

研究ノート

気温・日射量を指標とする表面融雪量モデルと積雪層浸透モデルとを組み合わせた積雪底面流出量の推定

松元高峰¹⁾*, 河島克久¹⁾, 外狩麻子²⁾, 島村 誠²⁾

要 旨

融雪期における斜面崩壊の危険度予測への適用を目的として、積雪底面流出量の短時間変化を推定する簡便な形式のモデリング手法の提案を、2007/08年冬季に新潟県で実施した融雪観測の結果に基づいて行った。表面融雪量の推定には、Konya *et al.* (2004) の提案した、気温と日射量とを変数とするモデルを適用した。入力日射量として、Yang and Koike (2005) の「locally calibrated Ångström model」によって AMeDAS の日照時間データから推定した値を用いた場合の有効性も検討した。また積雪層内の鉛直浸透過程については、中津川ら (2004) による飽和浸透を仮定した線型貯留関数モデルの形式を用い、モデルの貯留係数を積雪深の関数とする方法と、積算暖度の関数とする方法との2種類をそれぞれ適用することで、積雪底面流出量の推定を試みた。その結果、融雪期後半においては、気温・日射量（あるいは日照時間）・雨量という3種類のデータが得られれば、積雪底面流出量の時間変化をよく再現できることが明らかになった。

キーワード：積雪底面流出量，融雪，浸透，モデリング

Key words: snowpack outflow, snowmelt, percolation, modeling

1. はじめに

融雪期における大量の融雪水・雨水の土中への浸透は、地盤の強度を低下させ、自然斜面に加えて鉄道や道路に沿った切土斜面・盛土斜面の崩壊などを招く可能性がある。このような斜面崩壊に伴う被害の防止・軽減のためには、崩壊の発生に関する危険度の予測が要請される。豪雨時における斜面崩壊の危険度予測の場合について、例えばJR各社では「時間雨量」「連続雨量」「累積雨量」の組み合わせ、あるいは「実効雨量」を用いた列

車運転規制基準が設定されている(杉山, 2006)。

融雪期においてこれらと同様の危険度予測を実施するためには、積雪底面から流出し、土壌表層へ浸透する融雪水・雨水の量(以下、「積雪底面流出量」とよぶ)の変化を、1時間程度の時間分解能で推定しうるモデルの構築が必要となる。そのようなモデルを実際に危険度予測システムの一部として広く沿線の斜面に適用しようとする場合には、空間分布モデルへの拡張が容易であり、限られた少数の観測データのみを用いた、できるだけ簡便な形式でのモデリング手法を確立することが求められるであろう。

積雪底面流出量を推定するには、積雪表面での融解プロセスと、融雪水・雨水が積雪層内を浸透するプロセスのそれぞれをモデル化して組み合わせることになる。このうち表面融解プロセスについては、融解の物理過程に基づくものや、いくつかの気象データを指標として用いる経験的なもの

1) 新潟大学災害復興科学センター

〒950-2181 新潟県新潟市西区五十嵐2の町8050

2) 東日本旅客鉄道株式会社 JR 東日本研究開発センター防災研究所

〒930-1405 埼玉県さいたま市北区日進町2丁目479

* 現在: Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia
Francisco Bilbao 449, Coyhaique, Región de Aysén, Chile

など様々なモデルがこれまでに提案されている。経験的な融解モデルの代表的な例が、日平均気温のみを指標とするディグリー・デイ法である。しかし、融解量の時間変化や詳細な空間分布を議論しようとする場合には、ディグリー・デイ法ではその再現が困難である。

そこで、主に短時間間隔での融解量推定を目的とし、融解の主要な熱源であり明瞭な日周期変化を示す放射量を、気温とともに変数として用いるモデルがこれまでに提案されてきた (Hock, 2003)。たとえば Hock (1999) は、入力する放射量として日時、緯度、斜面方位・傾斜等の条件から計算される「potential clear-sky direct solar radiation」のみを用いて山岳氷河上の融解量を推定する試みを行い、現場における日射量の実測データが得られない場合でも、比較的良好な精度で融解量の時空間分布を再現できることを示した。同様に Konya *et al.* (2004) は放射量として「実測した全天日射量」と「大気外放射量」を、また気温として「毎時の気温」と「日平均気温」とを使った場合の再現性をそれぞれ検証している。このように現地観測の困難な条件下において融解モデルの適用可能性を広げる試みが近年いくつも行われている。また一方で、入力する放射量としてアルベドを考慮した短波放射収支量を用いた Pellicciotti *et al.* (2005) のモデル、あるいは正味放射量を用いた Kustas *et al.* (1994) のモデルなどもある。上に挙げたモデルは、実際にはいずれも融解量の空間分布を推定するモデルとして用いられていることから、積雪地域の沿線・沿道に広く適用しうるものであるということが出来る。

積雪層内における浸透プロセスについては、これまでに理論的あるいは実験的な研究が数多く行われてきた (たとえば若浜, 1968; Colbeck, 1978; Colbeck, 1979; Marsh and Woo, 1985 など)。それらの結果をもとに、均質な積雪層を仮定した鉛直不飽和浸透流モデル (たとえば Dunne *et al.*, 1976; Bengtsson, 1982; Albert and Krajewski, 1998 など) が提案されており、また雪質の違いを考慮した多層モデルや氷板・水みちなどの不均一性を再現しようとする試みもある (たとえば Marsh and Woo, 1984; Nomura, 1994 など)。しかしこれら物理過程に基づくモデルは、たとえ均質な積

雪層を仮定した場合であっても、多くの観測データを必要とする複雑なモデルであり、斜面崩壊の危険度予測システムの一部として広域に適用しうるかどうかという点では、あまり現実的な手法とは言えないであろう。

一方、不飽和浸透プロセスそのものを扱うのではない、いわゆる「集中型」のモデルとしては、早川 (1994) の提案した積雪層の限界保水量を指標とするモデルがあるが、これは積雪底面流出量の日変化の再現を目的としたものである。より短い間隔での時間変化を扱う簡便なモデルとしては、中津川ら (2004) による、飽和浸透を仮定した線型貯留関数法に基づくものがある。これは、融雪期の流出予測を目的として、北海道の山地を対象に開発された流域水文モデルを構成するサブモデルのひとつである。積雪層の貯留効果を積雪深によってパラメタライズするだけの簡単な形式であるにもかかわらず、定山溪ダム流域において融雪ライシメーターで実測された積雪底面流出量の時間変化の特徴をおおむね再現することができている。

本研究は、豪雪地域に位置する新潟県魚沼市大白川において、2007/08 冬季に実施された気象・積雪観測のデータを用いて、限られた入力データのみから積雪底面流出量の時間変化を推定するモデリング手法を構築し、その有効性を検証することを目的とする。時間分解能と形式の簡便さという観点から、表面融雪サブモデルとしては Konya *et al.* (2004) の提案した形式を、また積雪層浸透サブモデルについては中津川ら (2004) の提案した形式をそれぞれ用い、両者を組み合わせた「積雪底面流出量モデル」の有効性を、積雪水量の時間変化から求めた積雪底面流出量と比較することで検証する。

2. 調査地域と観測方法

積雪底面流出量モデルの構築と検証とを行うため、本研究では、JR 只見線沿線の新潟県魚沼市大白川に位置する、破間川右岸斜面上の平坦な休耕田 (標高 360 m; 図 1) に気象・積雪観測ステーション (以下、「大白川観測ステーション」) を設置し、そこで得られたデータを解析・モデリングに用いる。大白川観測ステーションでの観測項目

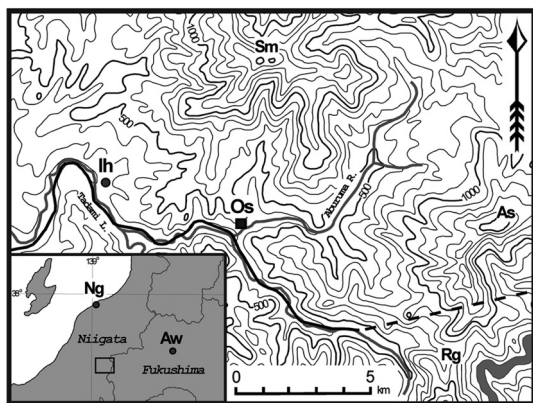


図 1 調査地域とその周辺の概略図 (等高線間隔は 100m).
Os: 大白川, Ih: 入広瀬 AMeDAS 観測所, As: 浅草岳, Sm: 守門岳, Rg: 六十里越, Ng: 新潟地方気象台, Aw: 若松観候所.

Fig. 1 Topographical map of the study area (contour interval: 100 m).

