

新潟県旧山古志村芋川流域における融雪特性に関する検討

井良沢道也*・角田皓史**・窪寺洋介**

Study of the snowmelt characteristic in the Imokawa river basin, old village name
Yamakoshi, Niigata prefecture, Japan

Michiya IRASAWA*, Koshi KAKUTA*, Yosuke KUBOTERA

1. はじめに

冬季に山地流域に貯留される積雪は、雪解けに伴い農業用水等の貴重な水資源となるだけでなく、融雪地すべり等の融雪に起因した土砂災害の誘因になる。また、急速に融雪が進行する春先は融雪洪水の危険性もある。融雪出水は、ピーク流量は夏季の豪雨による出水と比較して小さいが出水の期間が長期間であることが特徴である。

本研究の対象地は新潟県旧山古志村（現長岡市）芋川流域である。2004年10月23日に発生した新潟県中越地震では最大震度7を記録し、人家や道路などに多大な被害を与えた。同時に信濃川水系魚野川支川芋川流域では、多くの斜面崩壊や土石流、地すべりが発生した。新潟県では、融雪に起因した土砂災害が発生しやすい。とりわけ、本地域は新潟県の中でも名だたる豪雪地帯であり、地震直後に積雪、融雪を迎えることになり、融雪に起因した土砂災害の発生が懸念された。このため、梅雨期や台風時の降雨による土砂災害より前に、秋田県・澄川の地すべり・土石流災害や長野県・姫川蒲原沢の土石流災害のような、融雪に起因して発生する新たな大規模崩壊や崩壊の発生に伴う河道閉塞の発生、及び土石流の発生・流出等に伴う土砂災害の発生が懸念された。

これまで、小島ら（1984）や太田（1991）により北海道母子里や岩手県八幡平において融雪に関する研究は盛んに行われてきた。特に、岩手県八幡平赤川流域では、岩手大学により融雪

Received January 17, 2007

Accepted, February 13, 2007

* 岩手大学農学部農林環境科学科森林科学講座

**岩手大学大学院農学研究科

水量の推定や融雪に対する河川流出の応答関係等が研究されてきた。また、島谷 (2000) や柴田 (2004)、八重樫 (2005) により融雪観測が行われてきた。しかし、新潟県のような本州日本海側における融雪に関する研究は水津 (2001) 等があるが少ない。

土砂移動特性との対比を検討する上では正確な融雪量の想定が不可欠である。一方、空間スケールにおいて大きな広がりをもつ山地流域において、実際に融雪観測を行いその観測値から流域全体の積雪・融雪量の分布を把握することは実施する上で大変困難である。砂防で対象とする土砂災害発生の頻度の高い数10km²以下の山地小流域では、積雪・融雪・流量観測の実施箇所や観測記録は少ない。特に、観測記録の乏しい山地小流域において、土砂災害発生直後の緊急的災害対策が必要となる状況でも早急に適用できる予測手法の確立が重要である。このため、今後は現地計測をできるだけ少なくし、比較的入手しやすい既存気象観測データセットを用いて、精度の高い積雪賦存量や融雪量を把握でき、さらに天気予報等の気象予測情報を組み合わせることで、融雪による土砂災害の予測等が可能となる手法を考える必要がある。

以上の点を踏まえ、本研究では以下の3点を目的とする。

- ①2004年／2005年冬期において、新潟県旧山古志村芋川流域小松倉地点で気象要素の観測を行い、得られた気象要素を用いて熱収支法で融雪水量を推定する。熱収支法で推定した融雪水量はライシメータ計測値と比較することで、同手法の適用性について検討する。
- ②上述した熱収支法は、多くの気象要素の連続観測が必要であり、多大の労力を必要とするが、熱収支各項を少ない気象要素だけで推定できるようにし、その気象要素を既存の観測から推定しやすい要素に限定できれば、広域の融雪量の推定が容易になる。そこで、水津 (2001) による簡易熱収支法により融雪水量を推定し、その適用性について検討する。
- ③新潟県旧山古志村小松倉地点で融雪観測を行い、積雪断面の雪質等の情報を得る。融雪観測は、2月、3月、4月にそれぞれ1回行い、雪質等の経時変化を把握する。融雪観測結果と気象観測結果との対比を行い、小松倉地点における融雪特性について検討する。
- ④融雪水が積雪層内を浸透する時間や河川流量が最大となる時刻を調べることで、融雪発生から河川流出までの融雪水の一連の動向を把握する。また、融雪や降水と河川流出の関係について調べる。

II. 気象要素の観測

1. 観測地の概要

新潟県の信濃川水系魚野川右支芋川流域内の旧山古志村小松倉 (以下、小松倉地点) に融雪観測地点を設置した。研究の対象とした芋川の流域面積は38.4km²、小松倉地点の標高は190mである。芋川は、信濃川水系の支川魚野川の右支で、上流は旧山古志村 (現長岡市)、中流

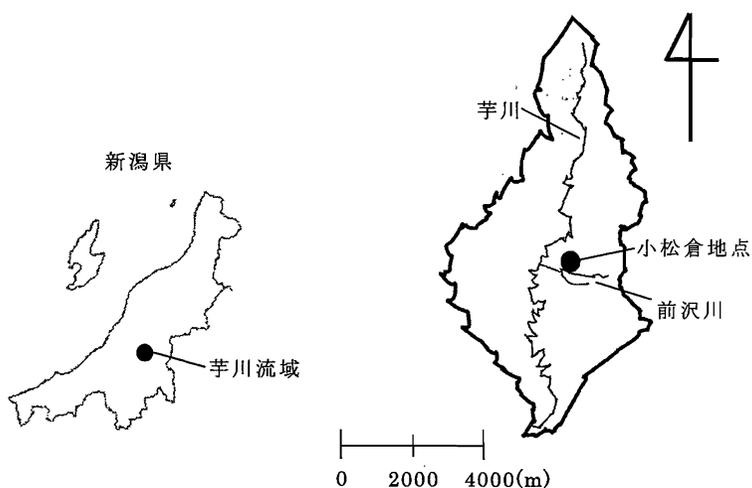


図-1 小松倉地点の位置

は小千谷市、下流は旧堀之内町及び旧広神村（いずれも現魚沼市）に位置するの山地河川である。小松倉地点の位置を図-1に示す。

2. 観測項目及び観測機器

小松倉地点において、気温、相対湿度、全天日射量、風速、風向、気圧、融雪水量の定常観測を行った。融雪水量以外の気象要素はデータロガーWeather Station Logger (HOBO社) による自記記録とし、融雪水量は独立行政法人土木研究所（以下、土木研究所）のデータロガーCR5000 (CAMPBELL社) による自記記録とした。観測項目及び観測機器を表-1に、観測機器の模式図を図-2に、小松倉地点の様子を図-3に示す。

