

## 阿賀野川上流域の融雪出水に対する積雪・融雪の寄与\*

日本大学大学院工学研究科 神戸 智志

日本大学工学部 朝岡 良浩

### 1. はじめに

日本は国土の50%が豪雪地帯に指定されている。豪雪地帯とは「豪雪地帯対策特別措置法」に基づき国土交通大臣、総務大臣及び農林大臣が定めた基準であり、積雪が特に甚だしく産業の発展が停滞的であり、住民の生活の水準の向上が阻害されている多雪地域のことであり<sup>1)</sup>。しかし、多雪地域において、山岳域の積雪は灌漑用水・生活用水・工業用水・水力発電・地下水の源となり、下流域の産業や生活基盤となり我が国に恩恵をもたらす貴重な資源であり、重要な水文現象である。気候変動に関する政府間パネルの第五次報告書 (IPCC, 2014) は、21世紀の間、世界平均地上気温の上昇に伴い北半球において春季の積雪面積が減少する可能性が非常に高いことを報告した。また、気象庁の地球温暖化予測情報第9巻第4章では日本海側の降雪量の減少傾向が高いことや最深積雪のピークが1か月程度早くなり、降雪量のピークは1か月程度遅くなる地域が多いことを示しており<sup>3)</sup>、気候変動に伴う水循環の変化が水資源に影響を与える可能性を示唆している。IPCC や気象庁が示しているような気候変動が顕在化した際、融雪出水に依存する流域では河川の流況変化が考えられる。

阿賀野川流域は水資源を融雪出水に大きく依存する地域である。阿賀野川流域は全国流域別年流量、包蔵水力共に全国2位であり<sup>4)5)</sup>、信濃川とともに灌漑用水の供給を介して新潟県の米生産量1位に貢献している<sup>6)</sup>。包蔵水力とは我が国が有する水資源のうち、技術的・経済的に利用可能な水力エネルギー量のことであり。

以上より水資源の観点で、阿賀野川流域において融雪出水時の河川流量の推定は重要といえる。融雪出水の水資源を扱った研究例として Azizi and Asaoka (2020) は Hindukush-Himalaya 山脈西部の上流域 Panjshir 川 (流域面積 3540km<sup>2</sup>) を対象として気候変動の影響を評価した。能登ら (2010) は手取川流域 (流域面積 733km<sup>2</sup>) を対象としてタンクモデルを用いて積雪がある場合の河川流量と、積雪がないと仮定した際の河川流量に対する積雪水資源量を評価した。また、柏ら (2012) は融雪過程を Degree-hour 法を用い、AMeDAS の実測積雪深データを SWE モデルに組み込む同化を行い米代川流域 (流域面積 4400km<sup>2</sup>) の融雪出水を精度良く解析した。

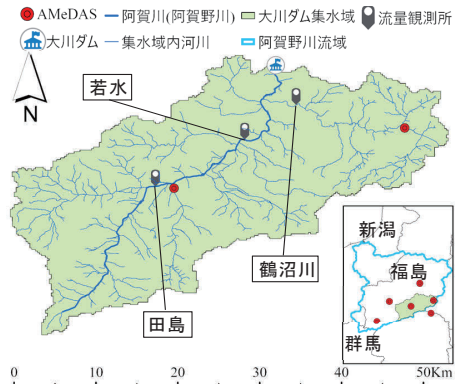


図1 大川ダム集水域概要

\* Contribution of snow cover and snowmelt to the river discharge in the upstream area of the Agano River basin by Satoshi Godo and Yoshihiro Asaoka

