

降水形態判別手法が冬季の降雨出水予測に及ぼす影響

東北大学大学院 朝岡良浩
電力中央研究所 豊田康嗣
東北大学大学院 風間 聡

1. はじめに

融雪期の降雨は、融雪との同時流出に伴う急激な出水を引き起こす可能性から、降水形態判別は短期の融雪出水解析において重要な項目の 1 つである。流出モデルに組み込まれる降水形態判別手法において地上気温に閾値を設定して降水形態を降雨・降雪に分離することが多いが、これは大気中を降下する降雪粒子の融解過程が論理的に扱われていない。また、分布型流出モデルに積雪・融雪モデルを組み込む場合、気温の空間分布データの品質もまた流出推定の精度に影響を及ぼす。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降水形態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、高層気象観測から得られる気温減率を用いて気温の空間分布データを作成し、降水形態判別と河川流量推定に及ぼす影響について評価した。

表-1 数値計算の概要

実験名	降水形態判別手法	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

2. モデル、数値実験の概要

本研究では、2 種類の降水形態判別モデルをそれぞれ分布型流出モデルに組み込んだ実験 2 ケース、フォーシングとなる気温データの作成に一般的な湿潤大気の気温減率 0.006°C/m と高層気象観測から得られる気温減率を用いた場合の 2 ケースの合計 4 ケース(表-1)を北上川水系と賀川の湯田ダム流域に適用した。

・降水形態判別手法

(a)含水率推定による判別手法(豊田ら, 2006): 降雪粒子の熱収支式、マーシャル・パルマー型の粒子分布、経験式による降雪粒子の落下速度を仮定し、時間と鉛直距離を気温減率を用いて気温と速度に変換することにより、地上到達時における降雪粒子の融解量を求める解析解(式(1))が得られる。

$$q_{sg}^m = q_{s0}^m - mA \left[\frac{K_a}{2} (T_G^2 - T_{cl}^2) - B(T_G - T_{cl}) \right] + \frac{B}{\gamma_q} \frac{RH}{100} \{ \exp(\gamma_q T_G) - \exp(\gamma_q T_{cl}) \} \quad (1)$$
$$A = \frac{2\pi\Gamma(2-b_s)}{-\gamma_m a_s L_f} \sqrt{\frac{\rho}{\rho_0}} \left(\frac{\rho}{\pi \rho_s N_{s0}} \right)^{\frac{2-b_s}{4}}$$
$$B = 380 \frac{L_v \psi}{R_d T_0}, \quad m = \frac{2+b_s}{4}$$

ここで、 q_{sg} : 地上に到達する降水粒子の混合比、 q_{s0} : 0°C 層を通過する直前の混合比、 K_a : 大気伝導率、 T_G : 地上気温、 T_{cl} : 融解開始気温、 RH : 湿度、 $\gamma_q \approx 0.0074K^{-1}$ 、 Γ : ガンマ関数、 a_s 、 b_s : 観測による定数、 γ_m : 気温減率、 L_f : 融解潜熱、 ρ_0 : 標準大気密度、 ρ : 大気密度、 ρ_s : 雪の大気密度、 N_{s0} : 雪片パラメータ(定数)、 L_v : 蒸発潜熱、 ψ : 水蒸気拡散係数、 R_d : 乾燥断熱減率(=287.05Jkg⁻¹K⁻¹)、 T_0 =273.16K である。

(b)地上気温による判別手法: 地上気温 2°C を閾値として、2°C 以下であれば降雪、2°C 以上であれば降雨とした。

・流出解析モデル

融雪量・流出量計算は、3 段(地表流、不飽和、地下水)で構成されるタンクモデルを各グリッドに配置し、河道追跡に Kinematic Wave 法を適用した分布型流出モデル HYDREEMS(豊田ら, 2006)を用いた。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によって計算され、融雪量は放射収支・顕熱・潜熱・雨水伝達成分・地中熱成分を考慮した熱収支式に基づいて計算される。湯田ダム流出量の再現計算を行った結果、長期流出計算の評価指標の 1 つである Nash 指標は 3 月から 6 月の期間でそれぞれ 0.85(Case1)、0.79(Case3)と良好な結果を得た。

3. 結果および考察

4 ケースの数値実験の結果を図-1 に、降雨量分布を図-2 に示す。Case1 と Case3 は判別手法の比較であり、3 月 17 日の出水に対してモデル出力の降雨量は Case1、Case3 でそれぞれ 23mm、7mm、それに対応して流出量は 119m³/s、90m³/s と異なる傾向を示した。また、Case3 では降雨域が低標高域に限定されているが、一

