

## 天気予報を用いた融雪水量の予測手法 — 岩手県八幡平地すべりを対象として —

井良沢道也\*・角田 皓史\*\*

The estimate technique concerning amount of snow melt water using weather forecast  
— Hachimantai landslide, Iwate Prefecture —

Michiya IRASAWA\* and Koushi KAKUTA\*\*

### 1. はじめに

東北地方においては、毎年のように発生する地すべりや斜面崩壊など土砂災害が大きな被害を与えている。崩壊と比較して地すべりの移動速度は、0.01~10mm/dayのものが多く、一般に移動速度は小さい(1)ものの、事前に土砂移動の発生を予測することができれば、より安全な警戒避難体制の構築が可能になる。

そこで、八幡平地すべりで観測された地下水位、パイプひずみ計変動量、および移動量のデータを用いて、当地すべりの移動特性について検討し、「移動量と地下水位の関係」および「地下水位と融雪水量の関係」を解析した(2)。本研究では天気予報を用いた融雪水量の予測から地下水位上昇の予測を行い、さらに、土砂移動の予測につなげようと考えた。

代表的な融雪水量推定手法である熱収支法は、推定精度が良好であること、地点固有の融雪係数が不必要であるといった利点がある。その一方、気温、相対湿度などの気象要素の連続観測が必要であるという欠点もあり、山岳地への適用は難しい。

これまでに行われた融雪水量予測の研究事例について取りまとめ、表1に示す。

表1中の研究事例のうち上2つは、気象要素の実測値を用いて熱収支法で融雪水量を予測した

---

Received March 19, 2014

Accepted June, 9, 2014

\* 岩手大学環境学系(岩手大学農学部共生環境課程)

\*\* 岩手大学農学研究科農林環境科学専攻(現 パシフィックコンサルタンツ(株))

表1 既存の融雪水量予測の研究事例

論文	使用データ	手法	対象地	標高 (m)
石川ら (1985) (3)	実測値	熱収支法	北海道母子里	280~630
松浦ら (1994) (4)	実測値	熱収支法	新潟県上越市	565
栗原ら (2007) (5)	天気予報	放射収支, 簡易熱収支法	新潟県旧山古志村	190
八田ら (1993) (6)	天気予報	放射収支, 雨, Degree-hour法	北海道砥山ダム	230

ものである。また、表1の下2つは、天気予報を用いた融雪水量予測の事例である。天気予報は、コンスタントに入手可能であり、現地で気象要素の連続観測を行う必要がないという利点がある。新潟県旧山古志村芋川流域を対象としたもの(5)は、中越地震後の二次的な土砂災害の防止を目的としており、実際の土砂移動との関連性についてまでは言及されていない。また、北海道砥山ダムを対象とした事例(6)では、ダムの水資源管理を目的としており、融雪流出量を予測したものの、土砂移動予測までは述べられていない。さらに、両事例ともに標高250m以下の比較的低標高地での予測事例であり、八幡平地すべりのような標高約1000mの高標高地での融雪水量予測の実証例は乏しい。

そこで、高標高地に位置する岩手県八幡平地すべりを対象として、天気予報で発表された気象情報を用いて融雪水量予測の実証を行い、その精度について検討する。天気予報を用いた融雪水量予測の、土砂移動予測に対する可能性について検討することを目的とする。

## II. 解析対象地

本研究では、奥羽山系の東面であり、岩手県と秋田県の県境に位置している八幡平山系の東麓に位置している八幡平地すべりを対象とした。その規模は、幅2.5~4.0km、長さ8.0kmである(2)。上部地区と下部地区に大別できる。下部地区は現在も土砂移動が発生している。本地すべりは岩手県盛岡広域振興局土木部が調査及び対策工事を実施している。図1に、対象地における、気象要素観測の拠点であるH5地点の位置関係を示す。

## III. 天気予報を用いた融雪水量予測手法について

ここでは、天気予報を用いた融雪水量の予測手法について概説し、翌日から7日後までの予測を行う。融雪水量は簡易熱収支法と天気概況から予測した純放射量を組み合わせて求めた。

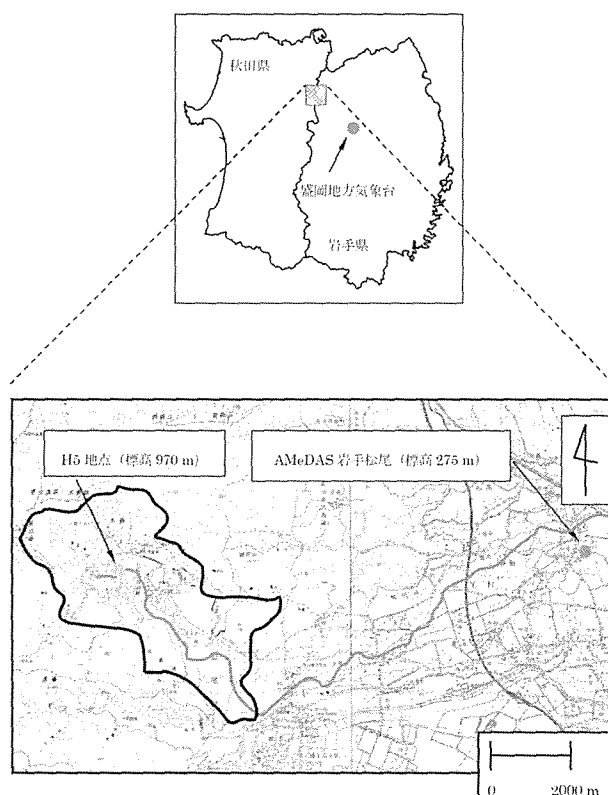


図1 H5地点とAMeDAS岩手松尾の位置関係  
(国土地理院 1/50000地形図「八幡平」および「沼宮内」を元に作成)

## 1. 天気予報のために使用したデータ

府県天気予報（以下、天気予報と略記）は、府県予報区を地域ごとに細分した一次細分区域単位で5時、11時、および17時に、府県予報区を担当する気象官署によって発表される（7）。発表される予報項目は、予報地点における、天気概況、最高・最低気温、および降水確率である。表2に、本研究で使用した天気予報データの概要を示す。なお、内陸（盛岡）の予報地点は、標高155.2 mの盛岡地方気象台である。

## 2. 融雪水量予測の全体的な流れ

ここでは、天気予報を用いて、簡易熱収支法により日単位で融雪水量を予測した。式1で表わされるように、積雪表面に与えられるエネルギーは、純放射量および顕熱・潜熱輸送量に大別される。純放射量は、天気概況を用いて式2より予測した。顕熱・潜熱輸送量による融雪水量は、天気予報の気温データを用いて、簡易熱収支法により予測した。なお簡易熱収支法の詳細は新潟県旧山古志村を対象にした融雪特性の文献（8）を参考にされたい。図2に、融雪水量予測の概略図を示す。