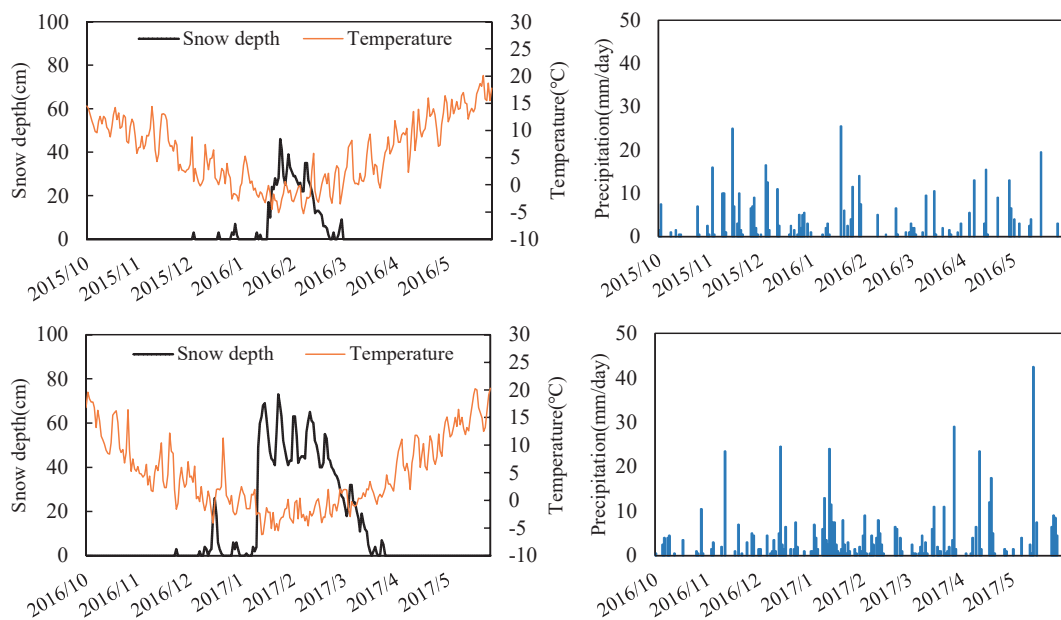


図2 AMeDAS 田島観測点の降水量，気温，積雪深データ

しかしながら，中緯度帯の豪雪域の水循環は十分に理解されていない。また，積雪を水資源として利用する地域において気候変動の影響を把握することも重要である。本研究は阿賀野川上流域を対象として水循環の理解と気候変動下における河川流量推定に向け，分布型融雪・流出モデルの構築および河川流量に対する積雪・融雪の寄与を評価する。

## 2. 対象地域

対象地域は群馬県，新潟県，福島県の三県にまたがる阿賀野川流域の上流部に位置する大川ダム集水域（図1）である。大川ダムは治水と利水が目的の多目的ダムであり，標高361mから1848m，流域面積は約820km<sup>2</sup>，流域には大内ダムと旭ダムが存在する。大川ダムの特徴として大川ダムが下池，大内ダムが上池となり，下郷発電所で有効落差約400mを利用して，最大出力約100万kwの揚水式発電を行っている<sup>10)</sup>。

## 3. データセット

本研究で使用した標高データ（空間分解能10m）はCGIS Japanから，土地利用細分メッシュ（空間分解能100m）は国土数値情報から取得し，空間分解能200mにリサンプリングした。気象データは会津，田島，那須，桜枝岐，南郷，湯本の地域気象観測（Automated Meteorological Data Acquisition System，以下AMeDAS）の気温データ，降水量データ，風速データ，積雪深データを取得した。図2に本研究の対象期間である2015年10月から2016年5月と2016年10月の対象地域内に位置するAMeDAS 田島観測点の降水量および気温および積雪深のデータを示す。また，水文・水質データベースより田島観測所の河川流量データを取得し，分布型融雪・流出モデルの精度を検証した。

#### 4. 研究手法

本研究は対象地域の水循環を解析するため分布型融雪・流出モデルを構築した。モデルは積雪・融雪モデルと流出モデルで構成され、対象地域を空間分解能 200m メッシュに分割して、積雪量、融雪量、流出量をメッシュ毎に計算した。本研究では対象期間を 2015 年 10 月から 2016 年 5 月と 2016 年 10 月から 2017 年 5 月の 2 年とし、10 月と 11 月の 2 カ月間を数値計算の助走期間とした。河川流量に対する積雪・融雪の寄与を定量化するために再現計算として (i) 現在シナリオと、現在シナリオの降水が全て降雨であると仮定した (ii) 全降雨シナリオの数値計算を実施し、融雪出水に対する積雪・融雪の寄与について評価した。なお、2015 年から 2016 年の計算期間を 2016 年積雪期、2016 年から 2017 年の計算期間を 2017 年積雪期と表記する。