表-1 観測項目及び観測機器

観測地点	観測項目	センサ及び観測機器	データロガー
小松倉地点	気温・相対湿度	HOBO S-THA-M002(onset)	Weather Station Logger (HOBO社)
	全天日射量	HOBO S-LIB-M003(onset)	同上
	風向・風速	HOBO S-WSA-M003(onset)	同上
	気圧	HOBO S-BPA-CM10(onset)	同上
	融雪水量	1m×1mライシメータ 転倒升型量水計(ウイジン)	CR5000 (CAMPBELL社)
	気温・相対湿度	おんどとりTR-72S(T&D社)	おんどとりTR-72S(T&D社)

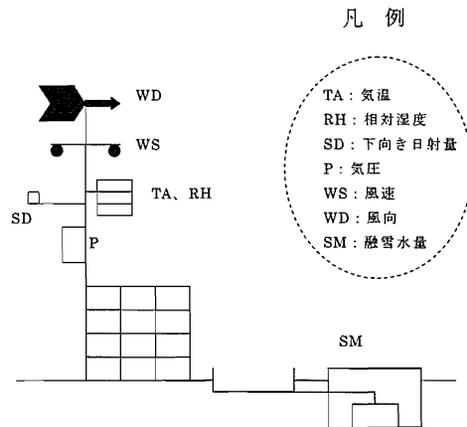


図 - 2 観測機器の模式図

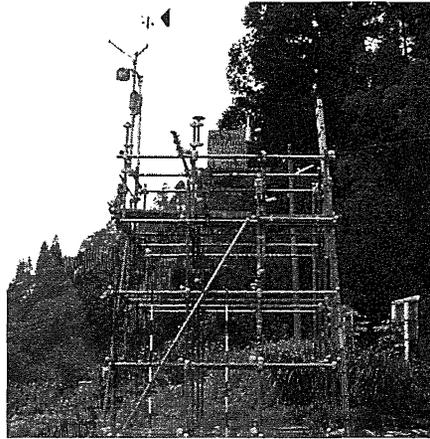


図 - 3 小松倉地点における融雪観測施設の写真

3. 気象要素の観測期間及び観測結果

小松倉地点において、2004年12月26日16:00から2005年7月14日14:00まで気象要素の定常観測を行った。解析対象期間は、2005年1月1日0:00から2005年5月31日23:00である。図 - 4に示した気象要素の観測結果と図 - 5に示した積雪深の観測結果から、以下のことが分かる。なお、積雪深は、土木研究所が観測したデータを使用した。

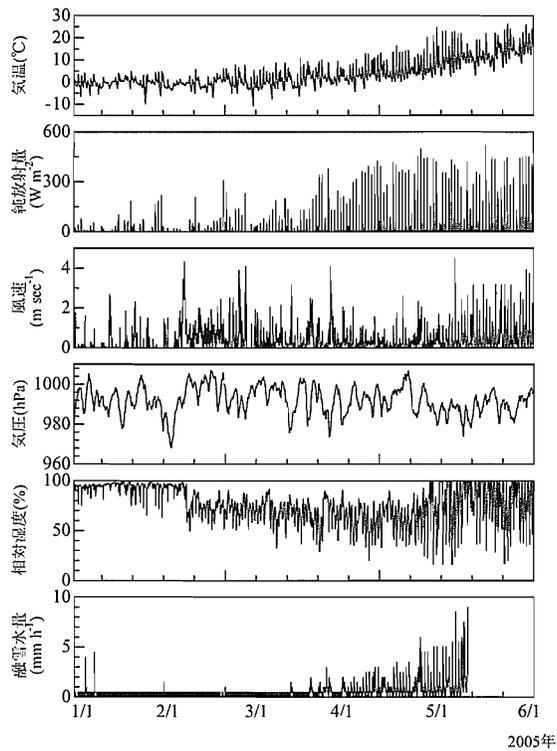


図-4 小松倉地点における各気象要素の経時変化

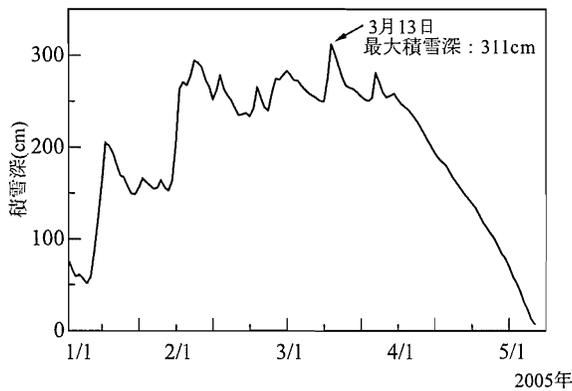


図-5 小松倉地点における積雪深の経時変化

2004年／2005年冬期の気象要素の観測結果の概要を以下に示す。

- ・ 気温：4月下旬から著しく上昇する。
- ・ 純放射量：2月下旬から徐々に上昇し始め、3月下旬から著しく上昇する。これは、全天日射量が増大したことと、気温の上昇に伴ってアルベドが低下したためと考えられる。
- ・ 風速：時期変動はあまりなく、風速は大きくても 4msec^{-1} 程度である。

- ・気圧：時期変動はあまりなく、980hPaから1000hPaで推移している。
- ・相対湿度：1月初旬から2月中旬にかけては高いが、その後は30%から80%を推移し、5月上旬以降は日変動が大きくなる。2月中旬から4月下旬にかけて相対湿度が低くなっているのは、当期間の相対湿度を距離による重み付け法によって推定したためと考えられる。
- ・融雪水量：1月上旬から2月下旬でも融雪が発生していて、3月上旬から著しく増加する。
- ・積雪深：3月13日に最大となる(311cm)。その後は、3月25日から融雪が盛んに発生するようになり、積雪深は直線的に減少し、消雪日は5月8日と推定された。

III. 熱収支法による融雪水量の検証

1. 熱収支法の概説

熱収支法は、雪面に出入りするエネルギー量を計算し、その残差を融雪に使われた熱量と仮定する方法である。Kondo and Yamazaki (1987) は、観測露場など遮蔽物のない平坦な場において、熱収支法により融雪水量を良好に再現する方法を確立している。融雪に使われる熱量は一般に式 (1) で表される。

$$Q_M = Q_N + Q_H + Q_E + Q_P + Q_C \quad (1)$$

ただし、 Q_M は融雪または積雪層の昇温、または降温に用いられる熱量($W m^{-2}$)、 Q_N は純放射量($W m^{-2}$)、 Q_H は顕熱輸送量($W m^{-2}$)、 Q_E は潜熱輸送量($W m^{-2}$)、 Q_P は降雨による熱量($W m^{-2}$)、 Q_C は積雪層中の伝導熱量($W m^{-2}$)である。

純放射量 Q_N は式 (2) によって求める。

$$Q_N = (1 - \alpha) I \downarrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (2)$$

ただし、 α はアルベド、 $I \downarrow$ は全天日射量($W m^{-2}$)、 $L \downarrow$ は下向き長波放射量($W m^{-2}$)、 $L \uparrow$ は上向き長波放射量($W m^{-2}$)である。