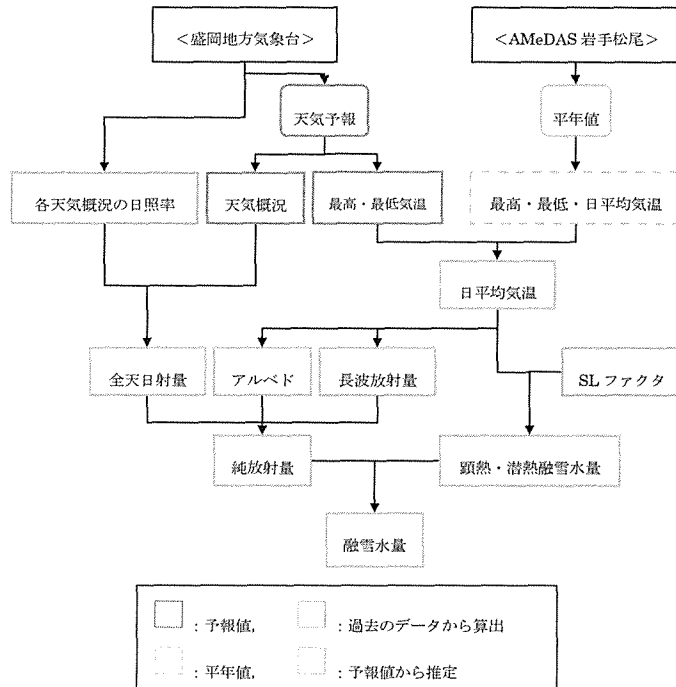


図2 融雪水量予測の概略図

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

$$M = \frac{Q_M}{L_m} \times 3600 \quad (2)$$

ここに、 $Q_M$ ：融雪熱量 ( $\text{W/m}^2$ )、 $M$ ：融雪水量 ( $\text{mm/hr}$ )、

$L_m$ ：氷の融解熱 ( $0.334 \times 10^6 \text{ J/kg}$ )

なお、雪温  $T_s$  は  $0^\circ\text{C}$  であると仮定して計算した。

純放射量  $Q_N$  は、式3で与えられるが、本研究では、H5地点における放射収支計の実測値を用いた。

$$Q_N = (1 - \alpha) S\downarrow + \varepsilon L\downarrow - L\uparrow \quad (3)$$

ここに、 $\alpha$ ：アルベド、

$S\downarrow$ ：地上における水平面日射量（全天日射量）( $\text{W/m}^2$ )、

$\varepsilon$ ：雪面の射出率、 $L\downarrow$ ：大気放射量 ( $\text{W/m}^2$ )、 $L\uparrow$ ：赤外放射量 ( $\text{W/m}^2$ )

## IV. 翌日の予測結果

### 1. 日平均気温の予測

簡易熱収支法で顕熱輸送量による融雪水量  $H$  および潜熱輸送量による融雪水量  $\lambda E$  を推定するためには、日平均気温  $T_a$  が必要となる。17時発表の天気予報では、翌日の最高・最低気温

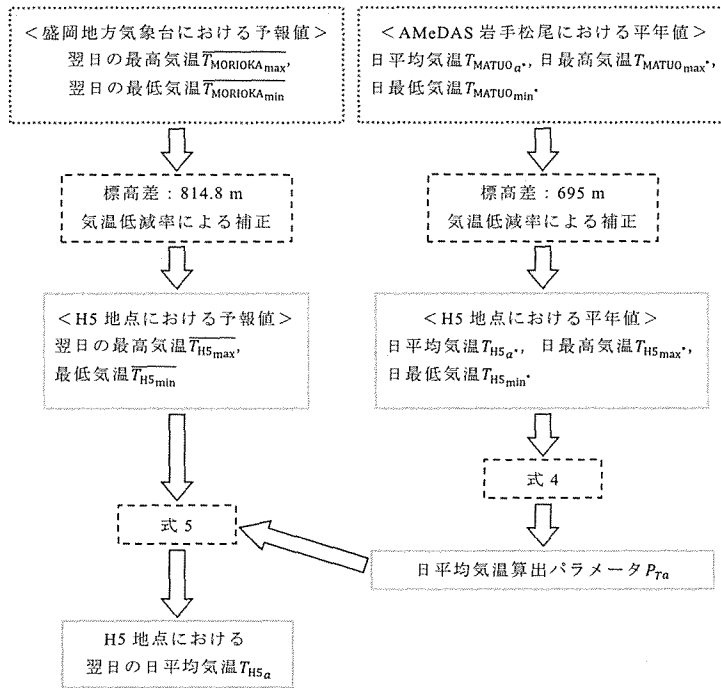


図3 日平均気温推定フローチャート

の予報値は発表されるが，翌日の平均気温の予報値は発表されない。そこで，日平均気温の変動パターンを，日最高・日最低気温の平年値で無次元化して，任意の日における日平均気温を推定する手法（5）を用いた。任意の日における無次元化した日平均気温算出パラメータ  $P_{Ta}$  は，式4によって与えられる。また，任意の日の日平均気温  $T_a$  は，式5により求められる（6）。

$$P_{Ta} = (T_a - T_{min}^*) / (T_{max}^* - T_{min}^*) \quad (4)$$

$$T_a = (\overline{T_{max}} - \overline{T_{min}}) P_{Ta} + \overline{T_{min}} \quad (5)$$

ここに， $P_{Ta}$ ：無次元化した日平均気温算出パラメータ，

$T_a$ ：日平均気温の平年値（℃），

$T_{max}^*$  および  $T_{min}^*$ ：日最高気温および日最低気温の平年値（℃），

$T_a$ ：日平均気温（℃），

$\overline{T_{max}}$  および  $\overline{T_{min}}$ ：日最高気温および日最低気温の予報値（℃）

式1および式2より，H5地点における日平均気温を算出するためには，H5地点の日最高・日最低気温の平年値および予報値が必要である。しかし，H5地点における，気象要素の平年値および予報値のデータはない。そこで，図3に示したフローチャートにしたがい，H5地点における，日平均・日最高・日最低気温の平年値（ $T_{H5a}$ \*,  $T_{H5}^{max}$ \*, および  $T_{H5}^{min}$ ）は，AMeDAS岩手松尾における，同気温の平年値を気温低減率（0.6℃/100m）で補正することで代替した。

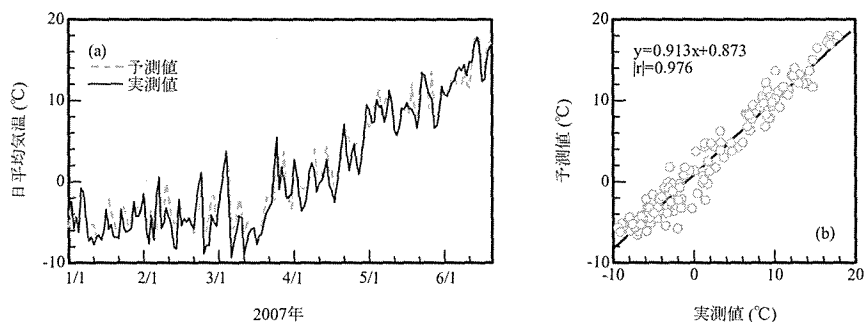


図4 日平均気温の予測結果（翌日）

また、盛岡地方気象台で発表された、日最高・日最低気温の予報値を気温低減率で補正したものを、H5地点における、日最高・日最低気温の予報値（ $\overline{T_{H5max}}$  および  $\overline{T_{H5min}}$ ）とした。なお、AMeDAS岩手松尾における、気温の平年値は、1979年から2000年までの観測値の平均値である。