##### (1) 積雪・融雪モデル

降水量データは横山ら<sup>11)</sup>にならい補正を行い、降水形態は 2°C 以上を降雨、2°C 未満を降雪と判別した。次に近藤ら<sup>12)</sup>にならい重み付き距離平均法と降雪の標高依存性より降水量分布を作成した。積雪量は (1) 式を用いて日単位の積雪水量を計算する。

$$\frac{d}{dt}(SWE) = SF - SM \quad (1)$$

ここで、SWE は積雪水量 (mm)、SF は降水量 (mm/hour)、SM は融雪量 (mm/hour) である。dt は計算時間間隔 1 時間とした。

融雪量は表面融雪量と底面融雪量の合計とした。底面融雪量を 2.0mm/day とし、表面融雪量は Degree-Hour 法を用いて推定した。表面融雪を (2) 式に示す

$$SM = K \times T \quad (2)$$

ここで、K は融雪係数 (mm/°C/hour)、T は 0°C 以上の気温 (°C) である。気温分布は標高データと AMeDAS の気温データを用いて重み付き距離平均法により空間内挿した。融雪係数 K は積雪の始まりから消雪まで一定値と仮定し、2017 年 4 月以降の流出量の推定結果が観測値と一致するように設定した。その結果、2017 年積雪期の融雪係数は 0.12 mm/°C/hour と設定し、2016 年積雪期の融雪係数も同様の値と仮定した。

##### (2) 流出モデル

流出モデルは対象地域のメッシュを河川部と斜面部に分割して、流域内の各メッシュの流れを計算した。以下に基礎式を示す。河川流量の推定のために流出成分を直接流出と基底流出の 2 段タンクモデルで表現する分布型流出モデルを構築した。直接流層の河道部に Diffusion Wave 法、斜面部に Kinematic Wave 法、基底流層には貯留関数法を用いた。

##### a) 河川部

河川部の流れは Diffusion Wave 法と連続式を用いて計算した。Diffusion Wave 法と連続式を (3)、(4) 式に示す。

$$gh \frac{\partial h}{\partial x} - ghi + \frac{gn^2 q^2}{h^3} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = (R + SM) \quad (4)$$

ここで、g は重力加速度、h は水深 (m)、x は流下方向の距離 (m)、i は水路勾配、q は河川部の

単位幅流量 ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $t$ は時間 ( $\text{s}$ ),  $n$ はマンニングの粗度係数 ( $\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ ),  $R$ は降雨量 ( $\text{m}/\text{s}$ ) である。粗度係数は各メッシュの土地利用に応じて設定した。土地利用毎の粗度係数は水理公式集を参考にした<sup>13)</sup>。

#### b) 斜面部

斜面部の流れは直接流出と基底流出の2層を仮定した。直接流出の流れは Kinematic Wave 法と連続の式, 基底流出の流れは貯留関数法を用いて計算した。Kinematic Wave 法と連続の式を (5), (6) 式, 貯留関数法と連続の式を (7), (8) 式に示す。

$$-ghi + \frac{gn^2q_s^2}{h^3} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial x} = (R + SM - R_{in}) \quad (6)$$

$$\frac{ds}{dt} = R_{in} - q_b \quad (7)$$

$$s = kq_b^p \quad (8)$$

$q_s$ は直接流出の単位幅流量 ( $\text{m}/\text{s}$ ),  $R_{in}$ は浸透量 ( $\text{m}/\text{s}$ ),  $q_b$ は基底流出の単位幅流量 ( $\text{m}/\text{s}$ ),  $R_{in}$ は浸透量 ( $\text{m}/\text{s}$ ),  $s$ は見かけの貯留高 ( $\text{m}$ ),  $q_b$ は基底流の流出高 ( $\text{m}/\text{s}$ ),  $k$ と $p$ は貯留関数法のモデル係数で,  $k=40.0, p=0.5$ と設定した。

#### (3) 分布型融雪・流出モデルの精度評価法

本研究は誤差評価指数の1つである Nash-Sutcliffe 係数 (Nash and Sutcliffe, 1970) (以下, NS 係数) を用いて精度評価した。NS 係数の値が1に近いほどモデルの精度が高い。