アルベド α は山崎ら (1994) の式 (3) より推定する。ある日の日降雪深が3cm以上の場合には日平均気温 Ta に応じた値 α_{max} となる。その後は、日降雪深が3cm以上ある場合は、 Ta に応じた値 α_{max} となるが、日降雪深が3cm以上ない場合は、式 (4) に従って減少する。 α_n は降雪後 n 日経過した日のアルベドである。式 (4) の係数 k は式 (5) で表される。

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{max} &= 0.12Ta + 0.76 \quad (Ta \geq -1.0^\circ C) \\ &= 0.88 \quad (Ta \leq -1.0^\circ C) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ただし、 Ta は日平均気温($^\circ C$)である。

$$\left. \begin{aligned} \alpha_0 &= \alpha_{max} \\ \alpha_n &= (\alpha_{n-1} - 0.4) \exp(-1/k) + 0.4 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

$$\left. \begin{aligned} k &= -4.9Ta + 4.5 \quad (Ta \leq 0.1^\circ C) \\ k &= 4.0 \quad (Ta \geq 0.1^\circ C) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

下向き長波放射量 $L\downarrow$ と上向き長波放射量 $L\uparrow$ はそれぞれ式 (6)、(7) より求める。

$$L\downarrow = \varepsilon\sigma(Ta+273)^4 \left[0.605 + 0.048e_{SAT}^{\frac{1}{2}} \right] \quad (6)$$

$$L\uparrow = \varepsilon\sigma(T_0+273)^4 \quad (7)$$

ただし、 ε は雪面の射出率、 σ はStefan-Boltzman定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 T_0 は雪面温度 ($^{\circ}\text{C}$)、 e_{SAT} は飽和水蒸気圧(hPa)である。 ε は雪面の平均的な値(柴田ら、1987)である0.9を用いた。なお、本研究では、雪面温度は 0°C であると仮定して計算した。

顕熱輸送量 Q_H 、潜熱輸送量 Q_E は以下のバルク法により求める。 Q_H は温度の高い方から低い方へ温度勾配によって輸送される熱量である。また、 Q_E は水蒸気勾配によって輸送される熱量である。

$$Q_H = C_p C_H U (T - T_0) \quad (8)$$

$$Q_E = \lambda p C_E U (0.622/p) (e - e_0) \quad (9)$$

ただし、 C_p は空気の定圧比熱 ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 P は空気密度 (kg m^{-3})、 C_H および C_E はバルク係数、 U は風速 (m sec^{-1})、 T は気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 λ は水の気化潜熱 ($2.50 \times 10^6 - 2400T$)、 P は大気圧 (hPa)、 e は水蒸気圧 (hPa)、 e_0 は雪面の飽和水蒸気圧 (hPa) であり融雪が生じている時は $e_0 = 6.11$ (hPa) である。また、バルク係数 C_H および C_E は平均的な値0.002を用いた。

空気密度 P は式 (10) によって求める。

$$P = 1.293 \cdot \frac{273.15}{273.15 + T} \cdot \left[\frac{P}{1013.25} \right] \cdot \left[1 - 0.378 \frac{e}{P} \right] \quad (10)$$

水蒸気圧 e は式 (11) によって求める。

$$e = \frac{h \cdot e_{SAT}}{100} \quad (11)$$

ただし、 h は相対湿度(%)である。

飽和水蒸気圧は式 (12) によって求める。

$$e_{SAT} = 6.1078 \cdot 10^{\left(\frac{7.5 \cdot T}{237.3 + T} \right)} \quad (12)$$

降雨が積雪に与える熱量は、式 (13) によって求める(小島、1979)。

$$Q_r = \frac{R \times 10^4}{10} \times T \times \frac{4.18}{3600} \quad (13)$$

ただし、 R は降水量 (mm h^{-1}) である。

熱収支法では、融雪熱量を厳密に算出できるように降雨による熱量を考慮しているが、降雨による搬送熱は非常に小さい。仮に、 10°C の雨が 10mm 降っても水位に換算して 1.25mm 程度しか融雪水量は発生しない。そのため、本研究では、降雨による熱量を考慮していない。

積雪層中の伝導熱量 Q_c は式 (14) によって求める。

$$Q_c = K_s (dT_s / dz) \quad (14)$$

ただし、 K_s は雪の熱伝導係数、 T_s は雪温 (°C) である。積雪層内の熱伝導は、雪粒子とそれらの結合部での伝導、雪粒子間の空気内の伝導などが混ざり合ったものであり、 K_s は見かけの熱伝導係数と考えて用いられる。また、融雪期には積雪層全体が自由水を含み温度勾配がなくなる ($dT_s/dz = 0$) ため、積雪層中の伝導熱量 $Q_c = 0$ となる。

以上より、雪面に与えられたエネルギーはすべて融雪に使われるとすると、式 (1) は近似的に式 (15) のように表される。

$$Q_M = Q_N + Q_H + Q_E \tag{15}$$

融雪水量 M は、式 (16) によって求める。

$$M = \frac{Q_M}{L_m} \times 3600 \tag{16}$$

ただし、 Q_M は融雪熱量 ($W \text{ m}^{-2}$)、 M は融雪水量 ($mm \text{ h}^{-1}$)、 L_m は水の融解熱 ($0.334 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) である。

2. 熱収支法で推定した融雪水量とライシメータ計測値の比較

熱収支法で推定した融雪水量とライシメータ計測値を比較した結果を図 - 6 に示す。ここで、ジュリアンデイは1月1日を第1日として12月31日を第365日とした日数である。図 - 6 より、小松倉地点では2月～3月上旬にかけても融雪が発生している。融雪が盛んに発生するようになる

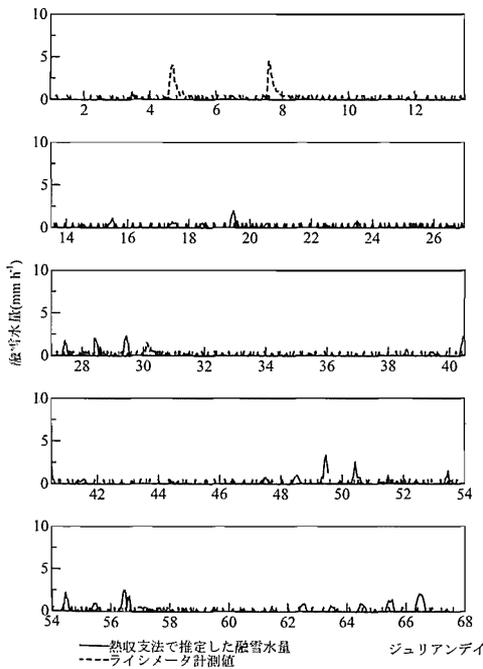


図 - 6 小松倉地点における融雪水量の経時変化(a)