H5地点の気温の平年値および予報値を、他の地点のそれを補正することで代替することの妥当性を検討した。

以上より、AMeDAS岩手松尾の気温の平年値を気温低減率で補正し、H5地点の気温の平年値とすること、および盛岡地方気象台の気温の予報値に対して同様な補正を行い、H5地点の気温の予報値として代替することは、妥当であるといえる。

図4に、日平均気温の予測結果を示す。また、図中の日平均気温の実測値は、H5地点において、1時間間隔の観測された気温から、算術平均により求めた日平均値である。

図4より、H5地点の日平均気温の予測結果は、厳冬期から春季および夏季にかけて、変動傾向が実測値と一致しており、推定精度は良好（RMSE=1.79℃，ME=0.724℃）であった。3月1日から5月10日までの融雪期のみを抽出すると、RMSE，ME，および $|r|$ は、それぞれ1.88℃，0.848℃，および0.896となった。これは、融雪期の平均的な気象条件を想定した場合、融雪水量に換算すると、式5および式6より、簡易熱収支法で顕熱・潜熱による融雪水量を推定した場合、5.3mm/dの誤差となる。よって、上記の方法により、翌日の日平均気温の予測結果を用いて、翌日の顕熱・潜熱輸送量による融雪水量を予測することは可能であると考えられる。

簡易熱収支法は、SLファクタ $K_{SL}$ を導入することで、顕熱・潜熱輸送量による融雪水量（以下、顕熱・潜熱融雪水量と略記）を日平均気温から推定する手法である（8）。簡易熱収支法では、式5および式6により、顕熱・潜熱融雪水量を推定する。また、式7からわかるように、 $K_{SL}$ は空気のだ圧比熱と密度、バルク係数、および風速を包含したファクタである。

$$H = K_{SL} P T_a / 1013 \quad (5)$$

$$\lambda E = 1.53 K_{SL} (e - 6.11) \quad (6)$$

$$K_{SL} \propto C_p \rho C_H U \quad (7)$$

ここに、 $H$ : 顕熱輸送量による融雪水量 (mm/d),

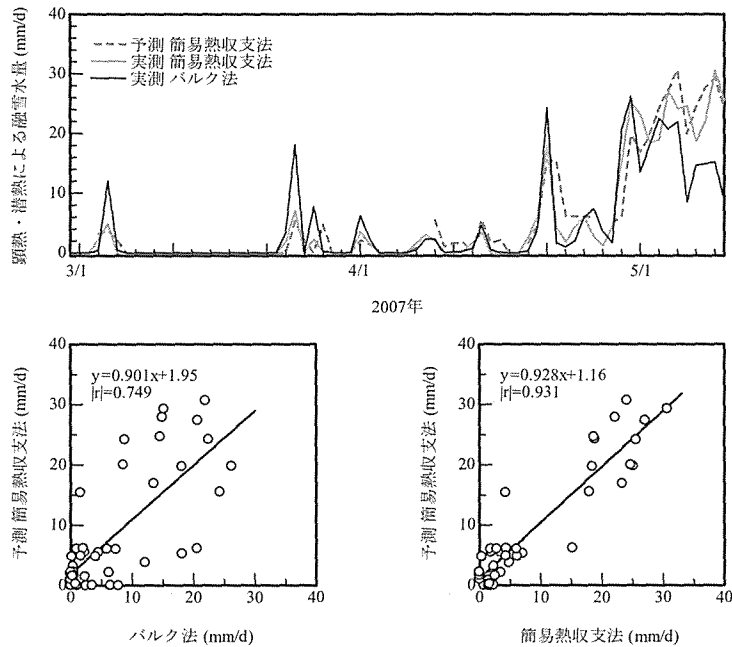


図5 顕熱・潜熱による融雪水量の予測結果（翌日）

$K_{SL}$ : SLファクタ ( $\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ),  $P$ : 標準大気圧 (hPa),  
 $T_a$ : 日平均気温 ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\lambda E$ : 潜熱輸送量による融雪水量 ( $\text{mm}/\text{d}$ ),  
 $e_{SAT}$ : 日平均気温に対する飽和水蒸気圧 (hPa),  
 $C_p$ : 空気の定圧比熱 ( $1005 \text{ J}/\text{kg} \cdot \text{K}$ ),  $\rho$ : 空気密度 (hPa),  
 $C_H$ : バルク係数,  $U$ : 風速 ( $\text{m}/\text{s}$ )

## 2. 顕熱・潜熱輸送量による融雪水量の予測（翌日）

前項で述べた、翌日の日平均気温の予測値を用いて、翌日の顕熱・潜熱輸送量による融雪水量を予測した。融雪水量は、式5および式6の簡易熱収支法で計算し、計算条件はSLファクタ  $K_{SL}=1.45$ 、潜熱下限気温は  $5.7^{\circ}\text{C}$  とした。図5に、顕熱・潜熱輸送量による融雪水量の予測結果を示す。なお図5においては、H5地点において気象要素を実測しているなのでその数値を用いた簡易熱収支法の結果（実測簡易熱収支法）と、これまで述べてきた実測値を用いない既存のデータセットだけで推定する簡易熱収支法（予測簡易熱収支法）とを対比した。また、H5地点における気象要素の実測値より、バルク法および簡易熱収支法で顕熱・潜熱輸送量による日融雪水量を推定した結果を合わせて示す。

図5より、実測値を用いたバルク法に対しては、やや過小に推定されたが、ここで述べてきた実測値を用いない既存のデータセットだけで推定した簡易熱収支法と実測値から簡易熱収支法で推定した融雪水量には高い相関を示した。

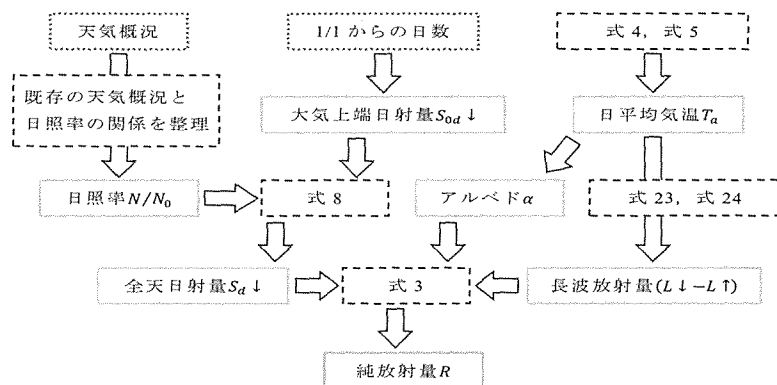


図6 純放射量の予測フロー

表2 使用した天気予報データ

府県予報区	一次細分区域	発表時刻	使用項目	
岩手県	内陸（盛岡）	17時	天気概況	最高・最低気温

表3 盛岡地方気象台における天気概況と平均日照率（2003—2006年）

天気概況	日照率	天気概況	日照率	天気概況	日照率
晴	0.763	曇	0.257	雨	0.0639
晴一時曇	0.607	曇一時晴	0.435	雨一時晴	0.330
晴後曇	0.590	曇後晴	0.461	雨後晴	0.388
晴一時雨	0.554	曇一時雨	0.110	雨一時曇	0.0586
晴後雨	0.382	曇後雨	0.0569	雨後曇	0.0953