キーワード: 降水形態, 融雪出水, 分布型流出モデル, 気温減率, 降雪粒子の融解過程

〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6-06

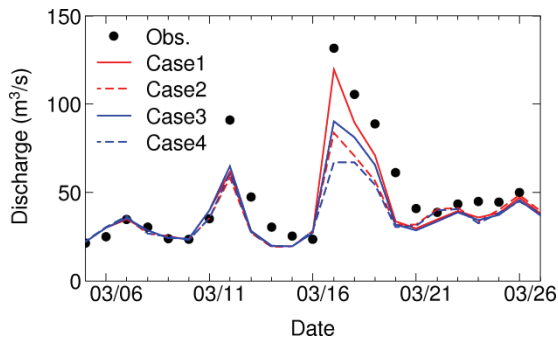


図-1 各ケースの流量推定結果

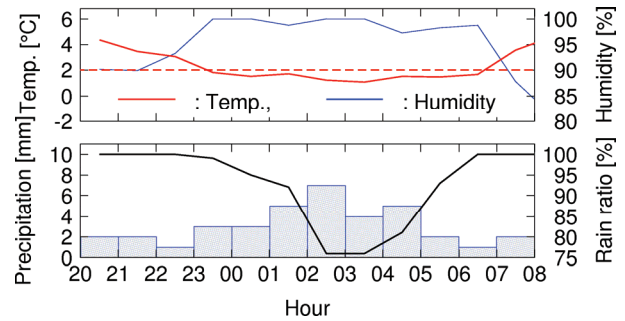


図-3 気象要素および降雨割合 (=降雨/降水) の変化

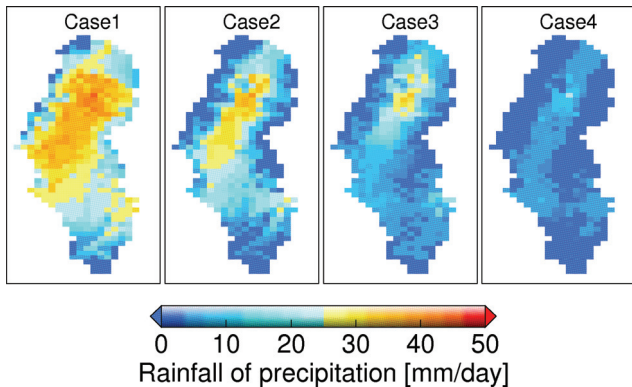


図-2 推定降雨量 (2006 年 3 月 17 日)

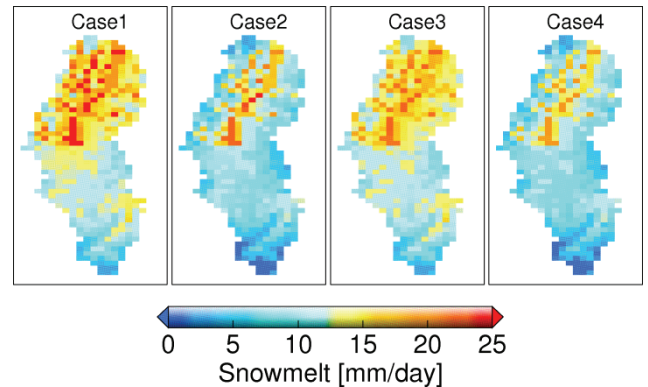


図-4 推定融雪量 (2006 年 3 月 17 日)

方で Case1 では降雨域が中腹域まで拡大しており、ハイドログラフのピーク値と減衰過程を考慮すると Case1 の方が観測値と整合的と考えられる。アメダス湯田における降水開始から終了までの Case1 の降雨割合 (=降雨量/降水量) の時間変動を図-3 に示す。気温は 3 月 16 日 23 時から 17 日 7 時まで 2℃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ためと考えられる。また、図-2 において降雨量の高い割合の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℃/m であった。そのため、一般的な湿潤大気気温減率 (≒0.006℃/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 は既往研究に多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は 21mm (90%)、流量は 52m³/s (45%)減少する結果となった。融雪量推定の比較結果を図-4 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 となった。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、降雨量の増加が雨水

伝導熱による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熱による融雪が拡大している。

4. 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。融雪初期の事例解析では、従来の流出解析において多く使用される地上気温に閾値を設ける降水形態判別手法と気温減率 0.006℃/m の組み合わせは融雪初期における降雨時の流量を過小推定する可能性を示し、降雪粒子の融解過程を考慮した判別手法と高層気象から得られる気温減率を組み合わせることによって現状に即した降雨分布と河川流量を推定できることが定量的に示された。

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。また、国土交通省東北地方整備局から湯田ダムの流量データを提供して頂きました。ここに記して謝意を示します。

【参考文献】豊田ら (2006)：森林域における蒸発散過程を考慮した流出解析モデルの開発，電力中央研究所報告書，N05003。