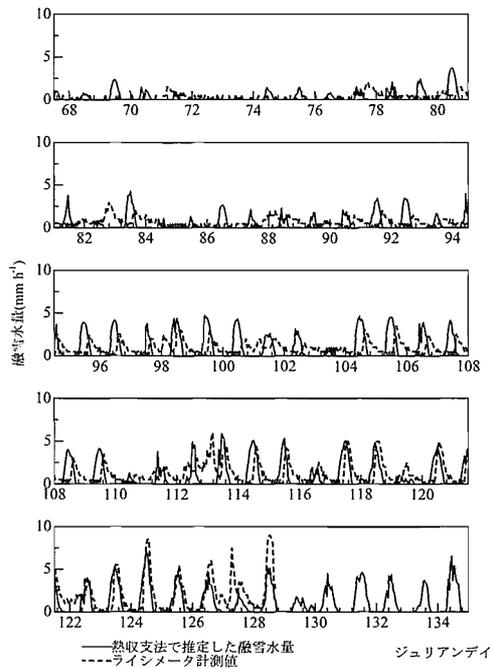


図 - 6 小松倉地点における融雪水量の経時変化(b)

のは、3月下旬以降であり、融雪水量のピーク値は $5\sim 7\text{mm h}^{-1}$ である。熱収支法で推定した融雪水量とライシメータ計測値の値は、概ね一致している。

2005年の小松倉地点では最大積雪深が3.11mであった。平年値が2.5mであるため、積雪が多かった年であるといえる。また、融雪は日平均気温が 0°C 近くなる2月前半から発生する。気温が上昇する3月中旬からは断続的に 20mm day^{-1} 以上の融雪が発生し、消雪日に近づくにつれて融雪水量が増加する。融雪最盛期には総融雪水量の5割程度が集中する。ピーク値は実測値では5月8日の消雪日当日に記録する 63.5mm day^{-1} であった。また、小松倉地点では1月から降雨を記録する日が存在する。そのため、降雨が融雪に寄与せず、直接ライシメータに入り込んだ可能性があり、データが過大に表現されることがある。

3. 簡易熱収支法の概説

上述した熱収支法は、多くの気象要素の連続観測が必要であり、多大の労力を必要とする。このため、熱収支各項を少ない気象要素だけで推定できるようにし、その気象要素を既存の観測から推定しやすい要素に限定できれば、広域の融雪量の推定が容易になる。そこで、本研究は、融雪期に発生する二次的な土砂災害の防止・軽減のため、簡易に融雪量の計算が行え、かつ予測に必要なデータを既往の気象観測データから得ることができる簡易な熱収支法による推定手法の検討を行う。こうした簡易熱収支法は、水津（2001）によって考案された融雪水量推定手法である。具体的にはSLファクタ K_{SL} を導入することにより、顕熱・潜熱輸送量による融雪水量を容易に推定できる。簡易熱収支法で顕熱・潜熱輸送量による融雪水量を推定するために必要なパラメータは、日平均気温とSLファクタのみで良い。一方、簡易熱収支法の純放射量寄与部分は熱収支法と同様に算出する。純放射量 Q_N は、日射率（日照時間／可照時間）の関係と全天日射量の間には比例関係があることから算出する。したがって、本手法ではSLファクタ K_{SL} が求められれば、日平均気温、降水量、日照時間の3つのファクターのみで良い。

簡易熱収支法では、式（17）、（18）より顕熱・潜熱輸送量による融雪水量を推定する。

$$H = K_{SL} P T_a / 1013 \quad (17)$$

$$\lambda E = 1.53 K_{SL} (e - 6.11) \quad (18)$$

$$K_{SL} \propto C_p \rho C_H U \quad (19)$$

ただし、 H は顕熱輸送量による融雪水量（ mm day^{-1} ）、 λE は潜熱輸送量による融雪水量（ mm day^{-1} ）、 P は標準大気圧（hPa）、 T_a は日平均気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）、 K_{SL} はSLファクタ（ $\text{mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{day}^{-1}$ ）、 e は飽和水蒸気圧（hPa）、 C_p は空気定圧比熱、 ρ は空気密度、 C_H は顕熱輸送量に対するバルク係数（=潜熱輸送量に対するバルク係数 C_E ）、 U は風速（ m sec^{-1} ）である。

K_{SL} は融雪水量を推定する地域ごとに決定する必要がある。その方法は、融雪水量によるもの、積算融雪水量によるもの、総融雪水量によるもの、消雪日を利用するものがある。 K_{SL} は水津（2001）の方法に従い、2005年に小松倉地点で観測した気象要素を用いて推定した融雪水

量より計算した。以下にその手順を示す。熱収支法で推定した融雪水量から純放射量による融雪水量を引き、その差を顕熱・潜熱輸送量による融雪水量とする。これをバルク法による計算値とする。簡易熱収支法で式 (17)、(18) より顕熱・潜熱輸送量による融雪水量を計算する。これを K_{SL} 法による計算値とする。バルク法による計算値と K_{SL} 法の計算値の誤差が最小になるように、 K_{SL} の値を推定した。以上から、小松倉地点における K_{SL} は1.2と推定された。

簡易熱収支法で推定した日融雪水量と熱収支法で推定した日融雪水量の経時変化を図-7に示す。本研究では、純放射量による融雪水量は、式(2)から式(7)によって算出した。図-7より、融雪末期に簡易熱収支法ではやや過大に推定されるが、融雪期全体を通して、融雪水量を精度良く推定することができた。また、同日の簡易熱収支法で推定した日融雪水量と熱収支法で推定した日融雪水量を比較した結果を図-8に示す。ただし、図-8の図中の破線は $y=x$

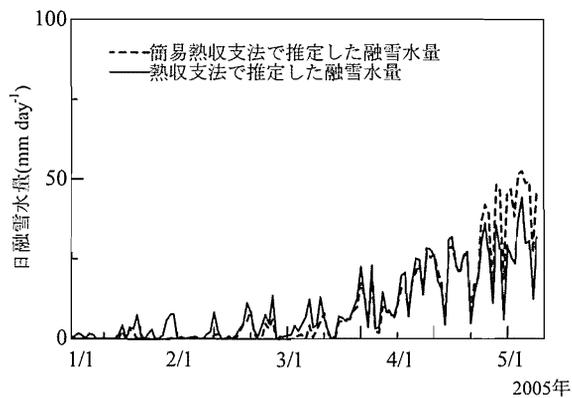


図-7 簡易熱収支法で推定した日融雪水量の経時変化 ($K_{SL}=1.2$)

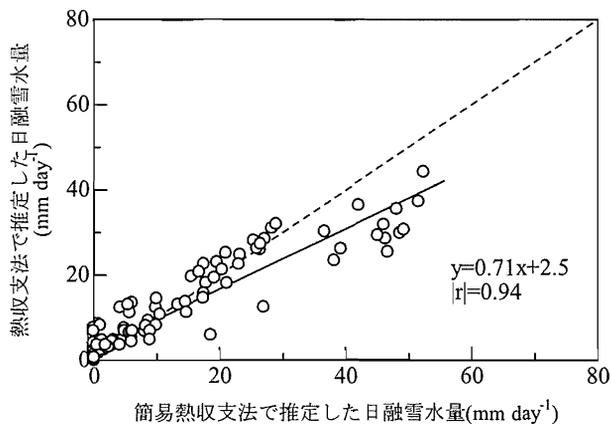


図-8 簡易熱収支法で推定した日融雪水量の評価 ($K_{SL}=1.2$)