### 3. 全日射量の予測（翌日）

純放射量は、図6に示すフローチャートにしたがい予測した。本項では、全日射量の予測について述べる。

天気予報では、天気概況は発表されるが、全日射量および日照時間は発表されない。そこで、天気概況を15種類の天気到大別し（6）、各天気概況における日照率を整理した。なお、日照率は、日照時間を可照時間で除したものと定義される。気象台における日照時間は、直射日光が雲などに遮られず $120\text{W}/\text{m}^2$ 以上で地表を照射した時間である（7）。可照時間は、式5より与えられる。2003年から2006年の、盛岡地方気象台の天気概況と日照率を整理して、結果を表3に示す。

式8および式9の日照時間と大気上端における水平面日射量の関係（9）から、全日射量を求めた。

$$\frac{S_d \downarrow}{S_{0d} \downarrow} = a + b \frac{N}{N_0}, \quad 0 < \frac{N}{N_0} \leq 1 \quad (8)$$



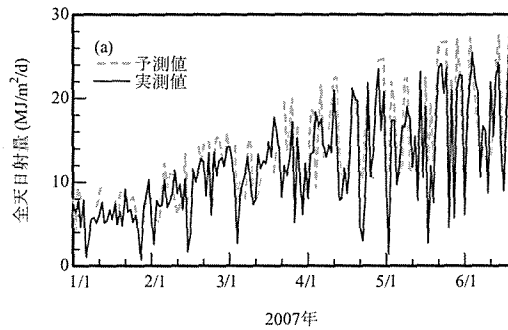


図7 全天日射量の予測結果（翌日）

$$\frac{S_d \downarrow}{S_{od} \downarrow} = c, \quad \frac{N}{N_0} = 0 \quad (9)$$

ここに、 $S_d \downarrow$ ：地上における水平面日射量（全天日射量）の日平均値（ $W/m^2$ ），

$S_{od} \downarrow$ ：大気上端における水平面日射量の日平均値（ $W/m^2$ ），

$N$ ：日照時間（hr）， $N_0$ ：可照時間（hr）， $a$ ， $b$ および $c$ ：係数

式8および式9の係数 $a$ ， $b$ ，および $c$ は，仙台管区気象台での回転式日射量計に対して，0.244，0.511，および0.118（10），新潟県長岡市に対して0.143，0.535，および0.104（11）が報告されている。しかし，係数 $a$ は緯度によって変化する（12）ため，対象とする地点ごとに決定する必要がある。これらの係数は，全天日射量の日平均値 $S_d \downarrow$ と大気上端における水平面日射量の日平均値 $S_{od} \downarrow$ の比を日射比と定義し，日照率と線形回帰することで決定した。なお，日照率が0のものは除いて計算した。

図7に，全天日射量の予測結果を示す。なお，図7中の，全天日射量の実測値は，H5地点において，1時間間隔で観測した下向き日射量の日積算値である。

図7から明らかなように，予報値から推定した全天日射量は，H5地点における実測値よりも大きめに推定される。RMSE，ME，および $|r|$ は，それぞれ4.07 MJ/d/m<sup>2</sup>，1.79 MJ/d/m<sup>2</sup>，および0.827であった。変動の傾向は一致しており，全体的に高めに推定された。RMSE=4.07 MJ/d/m<sup>2</sup>を融雪水量に換算すると，約12mm/dの誤差となり，過大に推定する傾向がある。推定値が実測値よりも大きくなった理由として，H5地点の方が高標高であり，山岳の地形や雲や霧などの影響などで盛岡地方気象台に比べて可照時間が短いことなどが考えられる。

#### 4. アルベドの予測（翌日）

アルベドは，式11から式14より求めた。式11から式14は，札幌の北海道大学低温科学研究所の放射量測定データから作成されたアルベドの実験式（11）である。

$$\alpha_0 = \alpha_{\max} \quad (11)$$

$$\alpha_n = (\alpha_{n-1} - \alpha_{\min}) \exp(-1/K) + \alpha_{\min} \quad (12)$$

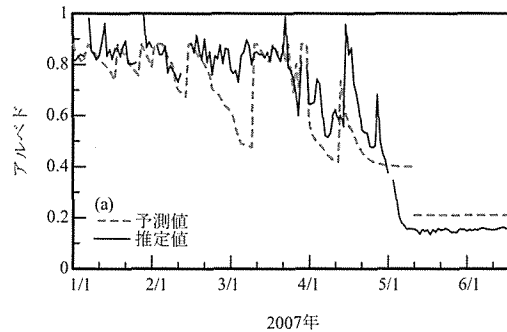


図8 アルベドの予測結果(翌日)

$$\alpha_{\max} = \begin{cases} -0.12 T_a + 0.76, & T_a \geq -1.0 \\ 0.88, & T_a < -1.0 \end{cases} \quad (13)$$

$$K = \begin{cases} -4.9 T_a + 4.5, & T_a < 0.1^\circ\text{C} \\ 4.0, & T_a \geq 0.1^\circ\text{C} \end{cases} \quad (14)$$

ここに、 $\alpha_n$ ：降雪があった日より  $n$  日経過した日の日平均アルベド、

$\alpha_{\max}$ ：アルベドの最大値、

$\alpha_{\min}$ ：アルベドの最小値（積雪がある場合には0.40）

$K$ ：アルベドの低下速度を表すパラメータ

日降水量  $P_r \geq 3.0$  mmかつ日平均気温  $T_a < 1.75^\circ\text{C}$  のとき、新積雪があるとして  $\alpha_0 = \alpha_{\max}$  とする。つまり、アルベドの変化を把握するためには、3 mm/d以上の降雪があったかどうかを知る必要がある。天気予報では、降水確率が発表されるが、降水確率は、予報区内で一定の時間内に降水量にして1 mm以上の雨または雪の降る確率の平均値であり、降水量を予報するものではない（7）。本研究では、AMeDAS岩手松尾の降水量の実測値を用いて、H5地点において3 mm/d以上の降水があったかどうかを判断したため、厳密にはアルベドの予測とはいえない。

図8に、アルベドの予測結果を示す。なお、式11から式14は、雪面のアルベドの推定式であるので、消雪日とした5月10日以降は、草地のアルベド0.16～0.26（14）の平均的な値0.21とした。図8中のアルベドの推定値は、H5地点において、1時間間隔で観測された上向き日射量と下向き日射量の比の日平均値である。