Os: Oshirakawa, Ih: Irihirose AMeDAS station, As: Mt. Asakusadake, Sm: Mt. Sumondake, Rg: Rokujuri-goe pass, Ng: Niigata Local Meteorological Observatory, Aw: Wakamatsu Weather Station.

は、気温、相対湿度、風向風速、全天日射量（下向き短波放射量）、反射量（上向き短波放射量）、大気放射量（下向き長波放射量）、地球放射量（上向き長波放射量）、降水量（ヒーター付雨雪量計を使用）、積雪深、積雪水量（メタルウエファー式の積雪重量計を使用）、雨雪判別用データ（降水温度計、降雪センサ）であり、すべて 10 分間隔でデータを取得した。放射量の測定には全天日射計に加え、融雪期直前に放射収支計を設置してデータを得た。このうち降水量については、10 分間ごとの平均風速と降水種（雨/雪）判別データから、横山ら（2003b）の提案した方法で捕捉率を算出し、測定データに補正を施した。その際、雪面の粗度については、大白川における実測値が得られていないため、横山ら（2003a）に基づいて 0.0001 m と仮定した。なお、観測期間は 2007 年 12 月 9 日～2008 年 4 月 30 日である（放射収支計については 3 月 7 日以降のみ）。

3. 観測結果

3.1 気象・積雪条件の概要

2007/08 冬季における主な気象・積雪観測の結

果を図 2 に示す。日平均気温は 1 月中旬に急激に低下したのち、2 月末までほとんど氷点下に保たれており、この期間の降水はほとんど降雪の形をとっていた。3 月上旬に気温は大きく上昇して、それ以降はプラスの日平均気温が続き、降水もほとんどが降雨の形をとるようになった。積雪深・積雪水量は 12 月末～1 月初旬の降雪によって一気に増加し、その後は 3 月上旬に最大値を迎えるまで途中で減少することなく積雪水量が増加した。観測期間中の最大積雪深は 320 cm（2008 年 2 月 17 日）、最大積雪水量は 1277 mm（2008 年 3 月 10 日）であった。3 月中旬以降は積雪深・積雪水量ともに減少し続けて、積雪深は 4 月 24 日に 0 cm となった。

3.2 表面融雪量の算出

1 時間ごとの融雪量を、本研究では気象観測の結果を用いて「熱収支法」により求めた。積雪表面における熱収支は以下のように表すことができる。

$$Q_M = Q_R + Q_H + Q_L + Q_P + Q_C \quad (1)$$

ここで、 Q_M は融解熱量、 Q_R は正味放射量、 Q_H は顕熱伝達量、 Q_L は潜熱伝達量、 Q_P は雨からの伝達熱量、 Q_C は雪中熱伝達量である（以上はすべて下向きのフラックスを正とする）。融雪期に入って積雪全層が 0°C になった状態では $Q_C = 0$ とした。融解熱量 Q_M (J m^{-2}) は、融解の潜熱 l_F ($= 33.4 \text{ J kg}^{-1}$) を用いて、以下のように融雪量 M (mm) に換算される。

$$M = Q_M / l_F \quad (2)$$

式(1)の正味放射量 Q_R は、放射収支計によって測定された放射 4 成分のデータから求める。一方、顕熱伝達量 Q_H と潜熱伝達量 Q_E については、バルク法（例えば山崎, 1994）を用いることとし、中立大気の状態を仮定して以下の式から毎時の熱量を求める。

$$Q_H = C_H \rho C_p (T_z - T_0) u_z \quad (3)$$

$$Q_E = C_E \rho l (0.622 / p_a) (e_z - e_0) u_z \quad (4)$$

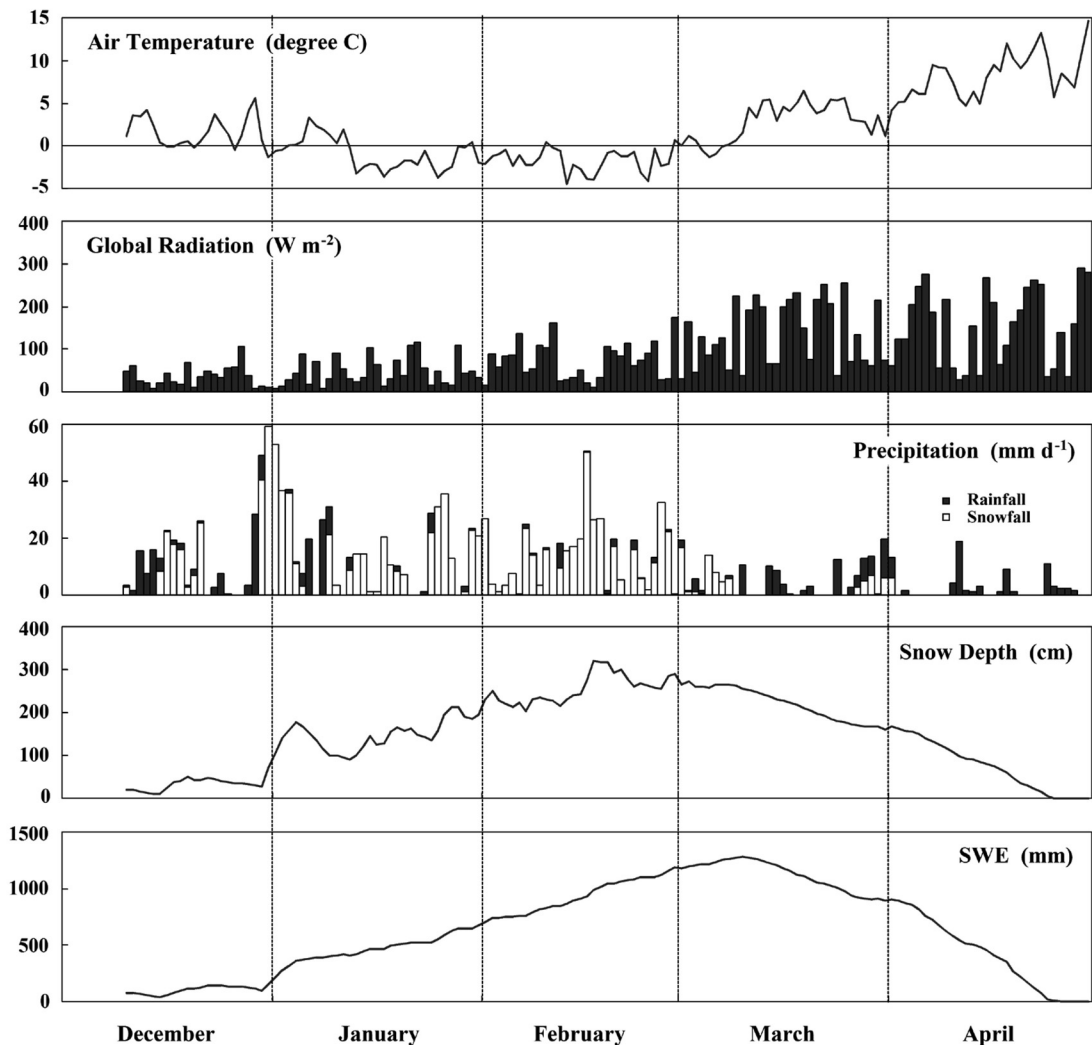


図 2 大臼川における日平均気温, 日平均全天日射量, 日降水量, 24 時における積雪深と積雪水量の推移 (2007 年 12 月~2008 年 4 月).

Fig. 2 Variations in daily mean air temperature, daily mean global radiation, daily precipitation and snow depth and snow water equivalent at 24:00 h in each day from December 2007 to April 2008.

ここで C_H と C_E はそれぞれ顕熱輸送と潜熱輸送に対するバルク輸送係数 (無次元), ρ は空気 の密度 (kg m^{-3}), C_p は空気 の定圧比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), l は水の蒸発の潜熱 (J kg^{-1}), p_a は気圧 (hPa), T_z と T_0 はそれぞれ雪面からの高さ z m での気温と雪面温度 ($^{\circ}\text{C}$), e_z と e_0 はそれぞれ高さ z m での水蒸気圧と雪面温度における飽和水蒸気圧 (hPa), u_z は高さ z m での風速 (m s^{-1}) である. また気圧 p_a については, 大臼川観測ステーション

に近い, 気象庁の新潟地方気象台と若松測候所 (福島県) とで観測された日平均海面気圧を算術平均し, 大臼川観測ステーションの標高における現地気圧に直して (気象庁, 1993) 用いた. バルク輸送係数 C_H と C_E については, 本研究では両者が等しいと仮定して以下の式から求める.

$$C_H = C_E = k^2 / (\ln(z/z_0))^2 \quad (5)$$

ここで k はカルマン定数 ($=0.4$) を, z_0 は雪面の粗度 (m) を示す. 雪面からの高さ z について, 本研究では 2 m とした. 気温と水蒸気圧については測器の高さ (地表から 5.6 m) と雪面上 2 m とでの値が等しいと仮定する. 雪面上 2 m での風速 u_z は, 高さ z_a (地表から 7.6 m) に設置した風速計による測定値 u_a から, 風速の鉛直分布に関する対数則を用いた以下の式により推定する.

$$u_z = u_a ((\ln z - \ln z_0) / (\ln z_a - \ln z_0)) \quad (6)$$

ここで D_s は積雪深 (m) を示す.

