以降の融雪推定に関する誤差が要因として考えられる。上述したことより、気温・風速は試験地の観測データを入力しているが、放射項目に関しては官署データも部分的に参照しており、両者の天候の不一致や地表面温度計算の誤差が融雪量の過大推定に影響しているものと考えられる。また、3月に誤差が拡大する傾向を確認できるが、この期

間における積雪水量の観測値の変動は小さく、4月上旬以降に減少する。積雪表面で発生した融雪水が積雪層内に貯留され、層内が飽和状態に達する4月以降に積雪底面からの流出が卓越したものと推察できる。一方、モデルは表層で発生した融雪水が即座に積雪層を透過して底面から流出するスキームになっており、浸透時間の遅れが無視できず、誤差として表れたものと考えられる。

降水形態判別手法の違い（Case1, Case3）についてここで明確な差異はなかった。これは次章で述べる冬期に雨が発生する気象条件を満たすことが少なかったからである。Case3がCase1より若干高く積雪水量を推定する理由は、Case3は降水を降雨・降雪のどちらかに判別するが、一方でCase1は降水を降雨成分と降雪成分に分離し、降雨成分については積雪層から流出することが原因である。以上より、積雪・融雪モデルに幾分のバイアスが見られるものの、積雪期間の推定値は観測値と良い対応を示しており、流出モデルに組む込むことが可能であると判断した。

#### (2) 流出モデルの検証

湯田ダム集水域における流量推定の結果を図-5に示す。ハイドログラフの長期的な再現性を評価する指標の1つであるNash指標<sup>15)</sup>は3月から6月の期間でそれぞれ0.85(Case1), 0.79(Case3)であり概ね良好な結果であった。しかしながら、両ケース共に4月中に流量を過小推定し、その分5月上旬に過大推定している。この要因として、ハイドログラフよりモデルの不飽和層の水分量は飽和状態に到達するまで10~20日程度遅いものと考えられる。この再現特性は他のシーズンに関しても同様に見られた。HYDREEMSの不飽和タンクのパラメータは国土数値上情報の表層地質・地形分類・土壤データから決定しており、より現状に即したパラメータに調整することが今後の課題である。Case1, Case3の比較をすると、両者の判別手法が長期流出計算に及ぼす影響は極僅かであるといえるが、モデルの推定流量がピークとなる5月まではCase1が若干高くなり、逆にピーク以降はCase3が若干高くなる。これについては、十日町試験地の結果と同様であり、Case1では $2^{\circ}\text{C}$ 未満でも降水の一部が降雨成分として分離され積雪層から即座に流出するが、Case3では

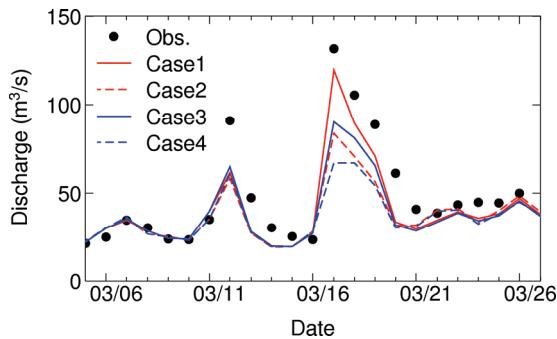


図-6 各ケースの流量推定結果

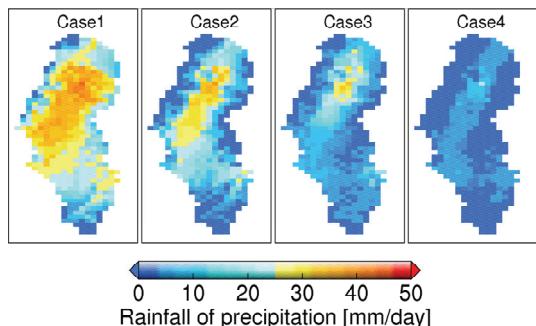


図-7 推定降雨量（2006年3月17日）

2°C以下の降水形態は全て降雪として取り扱われ、その分融雪期に流出するためである。以上より、モデル再現性に乏しい点も確認されたが、本研究では融雪期の長期的な流量再現を目的とせず、積雪期の降雨イベントに対する短期出水・雨雪判別を対象とするため、次章ではこのモデル出力を用いて議論を行う。