図8より、2月下旬から3月上旬にかけて、アルベドの予測値が、アルベドの推定値よりと比較して、0.2～0.3低めに算出されている。これは、本研究において、AMeDAS岩手松尾で降水があった日のみ、H5地点でも降水がある、と仮定しているためと考えられる。つまり、H5点のみで降雪が発生し、実際には積雪表面のアルベドが上昇したが、AMeDAS岩手松尾では降水が観測されず、もしくは2.5mm未満の降水しか観測されなかったために、アルベドを上昇させる有意な降雪がなかったと判断されたと推測される。アルベドの予測値の変動に比べて、実測値から推定したアルベドが細かい変動を繰り返していることも、H5地点のみで降雪があっ

た可能性を示している。

また、2007年の消雪日は5月10日と仮定しているが、アルベドが0.15~0.16で一定となった5月8日が実際の消雪日と考えられる。

上述のように、融雪初期にアルベドの誤差がやや大きくなり、実際よりも小さめの値を予測しているところがあるが、式1から純放射量の推定を行う際には、雪面に入力される短波放射分のエネルギーが大きめに算出されるので安全側である。1月から4月下旬にかけては、小さな値が予測されているのに対して、5月上旬以降は、予測値の方が約0.05大きい。消雪後のH5地点におけるアルベドとして、上述のように0.21を用いたが、ササが地面を覆っているH5地点の冬季以外のアルベドとしては0.16が適切であると考えられる。今後は、0.16を消雪後のH5地点のアルベドとした。

予測期間を通しての精度は、RMSE, ME, および $|r|$ は、それぞれ0.127, -0.0293, および0.914となり、概ね良好な予測ができた。消雪後のアルベドとして0.16を用いた場合、RMSE, ME, および $|r|$ は、それぞれ0.124, -0.0417, および0.920となった。3月1日から5月10日までの融雪期のみを抽出すると、RMSE, ME, および $|r|$ は、それぞれ0.176, -0.0686, および0.666となった。

## 5. 長波放射量の予測（翌日）

下向き長波放射量 $L\downarrow$ は、式15により算出する。また、上向き長波放射量 $L\uparrow$ は、式16のStefan-Boltzmanの法則より与えられる。

$$L\downarrow = \sigma (T_a + 273.15)^4 (0.605 + 0.048 e_{SAT}^{\frac{1}{2}}) \quad (15)$$

$$L\uparrow = \epsilon \sigma (T_0 + 273.15)^4 \quad (16)$$

ここに、 $\sigma$ ：ステファン・ボルツマン定数 ( $5.670 \times 10^{-8}$  W/m<sup>2</sup>/K<sup>4</sup>),

$\epsilon$ ：雪面の射出率,  $T_0$ ：雪面温度 (°C)

雪面の射出率 $\epsilon$ は新雪で0.82~0.99, 旧雪で0.89である (15) が, 平均的な値である0.9を用いた。雪面温度 $T_0$ は、式17の経験式 (16) で表わされる。

$$T_0 = \begin{cases} 1.13 T_a - 1.67, & T_a < 1.47 \\ 0.0, & T_a \geq 1.47 \end{cases} \quad (17)$$

ここに、 $T_0$ ：雪面温度 (°C),  $T_a$ ：日平均気温 (°C)

図9に、長波放射量の予測結果を示す。図9より、長波の正味放射量( $L\downarrow - L\uparrow$ )が正の値となるのは、5月上旬以降である。これは、図9(b)より明らかなように、大気放射量 $L\downarrow$ が赤外放射量 $L\uparrow$ を卓越するためである。

## 6. 純放射量の予測（翌日）

図10に、全日射量, アルベド, および長波放射量の予測結果を用いて、純放射量を予測し

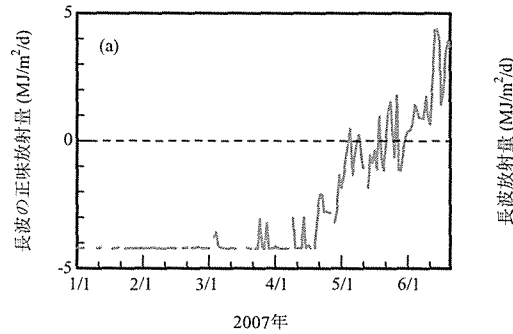


図9 長波放射量の予測結果（翌日）

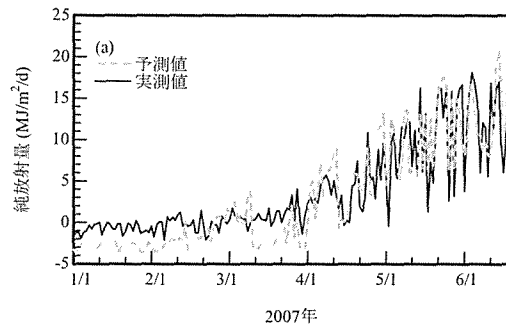


図10 純放射量の予測結果（翌日）

た結果を示す。

図10から、1月上旬から2月中旬にかけて、予測値が実測値を約  $4 \text{ MJ/m}^2/\text{d}$  下回っている。これは、アルベドが小さめに予測されているにも関わらず、図9の長波の正味放射量 ( $L\downarrow - L\uparrow$ ) が実際よりも過小に推定されたためと考えられる。

図11は、純放射量の予測結果を、式2によって融雪水量に換算したものである。また、実測値から推定したもの（図中の実測値）も合わせて示す。

図11より、4月以降で  $10 \sim 20 \text{ mm/d}$  程度、過大に予測している日があるが変動の傾向は概ね一致している。

## 7. 全体の融雪水量の予測（翌日）

図4より得られた簡易熱収支法で予測した翌日の顕熱・潜熱による融雪水量と、図11より得られた予測した純放射量による融雪水量の和を図12に示す。

表4に、各種予測値（翌日）のRMSE, ME,  $|r|$ , およびデータの個数  $n$  をまとめて示した。なお、融雪水量のRMSE, ME, および  $|r|$  を算出する場合には、融雪が発生しなかった日は除いて計算した。これは、無融雪日が多いほど精度が良好と判断されてしまうためである。