の直線である。また、図中の実線は近似直線である。近似式及び相関係数は図中に示す。図-8より、多くのプロットが $y=x$ 上に分布していることが分かる。相関係数は0.94、二乗平均平方根誤差 $RMSE$ は 5.8mm day^{-1} 、平均誤差は 0.59mm day^{-1} となった。

IV. 融雪観測の方法及び結果

1. 積雪断面観測

積雪断面の積雪層の雪質とその厚さ、積雪深の情報を得るために積雪断面観測を行った。まず、攪乱されていない雪面を選び、日射の影響で積雪断面が変化することを防ぐため、太陽に向かって積雪を地表まで掘る。その後、雪バラにより積雪断面を整え観測を行った。積雪深は、2月18日が286cm、3月19日が286cm、4月23日が152cmであった。

積雪断面の積雪層と雪質を目視で観測した。また、積雪層の厚さ及び氷板の有無とその厚さも観測した。結果を図-9に示す。3月19日及び4月23日には氷板が観察されている。

2. 全層積雪密度及び積雪水量

全層積雪密度は断面積 19.6cm^2 、長さ200cmのスノーサンブラを用いて雪を採取し、その重量を分解能1gのばねばかりで測定することで求めた。3~4回雪を採取して、平均値をその日の全層積雪密度とした。

観測地の積雪水量は式(20)で推定する。

$$H_w = 10 \rho_s H_s \tag{20}$$

ただし、 H_w は積雪水量(mm)、 ρ_s は全層平均密度(g cm^{-3})、 H_s は積雪深(cm)である。全層積雪密度の測定結果と推定積雪水量を表-2に示す。

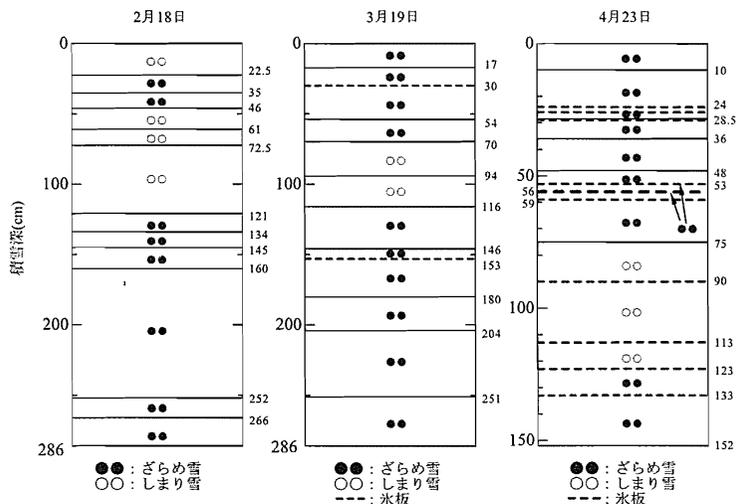


図-9 積雪層と雪質

表 - 2 全層積雪密度及び積雪水量

月日	2/18	3/19	4/23
全層積雪密度(g/cm ³)	0.37	0.55	0.61
積雪水量(mm)	1058	1573	927

V. 融雪と河川流出

融雪水の河川流出を検討するうえで、融雪水の基本的な動向を把握することは重要である。融雪水の融雪発生から河川流出までの動向の概要は以下の通りである。

①積雪表面で融雪が発生→②融雪水が積雪層内を浸透→③河川へ流出

1. 融雪水の積雪内浸透

熱収支法では積雪表面で発生した融雪水量を計算する。これに対し、ライシメータは地面に設置されているので、積雪内を浸透した融雪水量及び降雨量を計測している。1日の中で融雪が最も盛んになるのは、日射量が大きくて気温が高い正午過ぎである。一方、ライシメータ計測値のピークは、融雪水が積雪中を移動するためにこれより遅れる。この遅れは、融雪水が積雪表面から地面に到達するまでの時間であり、融雪初期から融雪末期になるに従い短くなっていく傾向がある。本研究では、融雪発生からライシメータが応答するまでの遅れを、「積雪内浸透の遅延時間」とする。

積雪内浸透の遅延時間の経時変化を調べた。積雪内浸透の遅延時間は、「ライシメータ計測値が最大となった時刻」と「熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻」の差とした。例えば、ある日のライシメータ計測値が最大となったのが15:00で、熱収支法で推定した融雪水量が最大となったのが12:00だとすると、積雪内浸透の遅延時間は15-12=3時間となる。ただし、熱収支法で推定した融雪水量が0mm day⁻¹の日や明確なピークが見られない日については除外した。積雪内浸透の遅延時間と日平均気温との関係を図-10に示す。3月19日及び4月23日における積雪内浸透の遅延時間は、融雪観測の浸透実験で得た実測値を用いた。図-10より、積雪内浸透の遅延時間は季節の進行とともに短くなっていることが分かる。融雪末期になるとともに積雪深が減少することで、融雪水が移動する距離が短くなるため積雪内浸透の遅

表 - 3 浸透速度

年	月	日	日平均の浸透速度(cm/h)
2005	2	18	29.3
2005	3	19	19.3
2005	4	23	55.8

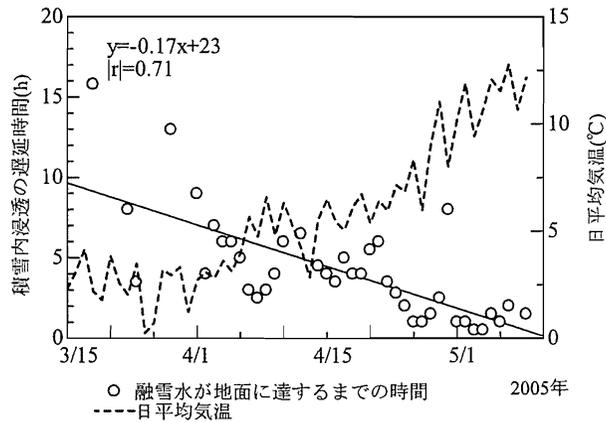


図 - 10 積雪内浸透の遅延時間と日平均気温の経時変化

延時間が短くなる。また、融雪観測の結果から、積雪がざらめ化するとともに浸透速度が大きくなることが分かった。この2点のために、積雪内浸透の遅延時間は季節の進行とともに短くなる。

2. 芋川流域における流量

図 - 11に芋川流域における、前沢川2号砂防堰堤（新潟県土木部所管）及び東竹沢、小芋大橋の位置を示す。また、小松倉地点は前沢川2号堰堤の付近にある。前沢川2号堰堤における流量、東竹沢における流量、小芋大橋における流量の経時変化を図 - 12から図 - 14に示す。