式 (5) からバルク輸送係数を, また式 (6) から雪面上 2 m での風速を求めようとする際には, ともに雪面の粗度 z_0 の値が必要となるが, これまでに粗度の直接観測は行われていない. そこで融雪期間について, 熱収支法で 1 時間ごとに得られる融雪量の積算値と, 積雪水量変化から求めた日融雪量の積算値とが等しくなるようにチューニングすることで, z_0 の値を決定することとした. その結果, $z_0 = 0.00040$ m, $C_H = C_E = 2.21 \times 10^{-3}$ という値を得た. この値は, 降水量の補正の際に仮定した, 横山ら (2003a) による 0.0001 m という値 (2 章を参照) よりも大きい. しかし実際の積雪表面の状態に関する直接的なデータがないので, 粗度としてどちらの値が妥当かは今のところ不明であり, また降水量補正の際にどちらの粗度を用いても, 捕捉率にはほとんど差が生じないため, 本研究で

は, 各々の計算における粗度の統一は行わず, 熱収支計算の際には $z_0 = 0.00040$ m という値を用いた.

雨からの伝達熱量 Q_P は, 以下の式から求める.

$$Q_P = \rho_w C_w T_w P_r \quad (7)$$

ここで ρ_w は水の密度 (kg m^{-3}), C_w は水の比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_w は湿球温度 ($^{\circ}\text{C}$), P_r は降雨強度 (mm h^{-1}) を示す. 湿球温度 T_w は気温と相対湿度の観測値から Sprung の式 (気象庁, 1993) を逆算することで求めた.

以上のようにして求めた熱収支各成分 (日平均値) の時間変化を図 3 に示す. 曇天・降水日の融解熱量は日中でも 200 W m^{-2} 以下であり, 日平均値で 20 W m^{-2} を下回ることがあるが, 晴天日の日中には $400 \sim 700 \text{ W m}^{-2}$ まで上昇し, とくに融雪期の終盤には時間値で約 750 W m^{-2} , 日平均値では約 220 W m^{-2} に達した. 表面融雪熱量全体に対する 4 成分それぞれの寄与は, 正味放射量が最大で平均 80.3% を占め, 以下, 顕熱伝達量, 潜熱伝達量, 雨からの伝達熱量それぞれの平均寄与率が 16.2%, 3.0%, 0.5% となった.

3.3 積雪底面流出量の算出

積雪底面流出量の時間変化を推定するモデリング手法を構築し, その有効性を検証するためには, 積雪底面流出量の測定値が必要となる. 本研究では, 大白川観測ステーションにおける積雪底

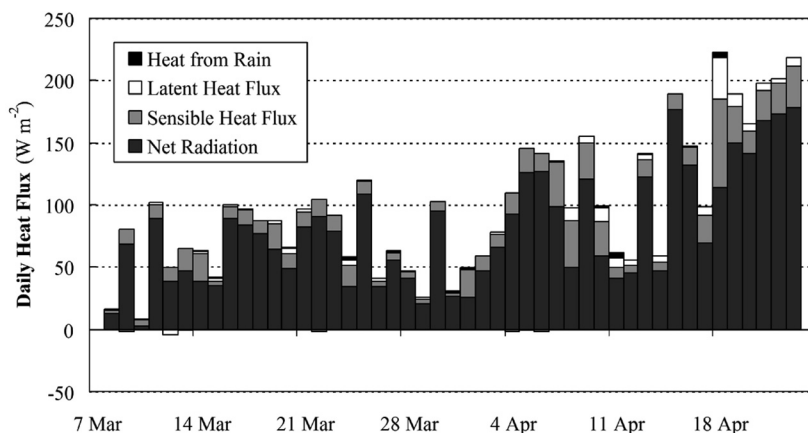


図 3 大白川における日平均表面熱収支.

Fig. 3 Daily heat balance components for surface snowmelt at Oshirakawa.

面流出量を得る手段として、積雪重量計によって計測される積雪水量の時間変化を用いる方法を適用した。この方法は、融雪によって発生した液相の水が積雪層を浸透し、さらに底面から地表へと流出して積雪重量計の外側へ移動することで積雪水量に変化が生ずることを利用するものである。ただし、積雪水量を変化させる要因は「融雪水の底面からの流出」だけではなく、以下の 6 種類が考えられる (図 4)。

- 1) 降雪による積雪水量の増加 P_s
- 2) 降雨による雨水の浸透 P_r
- 3) 積雪表面における蒸発・凝結 E
- 4) 積雪層内における融雪水・雨水の水平方向の流出入 A
- 5) 融雪水の積雪底面からの流出 R_m
- 6) 雨水の積雪底面からの流出 R_r

したがって積雪水量変化から積雪底面流出量を直接的に求めることはできない。しかし、ここで以下の 2 つの仮定が成り立つ場合を考える。

- a) 蒸発・凝結量 (E) が既知であるか無視できるほどに小さい
- b) 融雪水・雨水の水平方向の流出入 (A) が無視できるほどに小さい、もしくは流入量と流出量が等しい ($A=0$)

このとき、時刻 ($t-1$) から t の間に生じた積雪水量の変化 ($H_{w,t-1}-H_{w,t}$) を用いて、時刻 t における融雪水の積雪底面流出量 ($R_{m,t}$)、および総積雪底面流出量 ($R_t=R_{m,t}+R_{r,t}$) を次のように定義することができる：

$$R_{m,t} = (H_{w,t-1} - H_{w,t}) + P_{s,t} \quad (8)$$

$$R_t = (H_{w,t-1} - H_{w,t}) + P_{s,t} + P_{r,t} \quad (9)$$

上記の 2 つの仮定のうち、a) については、1 時間程度の短い時間間隔ではほとんどの場合に成り立つと考えてよい。実際に大白川で観測される潜熱フラックスはほとんどの時間で非常に小さいことから (図 3)、蒸発・凝結量は無視しうるのである。一方、仮定 b) は融雪期を通して常に成り立つとは言い難いと考えられる。融雪水や雨水が積雪層内を流下する際に、(積雪層内の氷板に沿うなどして) 水平方向にも移動することがあること

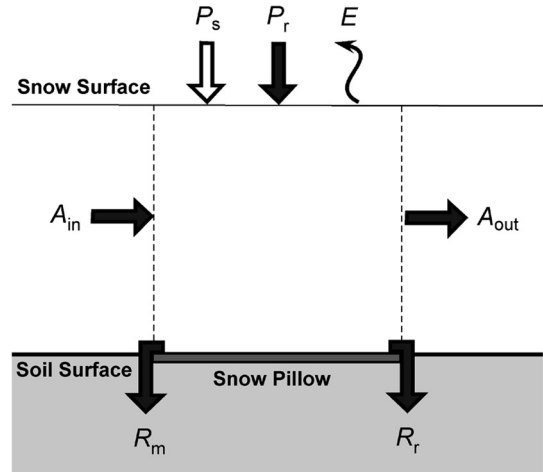


図 4 積雪層内における液体水の収支 (積雪重量計の測定値に変化を及ぼす要因)。

Fig. 4 Schematic diagram of liquid water balance components within snowpack, which can affect the measurement of snow water equivalent by a snow pillow.