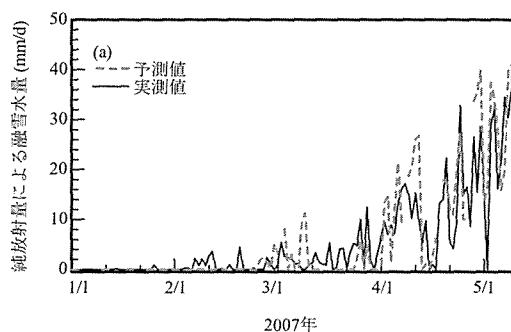


図11 純放射量による融雪水量の予測結果（翌日）

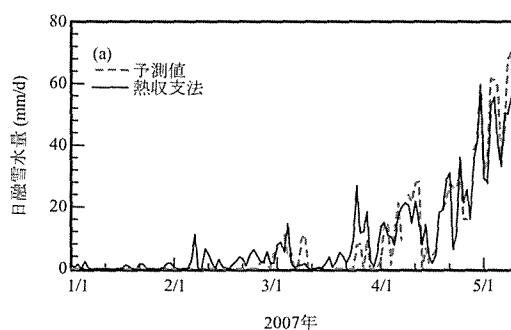


図12 融雪水量の予測結果（翌日）

表5 各種予測値（翌日）の推定精度

要素	基準	RMSE	ME	r	n
日平均気温	実測値	1.79	0.699	0.976	146
顕・潜熱融水	バルク法	6.55	1.25	0.749	46
顕・潜熱融水	簡易熱収支	3.65	0.541	0.931	42
全天日射量	実測値	3.91	1.71	0.836	146
アルベド	推定値	0.127	-0.0293	0.914	162
純放射量	実測値	2.90	-0.387	0.909	146
純放射融水	推定値	6.80	0.883	0.825	78
融雪水量	熱収支法	6.96	-0.645	0.931	86
D法融水 <sup>*2</sup>	熱収支法	10.1	0.549	0.901	86

<sup>\*1</sup> 単位は、日平均気温：℃、顕・潜熱融水、純放射融水、および融雪水量：mm/d、全天日射量、長波放射量、および純放射量：MJ/m<sup>2</sup>/d、アルベド：無次元である。

<sup>\*2</sup> Degree-day法で推定した融雪水量である。

## 8. 翌日の融雪水量予測のまとめ

翌日の各気象要素および融雪水量の予測結果について、以下のことがいえる。

気温：変動のピークが実測値と一致し、予測精度は良好である。変動幅は、実測値に比べて、予測値の方がやや小さい。

顕熱・潜熱による融雪水量：日平均気温の予測結果を用いて、簡易熱収支法で推定した。バルク法に対しては、やや過小に予測されたが、簡易熱収支法に対しては、予測精度は良好であった。

全天日射量：実測値と比較して変動幅が小さく、特に、実測値が小さくなったときに、過大に予測された。

アルベド：安全側ではあるが、全体的に過小に予測された。これは、高標高地のみで発生した降雪を、把握することができなかったためと考えられる。

長波放射量：5月までは、長波の正味放射量が負の値と予測された。

純放射量：1月から3月下旬までは、過少に予測されているが、融雪が盛んになる4月以降は、やや過大に予測された。

融雪水量：1月から3月までは、過少予測となっている。これは、この時期の融雪熱量に占める純放射量の割合が大きい、純放射量が過小に予測されたことに起因すると考えられる。4月以降は、良好な精度で予測することができた。

## 9. 翌日以降の融雪水量予測

ここまで、翌日の融雪水量予測について述べた。ここから、1週間先までの中期的な融雪水量予測について述べる。Ⅲで毎日17時に発表される翌日の天気予報について述べたが、17時には、週間天気予報についても同様に発表される。発表項目は、天気予報と同様であり、最高・最低気温、天気概況、および降水確率である。例えば、1月1日17時には、翌日1月2日の天気予報の他に、1月3日から1月8日までの週間天気予報が発表される。

週間天気予報を用いた融雪水量予測についても、基本的な予測手法は翌日のものと同様である。「2日後」および「7日後」における、簡易熱収支法およびDegree-day法による融雪水量の予測結果を、図13および図14に示す。また、図15に、「翌日」から「7日後」における、実測値を用いて熱収支法で推定した融雪水量に対するRMSE、ME、および $|r|$ の推移を示す。

簡易熱収支法およびDegree-day法ともに、発表日と対象日との間隔が空いても、精度に大きな変化はみられなかった。RMSEは、簡易熱収支法で約7 mm/d、Degree-day法では約10 mm/dであった。両手法ともに、MEが負の値となっており、過少に予測していることがわかる。

## V. 融雪水量予測による土砂移動予測の可能性

ここまで、天気予報を用いた融雪水量予測手法について概説し、予測結果およびその精度について述べた。ここでは、その2つの成果を融合させ、融雪水量予測から土砂移動予測が可能かどうか考察した。

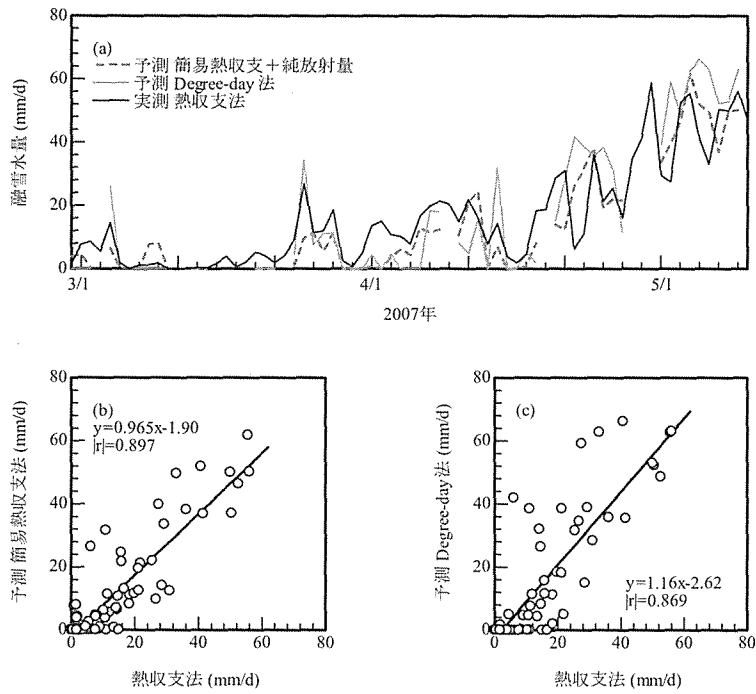


図13 融雪水量の予測結果 (2日後)

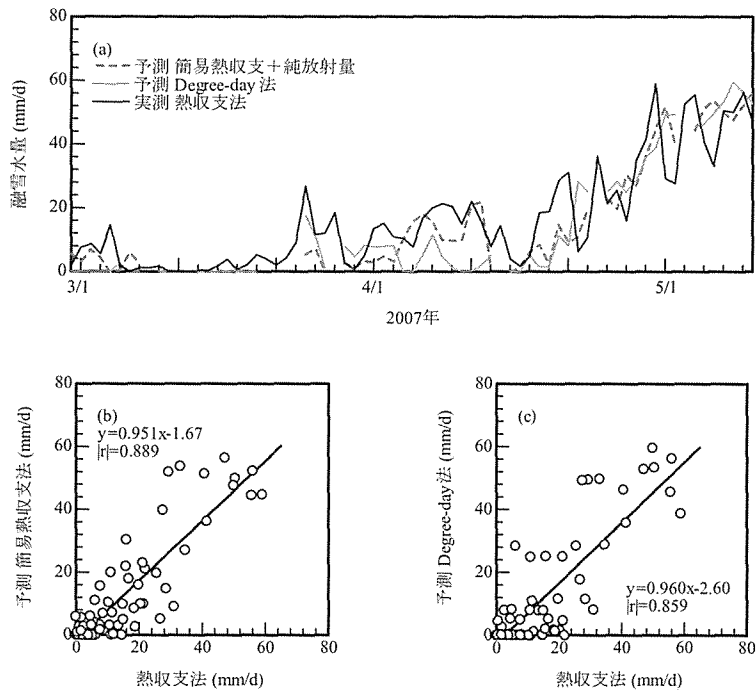


図14 融雪水量の予測結果 (7日後)