前沢川2号堰堤の流量は、土木研究所が観測した水位データを用いてダイヤモンドコンサルタント（2005）が流水断面積に流速を乗じることで推定したものである。また、東竹沢及び小芋大橋における流量は、国土交通省湯沢砂防事務所が観測した水位データから(株)ダイヤモンドコンサルタン

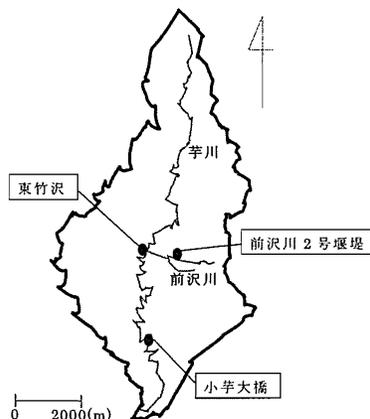


図 - 11 芋川流域の位置図

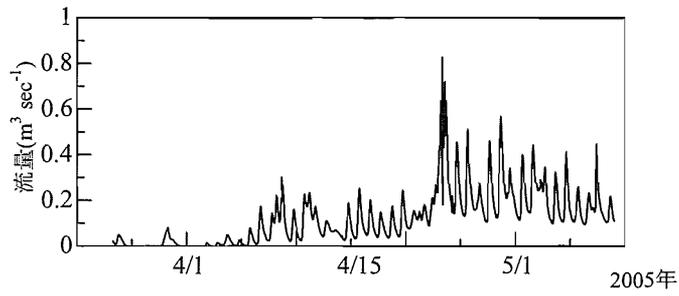


図-12 前沢川2号堰堤における流量の経時変化

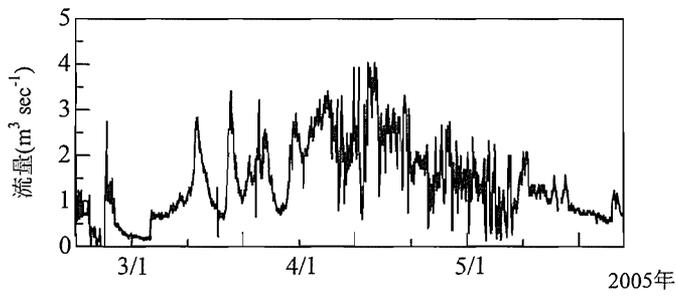


図-13 東竹沢における流量の経時変化

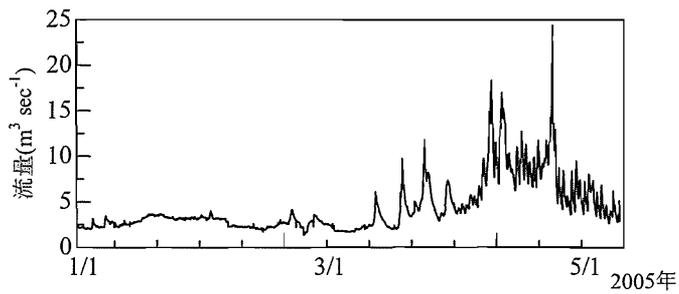


図-14 小芋大橋における流量の経時変化

ト(2005)が同様の式で推定したものである。図-12より、前沢川2号堰堤における流量は全時期を通して少ないが、4月上旬から増加し4月23日に最大流量($0.8\text{m}^3\text{sec}^{-1}$)となる。図-13より、東竹沢における流量は、3月上旬から増加し4月13日に最大流量($4.0\text{m}^3\text{sec}^{-1}$)となる。図-14より、小芋大橋における流量は、3月中旬までは少なく大きな変動も見られない。4月中旬から融雪水の増加に伴い流量は増加する。4月23日に最大流量($24\text{m}^3\text{sec}^{-1}$)となった後、減少する。これは、小芋大橋周辺が消雪するためであるが、上流部では融雪が続いているため流量の減少は緩やかである。

3. 融雪水量及び降水量と流量のピーク値の比較

熱収支法で推定した融雪水量の日積算値と同日の流量のピーク値を比較した。対象とした期間は、融雪水による流量増加が著しくなる4月1日から小松倉地点の推定消雪日である5月8日とした。結果を図-15に示す。

降水量の日積算値と同日の流量のピーク値を比較し、降水量と河川流量のピーク値の関係を調べた。なお、降水量は、湯沢砂防事務所が東竹沢で観測したデータを用いた。対象とした期間は、融雪水量と流量のピーク値の関係について解析したものと同様である。結果を図-16に

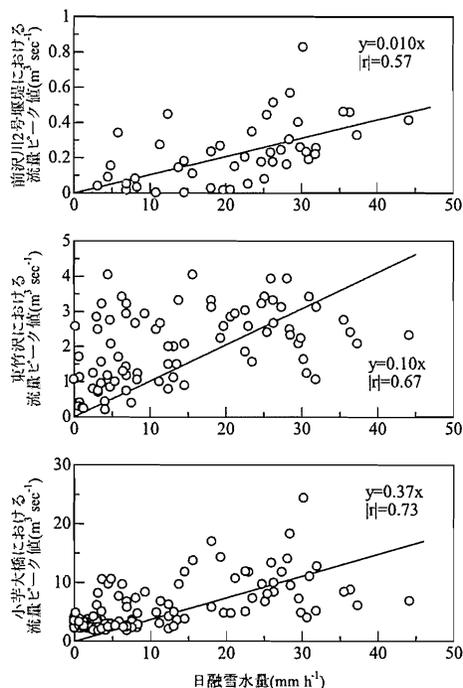


図-15 日融雪水量と流量のピーク値の関係

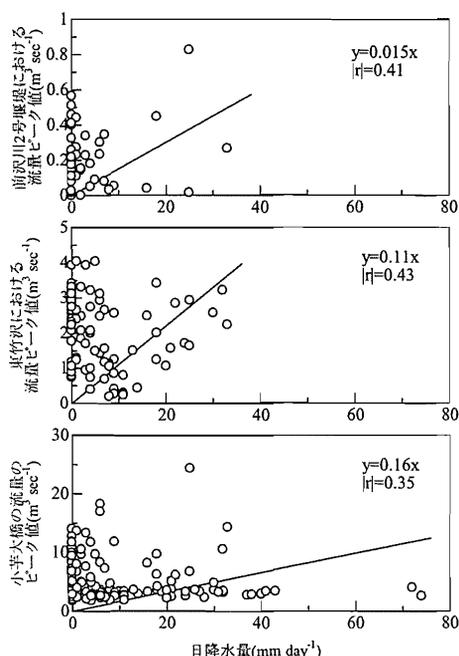


図 - 16 日降水量と流量のピーク値の関係

示す。図 - 16より、全体的にプロットがばらついていて、降水量と流量のピーク値の関係は無相関といえる。

全地点で、「融雪水量と流量のピーク値の関係」の相関係数が、「降水量と流量のピーク値の関係」の相関係数よりも大きくなった。以上より、融雪期には、降水量よりも融雪水量が流量の増減に影響を与えることが分かった。これは、八重樫 (2005) が八幡平赤川流域で得た結果と一致する。