はよく知られている。積雪重量計による積雪水量変化を用いて積雪底面流出量 (あるいは融雪量) を求めようとした場合に、融雪水・雨水の水平方向の流出入 A の影響があることもすでに指摘されている (河島ら, 2006; 竹内ら, 2007)。2007/08 冬季における 1 時間ごとの積雪重量計測定データのうち、融雪期間 (2008 年 3 月 7 日～4 月 24 日) について、式 (8) から融雪水の積雪底面流出量 R_m を求めると、多くの時間帯では「 $R_m > 0$ 」という値を示しているが、負の値が生ずることも少なくない (図 5A)。融雪期間中の夜間にはしばしば小さな負の値が出現しているほか、3 月 24 日の午後には -6 mm h^{-1} という大きな負の値も生じた。もちろん融雪水の積雪底面流出量は、本来は正の値しかあり得ないので、式 (8) から得られた R_m の値は「積雪層内における液体水の貯留量変化」というべきものである。これを「融雪水の積雪底面流出量」として用いるには、融雪水・雨水の水平方向の流出入を考慮した補正が必要となる。

式 (8) を用いて得られる「融雪水の積雪底面流出量」に負の値が出現する主な要因は、「積雪層内における融雪水・雨水の水平方向の流入 (A_{in})」と考えられる。そして流入があるということは、

当然「積雪層内における水平方向の水の流出 (A_{out})」も相当の量がありうると考えるべきであろう。そこで本研究では融雪期間中に出現した負の「融雪水の積雪底面流出量」の積算値を、その期間における A_{in} の積算値に等しいとみなして除き、かつその量と等しい A_{out} が期間中にあったと仮定する。ただし各時刻における A の流入量やその時間変化は全く分からないので、 A_{out} は基本的に常に同じ量が発生していると仮定して補正を行うこととした。具体的には、まず式 (8) の計算で生じた負の値を総て「0」とした (図 5B) うえて、

「0」以外の正の値から、「負の量の積算値を正の値の出現回数で除した値」を差し引く処理を行った。この処理によってふたたび負の値が出現した場合は、同じ処理を繰り返す (図 5C)。最後に各時刻の雨量を加えたものを、本研究では毎時の積雪底面流出量 R とみなすこととする (図 5D)。

なお、データロガー設定上のトラブルのため、本観測期間のうち積雪深の大きな時期において、積雪重量計の記録分解能が 0.1 kg m^{-2} から 1 kg m^{-2} に落ちてしまった。そのため、積雪底面流出量の計算値もその前後と比べて分解能が 1 桁落ち

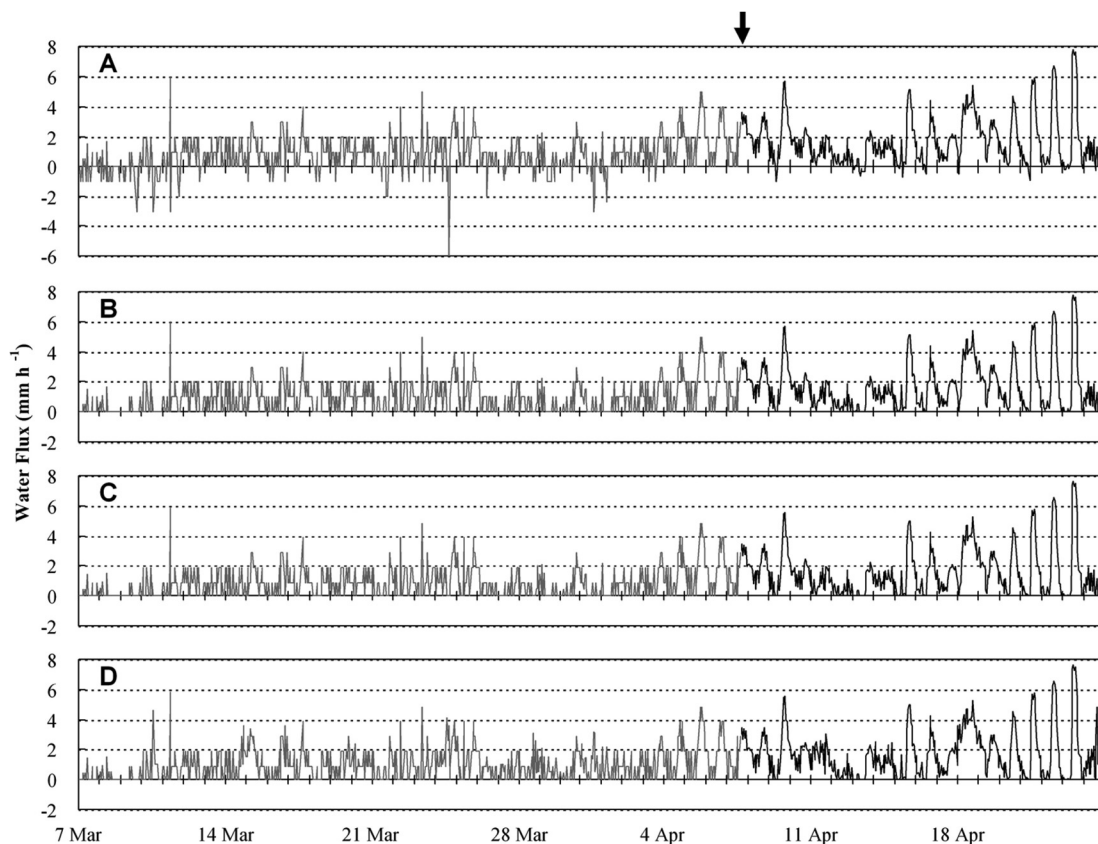


図 5 積雪水量変化を用いた大白川における積雪底面流出量の推定手順。

A : 式 (8) から求めた積雪層内の液体水の貯留量変化, B : 負の値を 0 とする補正処理の結果, C : 負の値の分を差し引いて得られる「融雪水の積雪底面流出量」, D : さらに雨量を加えて得られる「積雪底面流出量」。4 月 7 日 (矢印で表示) までの分解能の小さいデータは灰色で示す。

Fig. 5 The procedure of obtaining the outflow from the bottom of a snowpack using the temporal variation in snow water equivalent at Oshirakawa.

A: the storage change in liquid water within snowpack obtained by Eq. (8), B: the result of deletion of the negative values in the storage change, C: the meltwater component in the outflow from the bottom of a snowpack, D: the outflow from the bottom of a snowpack. Note that the resolution of each value until 7 April is lower than that since then.

の結果となり, 図 5 に見られるように, 融雪期のうち 4 月 7 日 15:00 (矢印で表示) までの期間の変化がステップ状に表現されてしまっている. この点については現段階で修正する手段がないこと, また分解能が落ちた期間についても図 5 から積雪底面流出量の時間変化パターンを読みとることは可能であることから, (分解能を落としたデータセットに統一することはせず) 本研究では得られた測定データのままで解析に用いた.

4. 積雪底面流出量モデリング

本章では, 気象・積雪データから積雪底面流出量の時間変化を推定するためのモデリングを行い, その有効性を検討する. モデルへの入力データとしては, 気温・全天日射量・雨量 (降水種が雨と判別された期間の降水量)・積雪深の 4 種類を用いる. このうち全天日射量については, 他に比べて観測密度が低い要素であるため, AMeDAS で観測されている日照時間データを用いて全天日射量を推定するサブモデル (以下「日射量推定モデル」と呼ぶ) を示し, 必要に応じて適用できるようにする. 現地観測もしくは日射量推定モデルから得られた全天日射量と, 観測された気温データとから, 積雪表面における融雪量を推定するサブモデルを「表面融雪量モデル」と呼び, このモデルによって得られた表面融雪量と雨量の観測データとの和を, 表面から積雪層内部への水のインプットとする. 表面から底面までの積雪層内部における水の鉛直浸透過程に対応するサブモデルが「積雪層浸透モデル」であり, これによって積雪層の貯留効果を考慮した, 積雪底面からの水の流出量を算出する. 最後に積雪底面での融雪量を加え, 最終的な積雪底面流出量の値を得ることになる.

4.1 日射量推定モデル

日照時間データを用いて日単位あるいは時間単位の全天日射量を推定する手法としては, 一般に Ångström モデル (あるいは Ångström-Prescott モデル) と呼ばれる形式が広く用いられている. このモデルは, ある時刻 (または日) における全天日射量 K_d (W m^{-2}) と大気外放射量 R_{et} (W m^{-2}) との比を, 日照時間と可照時間との比を用いて推定することで, その時刻の全天日射量

の値を得るものである. 本研究では, 1 時間ごとに全天日射量を推定する非線型の Ångström モデルとして Yang and Koike (2005) によって提案された, 「locally calibrated Ångström model」の形式を用いて, 大白川における全天日射量を推定する.