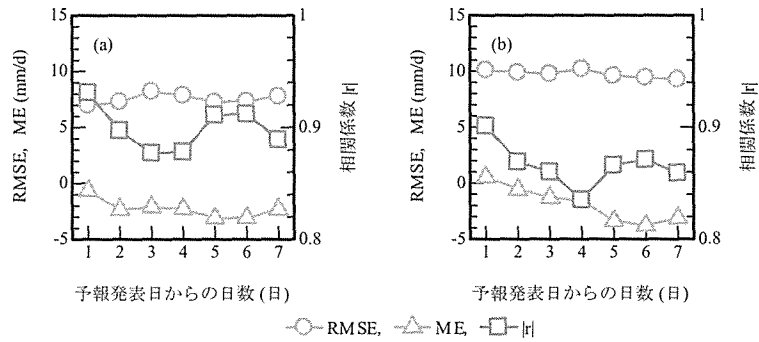


図15 融雪水量の予測値の推定精度の変化

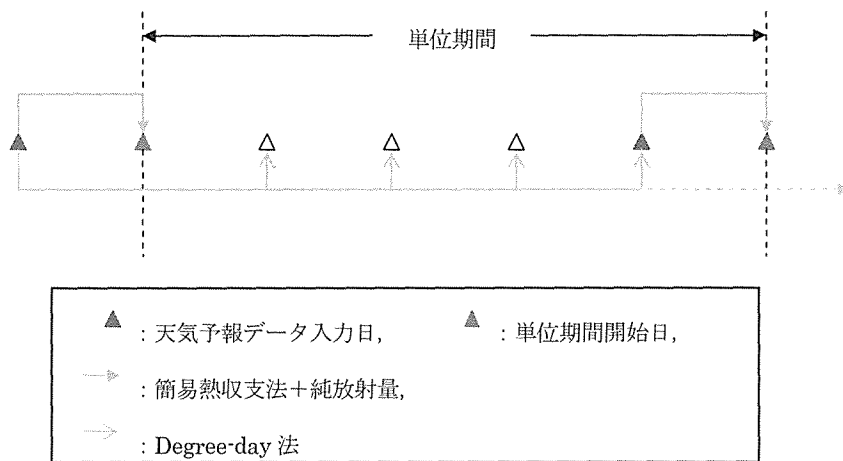


図16 5日単位の融雪水量予測の概念図

### 1. 5日単位での融雪水量予測手法の概説

IVでは1日単位での融雪水量予測は行ったが、複数日単位での予測については述べなかった。そこで、5日単位での融雪水量予測について概説する。なお、5日単位としたのは、既往の八幡平地すべりの移動特性の際に基準水位の設定を行った場合に、単位期間を5日としたためである(1)。

5日単位の融雪水量予測についても、基本的な手法はIVで述べたものと同様である。図16は、5日単位の融雪水量予測の概念図である。図16にしたがい、単位期間の開始日を起点として、その前日の17時に発表される天気予報データを用いて融雪水量を予測した。例えば、ある任意の単位期間Nの開始日が3月2日の場合、単位期間Nの融雪水量予測には、3月1日17時発表の天気予報データを用いる。次の単位期間N+1の開始日は、3月7日となるので、その単位期間N+1の融雪水量は3月6日17時発表の天気予報データから予測する。つまり、単位期間



の開始日における融雪水量予測は、翌日の予測と同義である。単位期間の開始日については、IVで述べた手法により、天気概況から純放射量を、最高・最低気温の予報値から簡易熱収支法で顕熱・潜熱による融雪水量を予測した。降雨量の予報値が発表されない以上、期間開始日以降のアルベドの予測は、現実的ではないので、それ以降の4日については、式18で表わされるDegree-day法で予測した。

$$M_D = K T_a \quad (18)$$

ここに、 $M_D$ : 日融雪水量 (mm/d),  $K$ : Degree-dayファクタ (mm/°C),  
 $T_a$ : 日平均気温 (°C)

## 2. 5日単位での融雪水量予測結果

図17に示したのは、前述した手法により、5日単位の融雪水量を予測した結果である。図中の鎖線で挟まれている部分が、ひとつの単位期間である。図17には、融雪が盛んな4月1日から5月10日までを抽出した。

また、図17中の熱収支法は、気象要素の観測値から推定した日融雪水量である。図17(a)より、2番目の単位期間(4月6日から4月10日)で、単位期間の終わりに近づくにつれ誤差が大きくなっている。また、5番目の単位期間(4月21日から4月25日)では、2日目に過大に予測しており、その誤差は約30 mm/dである。2007年3月2日から5月10日までの、観測値を用いた熱収支法に対する、二乗平均平方根誤差RMSEは10.7 mm/d、平均誤差MEは-2.02 mm/d、相関係数 $|r|$ は0.835であった。全体的に、簡易熱収支法で推定した日(期間開始日)の融雪水量の予測精度は、良好(RMSE=6.74 mm/d, ME=-2.34 mm/d)であった。

## 3. 超過水位発生の予測による土砂移動の可能性の検討

2007年の移動量および地下水位のデータがないので検証することはできないが、融雪水量の予測結果から、土砂移動の可能性を予測した。

既往の八幡平地すべりの移動特性の検討結果を簡単に述べる2本地すべりでは土砂移動が発生したときには、超過水位の発生もみられた。そこで、本節では、超過水位の発生を予測する

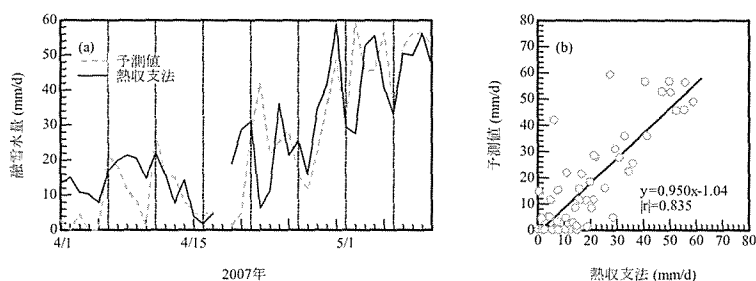


図17 5日単位での融雪水量予測結果

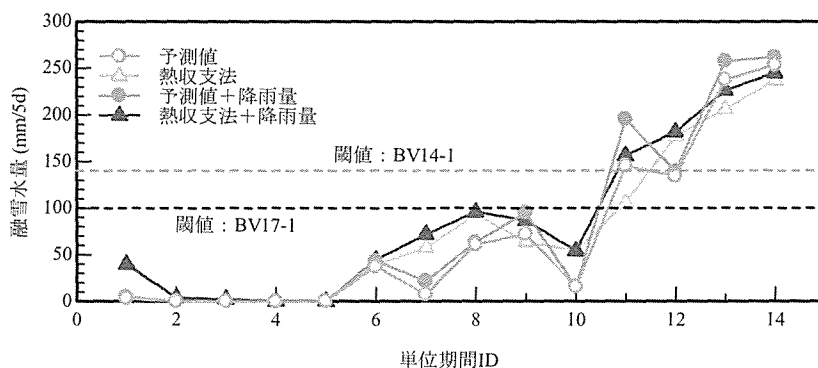


図18 単位期間ごとの積算融雪水量の時系列変化

ことにより、土砂移動の予測を行った。単位期間内の地表供給水量の積算値が140mm以上となったときにBV14-1W（Jブロック）で、また、100mm以上となったときに、BV17-1W（Nブロック）で超過水位の発生がみられた。そこで、この値を超過水位発生の閾値とした。