#### 4. 降雨時の降水形態判別と河川流量推定の評価

冬季の降雨出水を対象とした4ケースの数値実験の結果を図-6に、降雨量分布を図-7に示す。Case1とCase3は判別手法の比較であり、モデル出力は3月17日の出水に対して異なる反応を示した。降水量のうち降雨量はCase1, Case3でそれぞれ23mm, 7mm、それに対応して流量が119m<sup>3</sup>/s, 90m<sup>3</sup>/sであった。また、Case3では降雨域が低標高域に限定されているが、一方でCase1では降雨域が中腹域まで拡大している。Case1の中腹域は気温1°C前後に対応している。ハイドログラフのピーク値と減衰過程などを考慮すると、Case1の方が観測値と整合的であると考えられる。アメダス湯田におけるCase1の降雨割合(=降雨量/降水量)について降水の開始から終わりまでの時間変動を図-8に示す。気温は3月16日23時から17日7時まで2°Cを下回っているが、Case1は75%以上の降雨割合を示している。これは、この期間中の湿度が95%以上であることから、大気中における降雪粒子の潜熱融解が卓越したと考えられる。図-9は降水時の湿度を100%, 90%, 80%に設定した感度実験の結果である。図中にはCase1の結果も記されているが、湿度100%

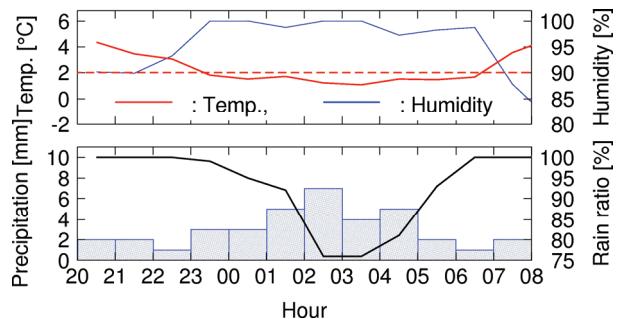


図-8 気象要素および降雨割合(=降雪/降水)の時間変動

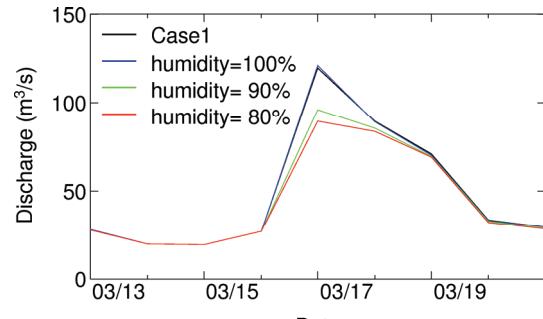


図-9 降水時の湿度に対する感度実験

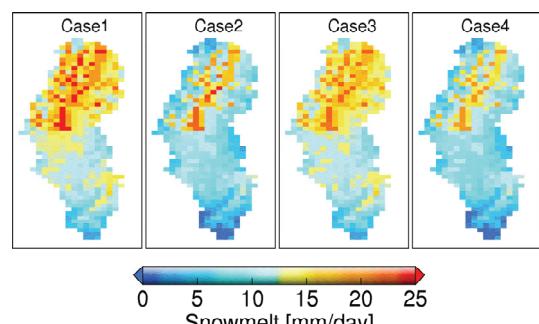


図-10 推定融雪量（2006年3月17日）

の実験との差は微僅かでありほぼ重なっている。湿度の低下に伴い降雨割合と流量が減少するが、湿度80%以下では降雨確率がほぼ0%に達し、感度がなくなる。つまり、含水率推定による判別法は降水形態の遷移温度と言われる0~2°Cの範囲かつ湿度80%以上の降雨イベントに対して有効といえる。

また、図-7において降雨割合の高い地域が異なる要因は判別手法による影響だけでなく、気温の空間データの影響も高い。Case1は高層気象観測のデータから気温減率を導入しており、3月17日の場合は0.004°C/mであった。そのため、一般的な湿潤大気の気温減率(≈0.006°C/m)と比較して降雪から降雨に遷移する標高帯の範囲が拡大している。Case1とCase2は気温減率の違いを比較しており、日平均降水量はCase1の23mmに対してCase2は12mmまで減少し、その分だけ降雪量が増加している。また、4ケースの実験のうち、Case4は既往研究で良く使用される設定であるが、今回のような短期出水を対象とした場合、Case1と比較して流域平均の日降雨量で約21mm(90%)、流量で52m<sup>3</sup>/s(45%)減少する結果と

なり、過小推定を引き起こす可能性を示唆している。

融雪量推定の比較結果を図-10に示す。3月17日の日融雪量はCase1～4でそれぞれ13.5, 9.5, 12.7, 9.2mmであった。降水以外の入力気象データはCase1とCase3で同一のものであるから、両者の差異は雨水伝導熱の融雪量によるものである。つまり、Case1では降雨成分の増加が融雪量を幾分か増加させている。また、Case1とCase2は気温減率の違いによる効果を表しており、Case1は平均湿潤大気の気温減率よりも高いことから、流域の北部の高標高域まで顕著による融雪が拡大している。