このモデルでは, 各時刻における大気外放射量に対する全天日射量の比を, 日照時間 D (min) を用いて以下のように推定する (Yang and Koike, 2005).

$$\begin{aligned} K_d/R_{\text{et}} &= a_1 + a_2(D/D_0) + a_3(D/D_0)^2 \\ &\quad \text{if } (0 < D/D_0 \leq 1) \\ &= a_4 \quad \text{if } (D/D_0 = 0) \end{aligned} \quad (10)$$

D_0 は可照時間 (min) を示す. 本研究ではモデルの簡略化のために, 各時刻での R_{et} が 0 W m^{-2} 以上の場合の D_0 を一律に 60 min とみなした. 係数 a_1, a_2, a_3, a_4 は経験的に求められるもので, 日本における標準的な値として $a_1 = 0.2976$, $a_2 = 0.4119$, $a_3 = -0.0254$, $a_4 = 0.1837$ という値が, すでに Yang and Koike (2005) によって提示されている. しかしここでは, 大白川の条件により適した係数を次のように求めて全天日射量の推定に用いることにする. 2007/08 および 2008/09 冬季における大白川での全天日射量データと, 大白川から約 6 km 西方に位置する AMeDAS 入広瀬観測所での日照時間データとを用い, 2 地点における天気の変化が全く同じであると仮定することで, 式 (10) の係数として $a_1 = 0.3613$, $a_2 = 0.2082$, $a_3 = 0.1006$, $a_4 = 0.1684$ という値を得た.

以上の方法により推定した全天日射量と, 大白川観測ステーションでの実測全天日射量との関係を図 6 に示す. 全体として日射量を過小評価する傾向にはあるが, 表面融雪量モデルへのインプットデータとして十分適用できる結果 ($r^2 = 0.90$) といえることができる.

4.2 表面融雪量モデル

気温と全天日射量のみを用いて表面融雪量の時間変化を推定するサブモデルとして, 本研究では, Konya *et al.* (2004) の提案に基づいて以下の形式を適用する.

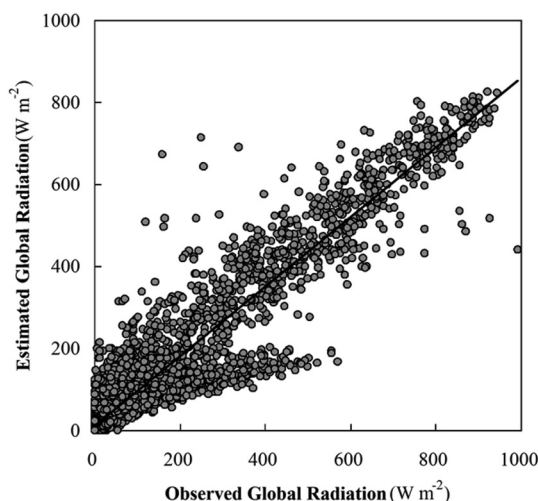


図 6 大白川における実測全天日射量と AMeDAS 入広瀬観測所における日照時間データから推定した全天日射量との関係。

Fig. 6 The relationship between global radiation observed at Oshirakawa and that estimated with duration of sunshine at Irihirose AMeDAS station.

$$Q_M = aK_d + bT_a + c \quad (11)$$

ここで Q_M は融雪熱量 (W m^{-2})、 T_a は気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 K_d は全天日射量 (W m^{-2}) である。係数 a, b, c については、熱収支法によって求めた 1 時間ごとの融雪量を目的変数、各時刻の気温と全天日射量の観測データを説明変数とする重回帰分析によって、 $a=0.4303$ 、 $b=11.87$ 、 $c=-34.15$ と決定した。

熱収支法によって求めた融雪熱量と、表面融雪量モデルとを用いて推定した融雪熱量との時間変化を、式(2)によって融雪量に換算して図 7A に示す。さらに両者の関係を図 7B に示す。大白川観測ステーションでの融雪熱量に最も寄与しているのは、3.2 節で述べたように正味放射量である。表面融雪量モデルは、式(11)から明らかなように、その正味放射量の値に大きく影響する積雪のアルベドの季節変化が考慮されない。そのためか、表面融雪モデルによる推定値は融雪期の前半で実測値(熱収支法による値)よりやや大きく、また融雪期の後半には実測値よりやや小さい値を示す傾向が見られる。しかしその点を除けば、融雪期を通して両者は基本的によい一致を示しているというこ

とができる。融雪期終盤など融雪量の大きい場合での過小評価がやや影響して、図 7B の回帰直線の傾きは 0.93 と 1 より小さくなってはいるものの、全体的には直線性を示していて相関は高い ($r^2=0.93$)。

モデルの説明変数の全天日射量として、実測値ではなく日射量推定モデルによる推定値を用いた場合、式(11)の各係数は、 $a=0.4304$ 、 $b=13.21$ 、 $c=-41.09$ となった。この場合の融雪量の推移を図 7C に、また融雪量の実測値と推定値との関係を図 7D に示す。図 7D にみられる値のばらつきは実測全天日射量を用いた場合よりも大きくなっているが、それ以外の特徴に大きな違いは見られず、高い相関 ($r^2=0.90$) を保っている。

以上の結果から、気温と全天日射量が実測されている、または日照時間データから推定できる場合には、気温と全天日射量のみを変数とするこの形式のモデルによって、表面融雪量の時間変化はよい精度で再現できるということが出来る。

4.3 積雪層浸透モデル

積雪層内の鉛直浸透過程は、多孔質媒体内における水の不飽和鉛直流動ということが出来るが、中津川ら (2004) の積雪層浸透モデルでは、簡便化のために飽和浸透を仮定して基本的な Darcy 則を適用している。単位面積当たりの流下フラックス R^* (m s^{-1}) は、積雪深 D_s (m)、積雪間隙水の水頭差 Δh (m)、透水係数 k_{0w} (m s^{-1}) を用いて次のように表わされる。

$$R^* = k_{0w}(\Delta h/D_s) \quad (12)$$

ここで間隙水頭差 Δh が積雪層の貯留量 s_0 (mm) と関連すると想定し、 R^* と積雪底面流出量 R (mm h^{-1}) とが等しいと考えると、以下のような線型貯留関数を考えることとなる。

$$s_0 = k_0 R \quad (13)$$

$$ds_0/dt = (M + P_r - E) - R \quad (14)$$

M 、 P_r 、 E はそれぞれ積雪表面での融雪量、雨量、雪面からの蒸発量 (単位はすべて mm h^{-1}) を示す。また k_0 は積雪深でパラメタライズされる貯

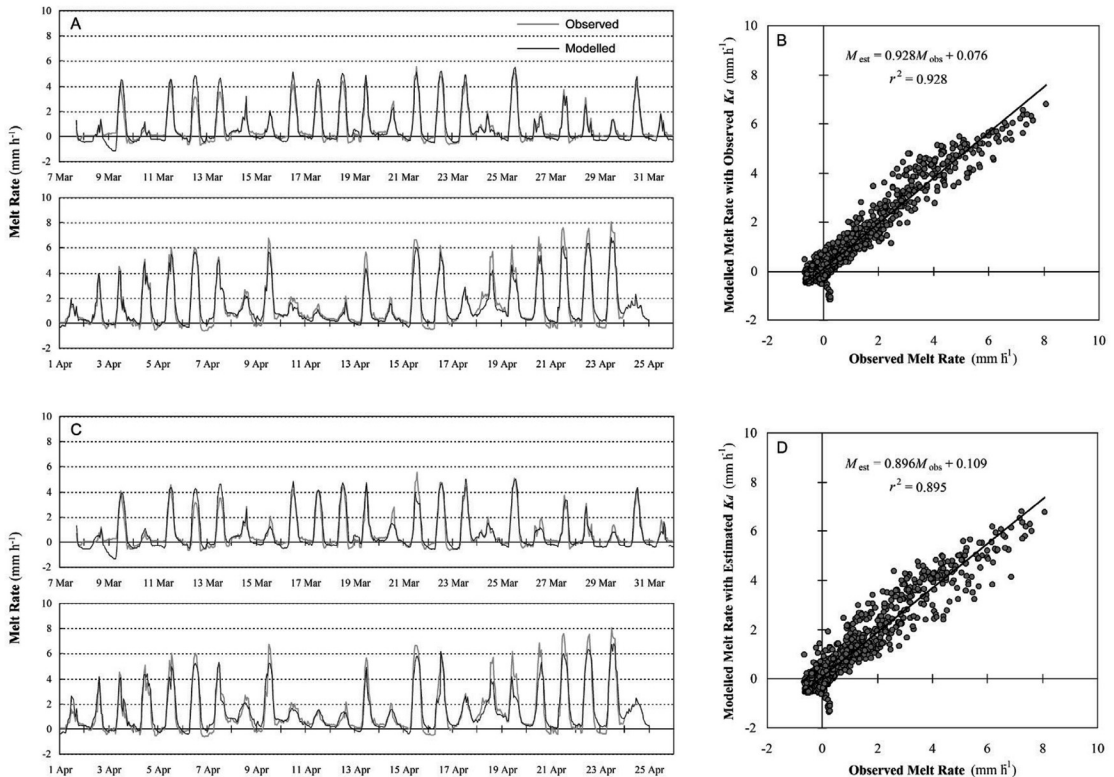


図 7 表面融雪量モデルによる融雪量推定値と熱収支法による融雪量実測値の比較。

上段：実測全日射量を用いた表面融雪量モデルによる融雪量推定値と融雪量実測値の推移 (A) および両者の関係 (B)。下段：推定全日射量を用いた表面融雪量モデルによる融雪量推定値と融雪量実測値の推移 (C) および両者の関係 (D)。いずれも融雪熱量 (W m^{-2}) を単純に融雪量 (mm h^{-1}) に換算した値を用いているため、負の値が現れることがある。

Fig. 7 Comparison of surface melt rate estimated using the temperature-radiation index melt model and that observed with the heat balance method.