## 5. 結果及び考察

大川ダム集水域の最大積雪水量分布を図3に示す。2016年積雪期の最大積雪水量の計算値は1月31日の  $6.9 \times 10^7 \text{ m}^3$ , 2017年積雪期の最大積雪水量は2月13日の  $12 \times 10^7 \text{ m}^3$ であった。2017年積雪期の最大積雪水量が2016年積雪期より大きい理由として, 図2に示したとおり2017年積雪期の降水量が2016年積雪期よりも大きく, 平均気温も低いことが考えられる。また, 消雪の時期も2017年積雪期の方が30日ほど遅い。

図4に田島観測点における河川流量の観測値, 現在シナリオと全降雨シナリオの河川流量の計算値を示す。2015年12月から2016年5月のNS係数は0.18, 2016年12月から2017年5月のNS係数は0.57となり, 融雪出水時の河川流量を十分に再現できていない。観測値より2017年積雪期の融雪出水は3月下旬に始まり, 5月下旬まで約2か月続くが, モデルによる推定値は融雪出水期間の観測値に対して約50%の過小推定であった。この点に関しては降雪量の過小推定が1つの要因と考えられる。

以下は分布型融雪・流出モデルを用いた田島観測点の計算流量について述べる。2016年積雪期の総流量に対する3月から5月の総流量は現在シナリオで約46%を占め, 平均流量は  $6.7 \text{ m}^3/\text{s}$  となった。全降雨シナリオの場合, 約43%を占め, 平均流量は  $5.0 \text{ m}^3/\text{s}$  であった。現在シナリオと全降雨シナリオの差を融雪の寄与と仮定すると, 3月から5月は  $1.7 \text{ m}^3/\text{s}$  が寄与と算出され, この時期の流量の26%を占める。上述のとおり2016年積雪期は積雪量が少なく, 数値計算の

結果からも融雪の明確な寄与を抽出できない。一方で、2017年積雪期に関しては、現在シナリオで総流量に対して3月から5月の総流量は63%を占め、平均流量は $12.5\text{ m}^3/\text{s}$ であった。全降雨シナリオにおいては36%を占め、平均流量は $5.6\text{ m}^3/\text{s}$ であった。現在シナリオと全降雨シナリオの差を融雪の寄与と仮定すると、3月から5月は $6.9\text{ m}^3/\text{s}$ が寄与と算出され、この時期の流量の55%を占める。このまた、2016年積雪期と2017年積雪期の数値より融雪の寄与に関しては各年の変動が大きいことも明らかになった。

## 6. まとめ

本研究は、阿賀野川上流域に位置する大川ダム集水域を対象として、分布型融雪・流出モデルを構築し、融雪出水に対する融雪の寄与を評価した。分布型融雪・流出モデルは3月から5月の河川流量を約50%過小推定しており、融雪出水を十分に再現できなかつた。今後、積雪・融雪モデルおよび流出モデルの精度向上が課題である。また、2017年3月から5月の流出量に