4. 流出の遅延時間

融雪が最も盛んなのは正午頃である。融雪水は積雪層内を浸透し地表に到達した後、河川へ流出する。そのため、流量は融雪発生から遅れて反応する。この遅れを、本研究では、「流出の遅延時間」と言う。流出の遅延時間は、同日の「熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻」と「流量が最大となった時刻」の差とした。流出の遅延時間の経時変化を図 - 17示す。

前沢川2号堰堤における流出の遅延時間は、東竹沢及び小芋大橋における流出の遅延時間の図と比較して高い相関を示している。これは、小松倉地点と前沢川2号堰堤が近いためであると考えられる。積雪内浸透の遅延時間の短縮に伴い、流出の遅延時間も短くなる。前沢川2号堰堤における流出の遅延時間は、4月1日から4月20日では6～12時間、4月20日から5月8日では3～5時間となり、季節の進行とともに短くなる。

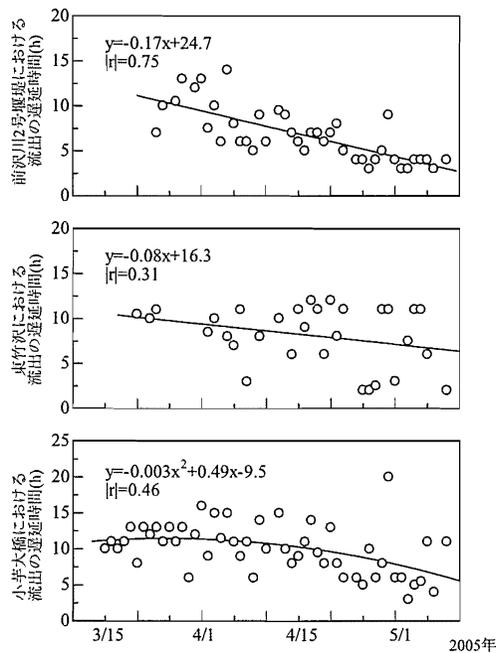


図 - 17 流出の遅延時間の経時変化

東竹沢における流出の遅延時間は、4月25日頃に短くなっている。ダイヤコンサルタント(2005)によると、東竹沢における消雪日は4月下旬であり、4月25日頃は積雪が少なくなっていると考えられる。そのため、東竹沢における積雪内浸透の遅延時間が短くなり、それに伴い流出の遅延時間も短くなったと考えられる。東竹沢周辺が消雪した後は、小松倉地点の融雪の影響を受けるため、再び流出の遅延時間が長くなる。

小芋大橋における流出の遅延時間の図は、プロットが全体的にばらついている。これは、小芋大橋が芋川の流域末端に位置していることにより、日によって異なる地点の融雪の影響を受けるためと考えられる。例えば、ある日について、小松倉地点では午前中に風が強かったために、熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻が10:00だったとする。また、同日、東竹沢では正午過ぎに気温が高くなったために、熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻が14:00で、小松倉地点よりも大量の融雪水が発生したとする。同日の、小芋大橋における流量が最大となった時刻が東竹沢の融雪水の影響をより受けたとする。この場合、「小芋大橋における流量が最大となった時刻」と「小松倉地点において熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻」の差で表される「小芋大橋における流出の遅延時間」は長くなると考えられる。つまり、日射や風速、気温等の融雪に卓越して影響を与えるファクタが日によって異なり、また、流量の増減に卓越して影響を与える地域が日によって異なることで、小芋大橋における流出の遅延時間をばらつかせていると考えられる。

小芋大橋における流出の遅延時間は、3月20日から4月20日までは7~15時間で推移していて、4月20日以降では流域全体で積雪深が減少することに伴い短くなっている。

VI. まとめと今後の課題

融雪による土砂移動特性を検討する上では、土砂移動の発生する場での積雪分布、融雪現象の把握、そして地下への浸透といった一連の現象把握とその精度の高い予測手法の確立が不可欠である。このため、2004年10月23日の新潟県中越地震で多数の崩壊の発生した芋川流域を対象に集中観測を行い、山地流域で普遍的に適用できる精度の高い融雪水量の推定手法を検討した。

本研究により、以下の結果と課題が得られた。

- 1) 2005年の小松倉地点では最大積雪深が3.11mであった。平年値が2.5mであるため、積雪が多かった年であるといえる。また、融雪は日平均気温が0℃近くなる2月前半から発生する。気温が上昇する3月中旬からは断続的に20mm day⁻¹以上の融雪が発生し、消雪日に近づくにつれて融雪水量が増加する。融雪最盛期には総融雪水量の5割程度が集中する。小松倉地点において、ライシメータで観測した融雪水量は最盛期において60mm/dayを越え、融雪期末期の気象条件及び積雪量によっては、土石流等を生起する融雪量が生じる可能性があることが分かった。
- 2) 現地における気象観測によって得られたデータを用いて熱収支法で推定した融雪水量とライシメータ計測値は概ね一致した。熱収支法は両観測地点共に実測値と近く、精度の良い良好な推定を行うことができた。これまでの研究例と同じく、時間単位、日単位共に良好に融雪を再現することが可能である。
- 3) 小松倉地点において、水津(2001)による簡易熱収支法で融雪水量を推定した。2005年に小松倉地点で観測した気象条件からSLファクタ K_{SL} を推定し $K_{SL}=1.2$ が得られた。 $K_{SL}=1.2$ として、融雪水量の推定を行った結果、融雪期全体を通して精度良く推定することができた。今後の課題として、2006年についても $K_{SL}=1.2$ で小松倉地点の融雪水量を精度良く推定することができるかどうかを検証することが挙げられる。また、気象庁の出している気象予報値などによる予測の可能性についての検討も必要である。
- 4) 小松倉地点で融雪観測を行い、以下のことが分かった。積雪の密度は、季節の進行とともに大きくなった。雪質は、2月中旬にはしまり雪とざらめ雪だったのが、3月中旬及び4月下旬

にはほぼ全層がざらめ雪となり、氷板も多く形成された。融雪水の浸透速度の日平均値は季節の進行とともに大きくなった。このため、融雪期末期において多量の融雪と大雨が重なった場合、融雪・出水の規模も大きくなる可能性がある。

5) 「熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻」と「ライシメータ計測値が最大となった時刻」の差で表される積雪内浸透の遅延時間は、季節の進行とともに短くなった。これは、積雪深が減少するとともに融雪水が移動する距離が短くなったためと、積雪のざらめ化が進行したため融雪水の浸透速度が大きくなったためであることが分かった。一方、「熱収支法で推定した融雪水量が最大となった時刻」と「流量が最大となった時刻」の差で表される流出の遅延時間は、季節の進行とともに短くなる傾向があった。