Top: Temporal variation (A) in, and the relationship (B) between melt rate estimated using the melt model with observed global radiation and observed melt rate. Bottom: Temporal variation (C) in, and the relationship (D) between melt rate estimated using the melt model with estimated global radiation and observed melt rate.

留係数 (h) である。ここで式 (14) のうち、雪面蒸発量 E は無視できるものとし、各時刻での融雪量 M と雨量 P_r との和を水のインプット I_w としてまとめた上で、式 (13) で表される線型貯留関数と連立させると、時刻 t での積雪底面流出量 R_t は以下のように求められる。

$$R_t = R_{t-1} \exp(-1/k_0) + I_{w,t} - I_{w,t} \exp(-1/k_0) \quad (15)$$

北海道の定山溪流域におけるいくつかの融雪イベントごとに貯留係数 k_0 (h) を同定することによ

り、中津川ら (2004) は、積雪深 D_s と貯留係数 k_0 との関係を示す回帰直線を求めた (図 8A)。そこで式 (15) の k_0 は、各時刻の積雪深の関数という形でモデルに組み込まれることになる。

本研究では、まず同じような積雪深と貯留係数との関係を大白川についても得るために、以下の作業を行った。まず融雪期のうちで、積雪水量変化から求めた R の日周期変化が明瞭な日を 13 日選り出した。それぞれの日で R が (ほぼ) 最小になる時刻 (5 時～8 時) を起時とする 24 時間を 1 つの融雪イベントとみなし、各時刻の水のイン

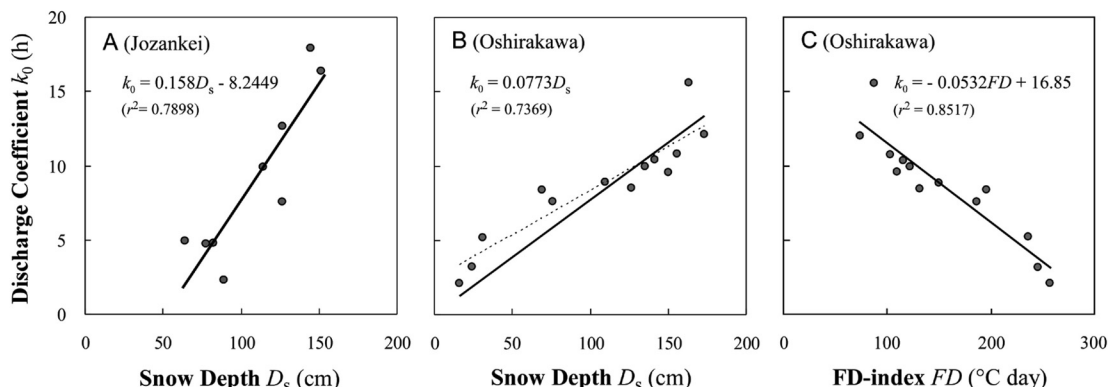


図 8 貯留係数と積雪深, および貯留係数と積算暖度との関係.

A: 1997 年融雪期の定山溪における k_0 - D_s 関係 (中津川ら, 2004), B: 2008 年融雪期の大白川における k_0 - D_s 関係, C: 2008 年融雪期の大白川における k_0 - FD 関係

Fig. 8 The relationships between discharge coefficient and snow depth, and that between discharge coefficient and positive degree-day.

A: The k_0 - D_s relationship at Jozankei in the melt season of 1997 (Nakatsugawa *et al.*, 2004), B: The k_0 - D_s relationship at Oshirakawa in the melt season of 2008, C: The k_0 - FD relationship at Oshirakawa in the melt season of 2008.

プット I_w を式 (15) に与えて, さらに底面融雪量として, 和泉 (1983) による新潟市での観測結果をもとに, 1.8 mm h^{-1} を加えて R を求める。その R と, 積雪水量変化から求めた値との二乗誤差の積算値が最小になるように, 融雪イベントごとの k_0 を試行錯誤的に決定した。

図 8B に, イベントごとに同定した k_0 と, イベント中の 24 時間平均積雪深 D_s (cm) との関係を示す。中津川ら (2004) が定山溪流域での観測結果から見出した関係 (図 8A) と同様に, 大白川でも貯留係数と積雪深との間の直線的な関係を見ることができる。ただし, 大白川と定山溪流域における直線の傾きには明らかな違いのあることが分かる。このような違いには雪質の差が大きく反映されるものと考えられるが, その詳細はまだ明らかではない。

定山溪流域における k_0 - D_s 関係の回帰式 (図 8A) は切片が負の値を示しているが, このことは, ある積雪深以下では貯留効果 (遅れ時間) がなくなることを意味する。一方, 大白川の場合は回帰式の切片が正の値をとる (図 8B の破線)。この場合, 積雪深が 0 になっても貯留効果が存在することになり, 現実的とはいえない。そこで本研究では, 大白川の k_0 - D_s 関係について, 切片を 0 とし

た場合の回帰線 (図 8B の実線) を以下のように求め, 各時刻の積雪深から k_0 を得る際に用いることにした。

$$k_0 = 0.0773D_s \quad (r^2 = 0.7369) \quad (16)$$

ところで, k_0 の変化は積雪深の変化のみに依存するわけではなく, 上述のように雪質 (粒径組成など) の変化にも大きく影響を受けることは明らかであろう。もし積雪深と雪質の変化の総合的な指標となるようなパラメータを見出すことができれば, 単純な形式を保ったままモデルの再現性を向上させることが可能になるかもしれない。そこで本研究では, ひとつの試みとして積算暖度 (0°C 以上の日平均気温の積算値) による k_0 のパラメータ化を行なった。積算暖度は degree-day 法に用いられていることから分かるように, 融雪の進行の指標であり, 積雪深の減少と融雪に伴う雪質の変化の双方を反映しようと考えたからである。また, 積算暖度 (気温) によって k_0 をパラメータ化できれば, 積雪深データは不要となり, モデルの適用がより容易になることも期待される。積算暖度を用いる場合, 積算を開始する日を適切に設定することが必要になるが, 本研究では

河島ら (2002) によって融雪開始日を判断する指標として提案された, First Discharge Index (以下, FD と表わす) の算出手法, すなわち「3 日間連続して日平均気温がマイナスの場合は, それ以前に積算した FD を 0 に戻す」を適用する.

図 8C に, イベントごとの k_0 と, イベント起日における FD ($^{\circ}\text{C day}$) との関係を示す. 積雪深の場合と同じような, かつより相関の高い直線的な関係を見ることができる. この関係の回帰線を以下のように求めることで, k_0 を得るという手法を提案する.

$$k_0 = -0.0532FD + 16.85 \quad (r^2 = 0.8517) \quad (17)$$

ここで, 熱収支法による融雪量 M と雨雪量計で測定された雨量 P , さらに k_0 として積雪深計による積雪深データを式 (16) に代入して求めた場合と, 各時刻の気温データから求めた FD (1 時間ごとの気温を 24 で除して積算した) を式 (17) に代入して得た場合のそれぞれを式 (15) に入力し, 最後に底面融雪量 (1.8 mm h^{-1}) を加えて積雪底面流出量を推定した結果を図 9A に示す. また, 融雪量 M として, 表面融雪量モデル (入力全天日射量: 実測値) による推定値を用いた場合の結果を図 9B に示す. いずれのケースでも融雪期の後半, とくに消雪前 2 週間くらいの期間に関しては, 積雪底面流出量の大きさや変化パターンを極めてよく再現することができていることが分かる. しかしそれ以前の段階では, 推定値の示す時間変化が実際のものよりも緩やかなので, ピーク流出量をかなり過小評価してしまっている点が目につく. また, そもそも積雪底面からの流出が断続的にしか起こっていないと思われる場合があり, なめらかな日周期変化を示す推定流出量のパターンから推測されるような連続的な下方浸透とは違った挙動を融雪水が示していた可能性もあると考えられる. とはいえ, 積雪底面流出量の「増加」「減少」という各フェーズの時間帯など, 流出の変化パターンについてはおおよそ一致しており, いわば「定性的に」推定することができていると言えよう. 全体として見ると, 中津川ら (2004) によるモデルの評価「融雪初期には積雪があって流出のピークカットがみられるが, 積雪の減少にとも

なって応答が早まる傾向を推定できている」が, 大白川観測ステーションでの積雪層に適用した場合にも同じように当てはまるということが出来る.