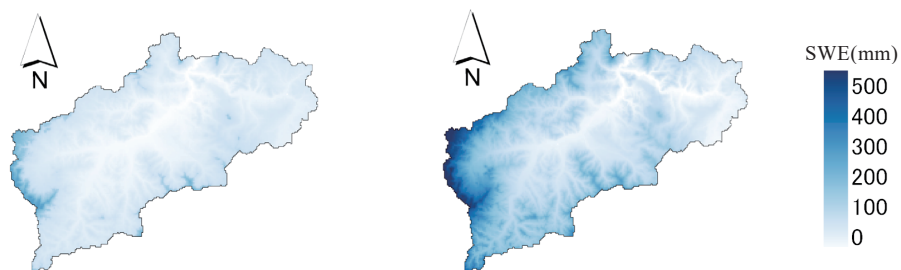


図3 大川ダム集水域の最大積雪水量（左：2016年1月31日，右：2017年2月13日）

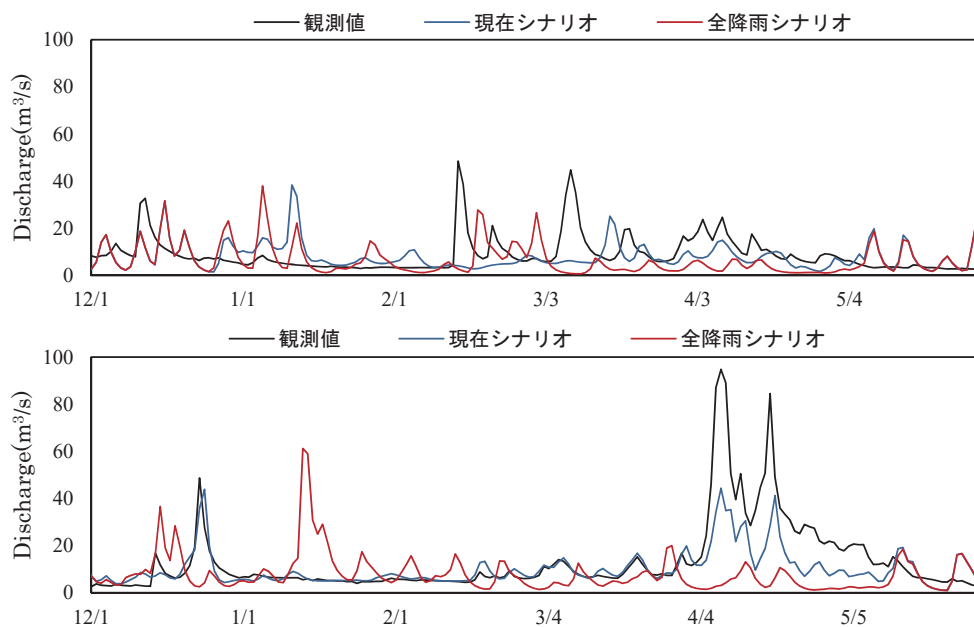


図4 観測流量，現在シナリオと全降雨シナリオの計算流量

（上：2015年12月から2016年5月，下：2016年12月から2017年5月）

対して融雪の寄与が 55%を占めると算出されたが、積雪量が少ない 2016 年 3 月から 5 月に関しては明確な寄与を確認できず、各年の変動が大きいことも示唆された。今後の課題として、分布型融雪・流出モデルの精度向上と対象期間の拡大、また気候変動の影響を考慮した積雪水量と融雪出水の変化の評価を行う。

## 謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 (20K04712, 代表: 朝岡良浩) および JSPS 二国間交流事業の支援により実施された。ここに謝意を示す。

## 参考文献

- 1) 国土交通省: 豪雪地帯対策特別措置法, 2015.
- 2) IPCC: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability: Part A: Global and Sectoral Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2014.
- 3) 気象庁: 気象庁地球温暖化予測情報 9 巻, 2017.
- 4) 日本河川協会: 河川便覧, 1993.
- 5) 経済産業省資源エネルギー庁: 日本の水力エネルギー量 発電水力調査 [https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/electric/hydroelectric/database/energy\\_japan001/](https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/electric/hydroelectric/database/energy_japan001/) (2020/01/14 閲覧)
- 6) JA 全農にいがた: 新潟米おいしさの秘訣, <https://www.nt.zennoh.or.jp/eat/reason/> (2020/01/14 閲覧).
- 7) Abdul Haseeb Azizi and Yoshihiro Asaoka: Assessment of the Impact of Climate Change on Snow Distribution and River Flows in a Snow-Dominated Mountainous Watershed in the Western Hindukush-Himalaya, Afghanistan, Hydrology, Vol.7, No.4, 74, 2020.
- 8) 能登文和, 丸山利輔, 早瀬吉雄, 瀧本裕士, 中村公人: 手取川山地流域におけるタンクモデルを用いた積雪水資源量の評価, 農業農村工学会論文集, 268, pp.31-37, 2010.
- 9) 柏俊輔, 朝岡良浩, 風間聡: 積雪深データ同化による融雪出水解析, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.67, No.4, I\_403-I\_408, 2011.
- 10) 阿賀野川水系の流域及び河川の概要 (案): 国土交通省河川局, pp.50, 平成 19 年 7 月 11 日
- 11) 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和: 冬季における降水量の捕捉特性, 日本雪氷学会誌, Vol.65, pp303-316, 2003.
- 12) 近藤純正, 本谷研, 松島大: 新バケツモデルを用いた流域の土壤水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究, 天気, Vol.42, pp.821-831, 1995
- 13) 土木学会: 水理公式集 [平成 11 年度版], 丸善, pp.40, 1999.
- 14) Nash, J. E., Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. Journal of hydrology, 10(3), 282-290, 1970.