## 5. おわりに

本研究では、降雪粒子の融解過程を考慮した降水形態判別手法を適用し、河川流量推定に及ぼす影響について評価した。既往研究の多くは、気温のみをパラメータとする手法が利用されており、両者を比較したところ、1シーズンの長期流出を目的とするならば両者に明瞭な差異は生じなかった。しかし、冬季降雨時の短期出水に対して、含水率推定手法のように湿度といった水蒸気情報のパラメータを導入した方が流量の過小推定を抑制できることが示唆された。本研究の事例解析では、日降水量28mmの出水に対して、気温による判別手法を適用した場合の推定流量は、含水率推定による判別手法による推定流量と比較してピーク時で最大45%過小推定することが示された。また、含水率推定による判別手法は湿度80%以上の降水に対して有効であることが感度実験によって示唆された。さらに、判別手法を流域全体へ広域展開する際には、高層気象観測から得られた気温減率を適用することでより現状に即した降雨域を推定できることも定量的に示された。

以上の点を鑑みると、気象モデルによる熱・水蒸気の3次元情報の出力を流出モデルに入力することが理想的といえるが、冒頭にも述べたとおり積雪域では短期流出でも積雪のない時期から長期計算する必要があり、実用性という点で現実的とは言い難い。そのため、本研究で適用した判別手法は0～2°C付近で発生する降雨の短期出水に対して有効といえる。本研究で対象としたような降雨イベントの出現頻度は低いものの、気候変動に伴い冬期の降雨頻度が増加することも指摘されており、雨雪判別の重要性が高まる可能性もあると考えられる。

今後は、本論文で指摘した積雪や土壤の貯留特性をモデルに反映させ、降雨を伴う融雪出水の精度を高めることが課題である。

**謝辞：**本研究は地球規模課題対応国際科学技術協力事業(SATREPS)「氷河減少に対する水資源管理適応策モデルの開発(研究代表者：田中仁)」の援助を一部受けました。国土交通省東北地方整備局北上川ダム統合管理事務

所から湯田ダムの流量データを提供して頂きました。株式会社 電力計算センターの寺本尚史氏には数値計算に関する助言を頂きました。ここに記して謝意を示します。

## 参考文献

- 1) 朝岡良浩, 小南裕志, 竹内由香里, 大丸裕武, 田中信行 : 衛星観測に基づく積雪水量の広域推定と融雪係数の地域特性, 水文・水資源学会誌, Vol. 20, pp. 519-529, 2007.
- 2) 小池俊雄, 高橋 裕, 吉野昭一 : 融雪量分布のモデル化に関する研究, 土木学会論文集, 第363号 / II-4, pp. 165-174, 1985.
- 3) 石平博, 小池俊雄, 陸 昊, 早川典生 : 積雪面積分布特性を考慮したマクロ融雪モデルの開発, 水文・水資源学会誌, Vol. 10, pp. 56-65, 1997.
- 4) 陸 昊, 小池俊雄, 早川典生 : アメダスデータと数値地理情報を用いた分布型融雪解析システムの開発, 土木学会水工学論文集, 第42巻, pp. 121-126, 1998.
- 5) 中津川誠, 工藤啓介, 星 清 : 積雪貯留を考慮した汎用的な融雪流出解析, 土木学会水工学論文集, 第48巻, pp. 37-42, 2004.
- 6) 小川一哉, 堀 茂樹 : 降雪・積雪・融雪過程のモデル化と河川流出予測への応用に関する研究, 土木学会論文集B, Vol. 64, pp. 49-61, 2008.
- 7) 小川真由美, 野上道男 : 冬季の降水形態の判別と降水量の分離, 水文・水資源学会誌, Vo. 7, pp. 421-427, 1994.
- 8) Sugaya H.: Estimation of Winter Precipitation Forms in Japan Based on Wet-bulb Temperature. Journal of Agricultural Meteorology, Vol. 60, pp. 733-736. 2005.
- 9) 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聰, 川方俊和: 冬期における降水量の補足特性, 雪氷, Vol. 65, pp. 303-316, 2003.
- 10) 豊田康嗣, 小林卓也, 下垣 久 : 森林域における蒸発散過程を考慮した流出モデルの開発, 電力中央研究所報, N05003, 2006.
- 11) Locatelli, J. D. and P. V. Hobbs: Fall speeds and masses of solid precipitation particles, Journal of Geophysical Research, Vol. 79, pp. 2185-2197, 1974.
- 12) Harimaya, T. Kodama, H. and Muramoto, K.: Regional Differences in Snowflake Size Distributions, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 82, pp. 895-903, 2004.
- 13) Passarelli R.E.: Theoretical and observational study of snow size spectra and snowflake aggregation efficient, Journal of Atmospheric Science, Vol. 35, pp. 882-889, 1948.
- 14) 太田岳史, 橋本哲, 石橋秀弘 : 落葉樹林が表層融雪量に与える影響に関する熱収支の検討, 雪氷, 54, pp. 131-143. 1992.
- 15) Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V.: River flow forecasting through conceptual models, Part1 -A discussion of principles, Journal of Hydrology, Vol. 10, pp.282-290, 1970.

(2009. 9. 30受付)