貯留係数 k_0 のパラメータ化手法の違いは, 消雪前約 5 日間において, 積雪深の関数とした手法が k_0 をやや小さく見積もっているという形で現れている程度であり, 再現性としてはほぼ同様といえるであろう. しかし FD を用いた k_0 のパラメータ化手法の方が, 消雪前 2 週間における二乗誤差和が 8% 小さかったことに加えて, 積雪深データが不要であるという点を考慮すると, より広範な適用可能性を持っているかもしれない.

5. 課 題

以上のような結果から, 本研究で提案した積雪底面流出量のモデリング手法には, 次のような課題が残されていると指摘することができる.

表面融雪量モデルは基本的により再現性を示したが, モデルの各係数が別の年や地域において (どのような) 違いを生ずるのが明らかになっていない. もし全く同じ場所でも年により係数に違いがあるとするならば, 河島ら (2002) がディグリー・デイ・ファクターについて提案したように, 融雪期に入った時点で係数を決定する何らかの方法を開発する必要があるだろう.

一方, 積雪層浸透モデルはより大きな課題を抱えているということが出来る. 本研究の結果では, 前章で示したように, とくに融雪期の前半においてハイドログラフの増加曲線の傾きとピーク流出量とをかなり過小評価してしまっている. このことは主として貯留係数 k_0 の同定における次のような問題に起因している. 融雪期後半において, 表面融雪の発生と積雪底面流出量が増え始める時刻との間の遅れが小さく, また底面流出量増加曲線の傾きが急である場合は, 最適な k_0 を与えた推定値は実際の時間変化を良く再現する. しかし融雪期の中ごろまでの期間において, とくに表面で融雪が発生してから底面流出量の増加が始まるまでの間に数時間の明らかな遅れがある場合は, 最適な k_0 を与えた場合でも時間変化の再現性があまり良くない. 飽和浸透を仮定して各時刻の R を計算する中津川ら (2004) のモデル形式で

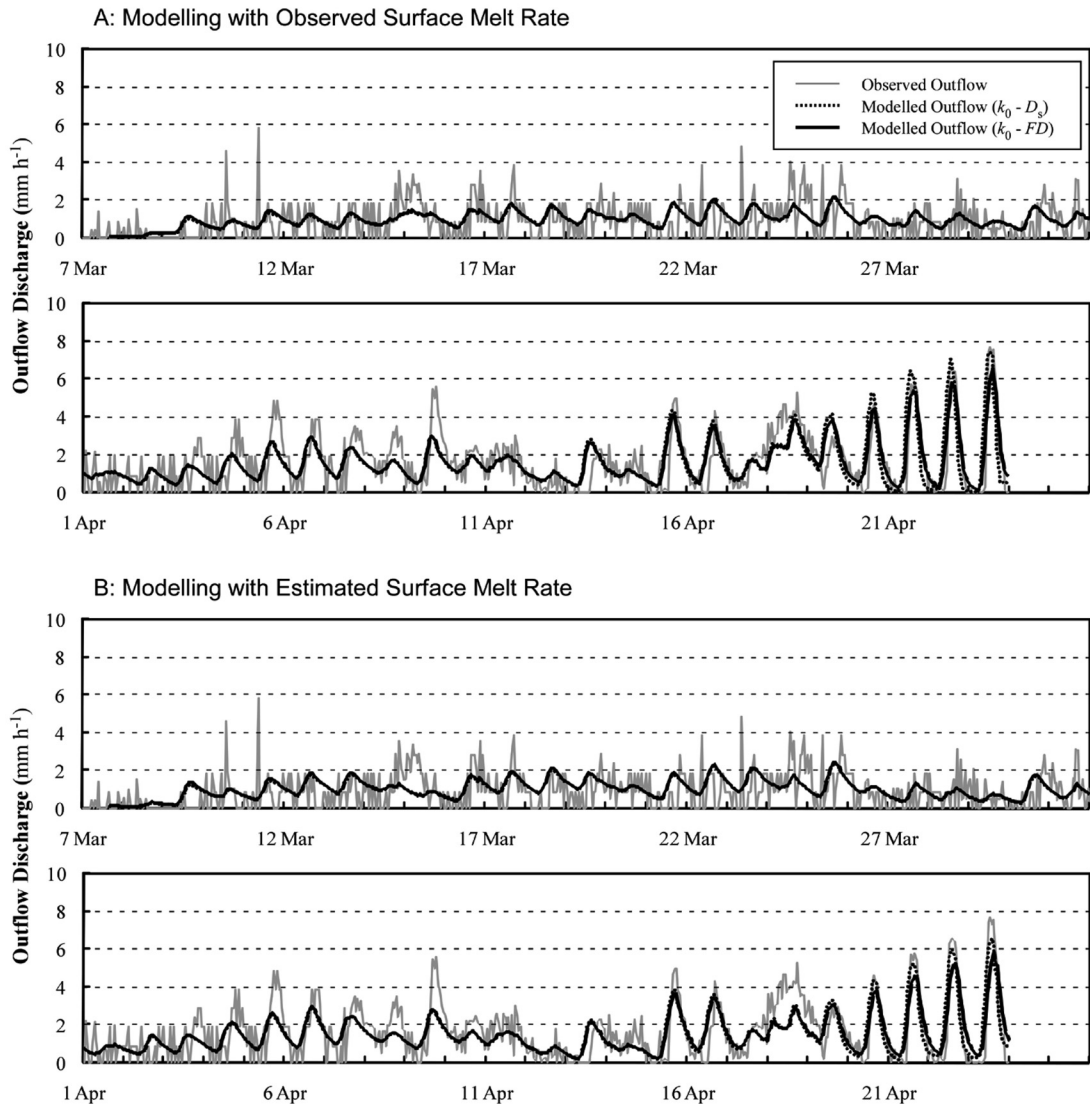


図 9 線型貯留関数モデルによる積雪底面流出量推定値と積雪水量変化に基づく積雪底面流出量実測値の推移。
 A: 熱収支法による実測表面融雪量を用いて推定した結果, B: 表面融雪量モデルによる推定表面融雪量
 を用いて推定した結果。線型貯留関数モデルによる推定値のうち, k_0-FD 関係を用いた結果は黒実線
 で, k_0-D_s 関係を用いた結果は黒点線で示す。

Fig. 9 Variations in outflow from the bottom of a snowpack estimated using the linear reservoir
 model and that obtained from the change in snow water equivalent.

A: Estimates using the linear reservoir model with observed surface melt rate, B: Estimates
 using the linear reservoir model with estimated surface melt rate. The thick black and dotted
 black lines indicate the estimates using the linear reservoir model with the k_0-FD relationship
 and that with the k_0-D_s relationship, respectively.

は、融雪が発生した時刻には必然的に R も発生し始めることになるために、数時間に及ぶ底面流出発生までの遅れ時間は再現することができない。その制約の中で最適な k_0 を決定すると、全体としてなだらかな流出量変化を想定することになり、増加曲線の傾きとピーク流出量とを過小評価してしまう結果となる。

この問題は、融雪期の後半だけでなく、前半においても積雪全層で飽和浸透が起こっているというモデルの仮定に必ずしも妥当性がないことを示している。積雪層内における水の浸透プロセスは、実際には時空間的に極めて不均一な現象であり、単純化した仮定に基づくモデルでは再現の難しい部分が出てくるのは避けがたいとも言える。しかし、実際の防災技術への適用という点からは、ある程度の誤差までは容認した上で（例えば、防災上重要な融雪期後半の再現性が十分に良いならば、前半の再現性の悪さは容認するという考え方もできよう）、広域に適用しやすい単純な形式という方向性を保ちつつ、モデルの改良を進めるのがやはり現実的ではないかと考える。