6) 芋川流域においては、流量のピーク値と日融雪水量は相関性が高かった。しかし、流量のピーク値と日降水量は無相関であった。このことから、融雪期には、降水よりも融雪が流量の変動に影響を与えることが分かった。積雪内浸透の遅延時間を正確に把握することは、融雪に起因した土砂災害発生の危険性が高い時刻を予測する上で重要である。また、流出の遅延時間を把握することは、融雪洪水の発生時刻や流量の増加を予測する上で重要である。当流域において、融雪現象についてタンクモデルや貯留関数法等の流出モデルを適用させることが今後の課題である。

現行の土砂災害の警戒・避難システムに融雪水の効果は考慮されていない。このため、今後も融雪水を考慮した崩壊・土石流発生危険基準の設定に向けての検討をし、融雪に起因した土砂災害をターゲットとした警戒避難システムの構築をしていく必要がある。改良を行うデータの蓄積、及び今回と異なる融雪期の気象データに対する本予測手法の妥当性の検証のため、芋川流域で今後も検討していく予定である。

最後に、本研究にあたり、新潟県旧山古志村での観測を援助して頂いた、独立行政法人土木研究所に御礼申し上げます。また、新潟県旧山古志村における気象観測データを御提供くださいました、国土交通省北陸地方整備局湯沢砂防事務所にも御礼申し上げます。「平成17年度 新潟県芋川における融雪関連データ整理および計算業務報告書」を御提供くださいました、株式会社ダイヤコンサルタントに御礼申し上げます。

引用文献

堀越綾子（2005）山岳地流域における気象の時空間分布特性—八幡平赤川流域を対象として—，

岩手大学修士論文.

石川信敬, 小島賢二, 本山秀明 (1985) 熱収支法, 及び単純な気象要素による表面融雪量の予測について, 低温科学, 物理篇, 第44巻: 63-75.

岩手大学 (2005) 新潟県山古志村前沢川における融雪量に関する検討業務報告書: 1-45.

株式会社ダイヤコンサルタント (2005) 新潟県芋川における融雪関連データ整理及び計算業務報告: 61-120.

熊倉俊郎, 山野井克己, 早川典正 (2004) 積雪の多層圧密モデルを用いた北陸地方の降積雪現象の解析, 雪氷, 日本雪氷学会誌, 66 (1): 35-50.

小池俊雄, 佐渡公明, 橋本大, 坂本和則, 西館昌行 (1991) AMeDAS日照時間による日射量推定の総合化, 水文・水資源学会要旨集: 26-29.

小島賢治, 本山秀明 (1984) 積雪中の融雪水浸透量ピークの時間遅れ, 低温科学, 物理篇: 第43巻

小島賢二, 小林大二, 小林俊一, 油川英明, 石川信敬 (1970) 母子里の小流域における融雪, 流出, および熱収支の研究 I, 低温科学, 物理篇, 第28巻: 175-180.

近藤純正編 (1994) 水環境の気象学, 朝倉出版, 350.

近藤純正, 山崎剛 (1987) 熱収支法による融雪量の予測, 雪氷, 日本雪氷学会誌, 49 (4): 181-191.

松井健太郎 (2003) 既存気象データセットを利用した亜高山帯に対する分布型融雪モデルの適用, 岩手大学修士論文.

本山秀明, 小林大二, 小島賢二 (1983) 融雪期における小流域の熱収支 I, 低温科学, 物理篇, 第42巻: 123-133.

本山秀明, 小林大二, 小島賢二 (1983) 融雪期における小流域の熱収支 II, 低温科学, 物理篇, 第42巻: 135-145.

太田岳史 (1989) 気温および降水量による山地積水量の経時変化の推定, 日本雪氷学会誌, 51 (1): 37-48.

大田岳史, 橋本哲 (1991) 落葉樹林内外における雪面上純放射量の推定と表層融雪量, 水文・水資源学会1991年研究発表会要旨集: 18-21.

水津重雄 (2001) 簡易熱収支法による融雪・積雪水量モデル. 雪氷, 日本雪氷学会誌, 63 (3): 307-318.

水津重雄 (2002) 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. 雪氷, 日本雪氷学会誌, 64 (6): 617-630.

塚本良則編 (1992) 森林水文学, 文永堂出版, 203.

八重樫純 (2004) 亜高山帯流域における融雪及び河川流出の関係, 岩手大学卒業論文.

島谷順子 (2000) 八幡平赤川流域における融雪と流出に関する遅延について, 岩手大学卒業論

文.

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, 第26巻, 77-85.

要 旨

2004年10月23日に大きな地震が新潟県で発生した。その地震は中越地震と名付けられ、新潟県の芋川流域を初め、多くの斜面崩壊・地すべりを起こした。斜面崩壊・地すべりは芋川の大量の不安定な土砂を結果として生じてさせた。芋川流域は豪雪地帯として著名であるため、融雪出水によって二次的な被害の発生が懸念され、こうした災害を防止するため、融雪の予測の方法を研究する必要がある。

こうしたことから、2004年/2005年冬期において、新潟県旧山古志村芋川流域小松倉地点で気象要素の観測を行う。得られた気象要素を用いて熱収支法で融雪水量の推定をおこなった。

この研究で、簡素化し、実用的な熱収支法は、芋川流域で融雪の量を予測するために適用された。この方法は天候、温度、および日照の簡単な気象の予報データと盆地の地形上のデータだけを必要とする。本手法による予測値と2004/05における冬の間に芋川流域での現地観測によって得られた実際のデータと比較を行った。

結果は、提案された方法が、融雪によって引き起こされた災害を防止するのに十分に精密な融雪量を提供することができることを示した。

また、新潟県旧山古志村小松倉地点で融雪観測を行い、雪質等の情報を得た。融雪観測結果と気象観測結果との対比を行い、小松倉地点における融雪特性について検討するとともに、融雪量や降水量と芋川の流出の関係について調べた。

Summary

The powerful Chu-etsu earthquake that occurred on October 23, 2004 caused a number of landslides in the Imokawa River Basin in Niigata Prefecture. These landslides resulted in a large amount of unstable debris in the Imokawa River. Since the Imokawa River Basin is widely-known as a heavy snowfall area, we should study the method of predicting snowmelt in order to prevent secondary damage by the snowmelt flood.

We observed snow melting in the old Yamakoshi-mura Komatsukura spot in Niigata Prefecture and obtained information about the quality of snow, etc.

In this study, the simplified and practical heat balance method was applied to predict the amount of snowmelt in the Imokawa River Basin. This method requires only the topographic data of the basin and simple meteorological weather forecasting data such as

temperature and precipitation. In order to test the method's applicability for short-term prediction, the daily snowmelt was predicted and compared with the actual data obtained from the on-site measurement during the winter of 2004/05. The results reveal that the proposed method can provide short-term forecasting of snowmelt that is precise enough to prevent the disasters induced by it.

This method involves the observation of snow melting in the old Yamakoshi-mura Komatsukura spot in Niigata Prefecture and the obtaining of information about the quality of snow, etc. It examines the contrast between the snow melting observation result and the weather monitoring result about the snow melting characteristic in the Komatsukura spot. It also studies the snow melting quantity, the amount of rainfall, and their relation with the outflow of the Imokawa River.