また、積雪層浸透モデルの貯留係数 k_0 をパラメータ化する際に用いた k_0-D_s 関係および k_0-FD 関係の適用性についても問題があり得る。中津川ら (2004) は、1997 年融雪期において得られた図 8A の k_0-D_s 関係を用いて、翌 1998 年の同じ地点における融雪パターンを再現できると述べている。しかし図 8 から分かるように、大白川で得られた k_0-D_s 関係とは明らかな違いがある。雪質や積雪深の経年変化が北海道よりも大きな本州の積雪地域では、たとえ同じ場所でも年によって k_0-D_s 関係に違いの生ずる可能性は小さくないであろう。一方、 k_0-FD 関係については、 FD が積雪深と雪質の変化をともに反映しうると考えられることから、場所や年による変化がより小さい可能性はある。しかし、今のところ比較しうるデータがないため、その詳細は不明である。

以上の課題を考慮すると、今後は、別の年や地域における観測データを用いて、各モデルの係数の時空間変化特性を明らかにするとともに、中津川ら (2004) のものとは別の形式を用いて鉛直浸透過程のモデル化を試みる必要があると考える。

6. まとめ

本研究では、融雪期における斜面崩壊の危険度予測に資するため、積雪底面流出量の短時間変化を推定する簡便な形式のモデリング手法について、新潟県魚沼市大白川における融雪観測の結果に基づいて検討を行った。表面融雪量を推定するサブモデルには、Konya *et al.* (2004) の提案した、気温と日射量とを変数とする形式を用いた。日射量の入力データとしては、Yang and Koike (2005) の提案した「locally calibrated Ångström model」により AMeDAS の日照時間データから推定した値の適用を、実測値と併せて検討した。また積雪層内の鉛直浸透過程に対応するサブモデルとして、中津川ら (2004) による、飽和浸透を仮定した線型貯留関数モデルを適用した。モデル中の貯留係数 k_0 については、中津川ら (2004) の提案した積雪深の関数とする方法と、積算暖度 (FD) の関数とする方法という、2 種類のパラメータ化を試みた。その結果、とくに融雪期後半においては、いずれの方法を用いても積雪底面流出量の時間変化をよく再現できることが明らかになった。このことは、気温・日射量（あるいは日照時間）・雨量という 3 種類の観測データが得られれば、融雪期後半における積雪底面流出量の予測が可能であることを示している。

謝 辞

新潟県魚沼市大白川における気象・積雪観測の実施に当たっては、新潟電機株式会社、株式会社 MTS 雪氷研究所、株式会社フィールドプロ、御宿休み場の関係各位に多大なるご尽力を頂いた。また図 8A の作成に当たって、室蘭工業大学の中津川誠氏には原図の複製を御快諾いただいた。さらに東北大学大学院工学研究科の朝岡良浩氏、森林総合研究所十日町試験地の竹内由香里氏、さらに中央農業総合研究センターの横山宏太郎氏からは、本稿に対して有益なコメントを頂いた。以上の方々に深く感謝の意を表します。

文 献

- Albert, M. and Krajewski, G., 1998: A fast, physically based point snowmelt model for use in distributed applications. *Hydrological Processes*, **12**, 1809–1824.

- Bengtsson, L., 1982: Percolation of meltwater through a snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, **6**, 73–81.
- Colbeck, S.C., 1978: The physical aspects of water flow through snow. *Advances in Hydroscience*, **11**, 165–206.
- Colbeck, S.C., 1979: Water flow through heterogeneous snow. *Cold Regions Science and Technology*, **1**, 37–45.
- Dunne, T., Price, A. and Colbeck, S.C., 1976: The generation of runoff from subarctic snowpacks. *Water Resources Research*, **12**, 667–685.
- 早川嘉一, 1994: 積雪下面から流れ出る融雪水量の算定に関する一考察. *ハイドロロジー*, **24**, 207–219.
- Hock, R., 1999: A distributed temperature-index ice and snow-melt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, **45**, 101–111.
- Hock, R., 2003: Temperature index melt modelling in mountain regions. *Journal of Hydrology*, **282**, 104–115.
- 和泉 薫, 1983: 積雪底面の融雪量. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, **5**, 123–125.
- 河島克久・飯倉茂弘・杉山友康・遠藤 徹・藤井俊茂, 2002: 鉄道防災に適用可能な日融雪量の簡易推定方法. *雪氷*, **64**, 605–615.
- 河島克久・外狩麻子・岸 滋・石丸民之永・松田益義・栗原 靖, 2006: 積雪水量差を用いた日融雪量算出の問題点. *寒地技術論文・報告集*, **22**, 76–80.
- 気象庁, 1993: 地上気象観測指針. 東京, 日本気象協会, 167pp.
- Konya, K., Matsumoto, T. and Naruse, R., 2004: Surface heat balance and spatially distributed ablation modelling at Koryto Glacier, Kamchatka Peninsula, Russia. *Geografiska Annaler*, **86A**, 337–348.
- Kustas, W.P., Rango, A. and Uijlenhoet, R., 1994: A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, **30**, 1515–1527.
- Marsh, P. and Woo, M.K., 1984: Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover 2. A simulation model. *Water Resources Research*, **20**, 1865–1874.
- Marsh, P. and Woo, M.K., 1985: Meltwater movement in natural heterogeneous snow covers. *Water Resources Research*, **21**, 1710–1716.
- 中津川誠・工藤啓介・星 清, 2004: 積雪貯留を考慮した汎用的な融雪流出解析. *水工学論文集*, **48**, 37–42.
- Nomura, M., 1994: Studies on the delay mechanism of runoff to snowmelt. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science*, **39**, 1–49.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M. and Corripio, J., 2005: An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **51**, 573–587.
- 杉山友康, 2006: JRにおける雨量規制. 地盤工学会豪雨時における斜面崩壊のメカニズムおよび危険度予測編集委員会編: 地盤工学・実務シリーズ 23 豪雨時における斜面崩壊のメカニズムおよび危険度予測. 地盤工学会, 118–123.
- 竹内由香里・村上茂樹・庭野昭二, 2007: ライシメーターと積雪重量計による融雪流出量の比較. *寒地技術論文・報告集*, **23**, 156–160.
- 若浜五郎, 1968: 積雪内における融雪水の移動Ⅲ. 低温科学 物理篇, **A26**, 78–86.
- 山崎 剛, 1994: 積雪と大気. 近藤純正編著: 水環境の気象学, 東京, 朝倉書店, 240–260.
- Yang, K. and Koike, T., 2005: A general model to estimate hourly and daily solar radiation for hydrological studies. *Water Resources Research*, **41**, W10403, doi: 10.1029/2005WR003976.
- 横山宏太郎・小南靖弘・川方俊和, 2003a: 対数法則による風速推定に及ぼす粗度と積雪深の影響. *雪氷北信越*, **23**, 46.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和, 2003b: 冬期における降水量計の捕捉特性. *雪氷*, **65**, 303–316.

Estimation of outflow from the bottom of a snowpack using a combination of a temperature-radiation index snowmelt model and a percolation model

Takane MATSUMOTO^{1)*}, Katsuhisa KAWASHIMA¹⁾, Asako TOGARI-OHTA²⁾
and Makoto SHIMAMURA²⁾

1) *Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University,
Ikarashi 2-no-cho 8050, Nishi-ku, Niigata 950-2181*

2) *Disaster Prevention Research Laboratory, Research and Development Center,
East Japan Railway Company, Nisshin-cho 2-chome 479, Kita-ku, Saitama 930-1405*

**Present address : Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia,
Francisco Bilbao 449, Coyhaique, Región de Aysén, Chile*

Abstract: A simple modeling method for estimating the outflow from the bottom of a snowpack during the spring melt season is proposed; this model can be used in distributed applications for preventing snowmelt-induced landslide hazards in mountainous regions. A temperature-radiation index melt model (Konya *et al.*, 2004) is applied to the results of heat balance observations carried out at Oshirakwa in Niigata Prefecture in the winter of 2007/08 in order to calibrate the coefficients of the model. Estimated global radiation using a locally calibrated Ångström model (Yang and Koike, 2005) with duration of sunshine at the nearest AMeDAS station can be used as an input to the melt model. The percolation of water through a snowpack is modeled using a linear reservoir with a discharge coefficient that varies with a change in the snow depth (Nakatsugawa *et al.*, 2004). Moreover, a new parameterization of the discharge coefficient with positive degree-day is applied for this percolation model. It is found that this combination of a melt model and a percolation model yields good estimates of outflow from the bottom of a snowpack at 1-hour intervals in the latter stage of the melt season when the following three input data are available : air temperature, global radiation (or duration of sunshine), and rainfall intensity.

(2009 年 12 月 29 日受付, 2010 年 3 月 9 日改稿受付, 2010 年 6 月 4 日最終改稿受付, 2010 年 6 月 4 日受理,
討論期限 2011 年 1 月 15 日)