図18に、5日単位で予測した融雪水量を、単位期間ごとに積算したものの時系列変化を示す。また、予測した融雪水量にH5地点の降雨量を加えたもの、熱収支法で推定した融雪水量の積算値、およびそれとH5地点の降雨量の和の経時変化も合わせて示す。

ここで、図18中の単位期間IDは、単位期間ごとの番号であり、3月2日から3月6日の単位期間を1とする。ここでは、地下水位と関係性の薄いと考えられた融雪初期の緩やかな移動（移動タイプB）は除き、融雪最盛期から消雪後にかけての急激な移動（移動タイプA）について考えた。

図18よりBV14-1Wでは、単位期間11、13、および14で超過水位の発生が予測された。八幡平地すべりのJブロックでは、ある単位期間Nの超過水位がNから2つあとの単位期間N+2の移動量に影響を与え（N～N+2関係）、地下水位上昇から土砂移動までに遅延時間があることがわかっている（1）。つまり、単位期間11で超過水位が発生したと予測されても、実際に土砂移動が発生するのは単位期間13であると考えることができる。また、単位期間12については、超過水位発生の閾値（140 mm/5d）には約6 mm不足していたが、RMSEが約10 mm/dであり、MEが負の値（過少に予測される傾向がある）であることを考慮すると、単位期間11と同様に超過水位が発生する可能性は充分にあると推測される。以上から、BV14-1Wでは、単位期間11から14まで超過水位が発生し、単位期間13から17にかけて土砂移動が発生すると考えられた。

一方、BV17-1Wでは、単位期間11から14までで超過水位の発生が予測された。Nブロックでは、単位期間Nで発生した超過水位に起因して、同単位期間Nに土砂移動が発生した（N～N関係）（1）。そのため、超過水位の発生が予測された単位期間11から14で土砂移動が発生すると考えられた。

## VI. まとめと今後の課題

近年多発している土砂災害の予知予測技術の確立が強く求められている。とりわけ東北地方では融雪に起因した土砂災害の発生が多い。融雪量の予測に関する研究も行なわれつつあるが、八幡平地すべりのような標高約1000mの高標高地での融雪水量予測の実証例は乏しい。そこで、高標高地に位置する岩手県八幡平地すべりを対象として、天気予報で発表された気象情報を用いて融雪水量予測の実証を行い、その精度について検討した。さらに、天気予報を用いた融雪水量予測の、土砂移動予測に対する可能性について検討を行った。

本研究により、以下の知見得られた。

- 1) 毎日17時に発表の気象庁天気予報を用いて、翌日の融雪水量を予測した。予測は、簡易熱収支法と天気概況からの純放射量の予測を組み合わせで行った。標高約1000mにおける予測事例は乏しかったが、本研究により、翌日の融雪水量の二乗平均平方根誤差RMSEが約7 mm/dとなり、高標高地においても実用レベルでの予測が可能であることがわかった。
- 2) 単位期間ごとの融雪水量の予測を行った。期間開始日は、純放射量と簡易熱収支法により、また、他の4日間については、Degree-day法で予測した。この場合のRMSEは、約10mm/dとなった。
- 3) 単位期間ごとの融雪水量の予測から、Jブロック、Nブロックともに、4月21日頃から超過水位が発生すると予測された。また、Jブロックでは5月1日頃から、Nブロックでは4月21日頃から土砂移動を開始することが予測された。

また、以下の課題が得られた。

- 1) 本研究で行った融雪水量予測は、1地点を対象としたものであった。今後は、気象要素の予測値を分布型モデルへ適用し、広域における融雪水量予測を行う必要がある。
- 2) 当地すべり地においては、天気予報を用いた融雪水量予測の実証例は、単年分しかない。今後、実証例の蓄積および当地域における最適な予測手法の確立を行う必要がある。
- 3) 毎日17時に発表される気象庁の天気予報は県庁所在地のみでの発表となるため、予測しようとする地点によっては適合度が低いと考えられる。今回予測した地点は距離が比較的近かったが、適合度の低い地点の予測を考える必要がある。
- 4) 本手法を用いて融雪期に発生する土砂災害に対する警戒避難基準設定手法への適用を検討する必要がある (17, 18)。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、岩手県盛岡地方振興局高橋憲康氏、同岩手出張所柴田秀則氏、基礎地盤コンサルタンツ(株)東北支社内海実氏、奥山ボーリング(株)森屋洋氏、(株)ジオシステムズ水

津重雄氏には大変お世話になりました（いずれも当時）。ここに付記して謝意を表します。観測機器の設置およびメンテナンスなどにご協力頂きました，北日本測機株式会社の田村廣司氏に御礼申し上げます。

最後に，調査に同行し手伝ってもらった窪寺洋介氏はじめ岩手大学農学部砂防学（森林防災工学）研究室の皆様には深く感謝し御礼申し上げます。

なお，本研究で用いた地すべり関連データは，岩手県盛岡地方振興局土木部が発注し，基礎地盤コンサルタンツ株式会社東北支社によって実施された業務で収集されたものである。

## 引用文献

- (1) 塚本良則・小橋澄治編（1991）新砂防工学．49-50，朝倉書店，東京．
- (2) 井良沢道也・角田皓史（2013）：岩手県八幡平地すべりの移動特性．岩手大学演報 44：85-101．
- (3) 石川信敬・小島賢治・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44：63-75．
- (4) 松浦純生・竹内美次，浅野志穂，落合博貴（1994）豪雪地帯の地すべり地における熱収支法を用いた融雪水量の予測．地すべり31(2)：9-16．
- (5) 栗原淳一・山越隆雄・井良沢道也・笹原克夫・高橋正昭・吉田真理夫（2007）芋川流域における融雪量の簡易な予測手法の適用性の検討．砂防学会誌59(6)：47-54．
- (6) 八田茂実・西村哲治，嵯峨浩，藤田睦博（1993）融雪流出予測における週間気象予報の利用について．水工学論文集37：141-146．
- (7) 気象庁ウェブサイト：<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- (8) 井良沢道也・角田皓史・窪寺洋介（2007）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．岩手大学演報 38：39-60．
- (9) Black, J. N., C. W. Bonython and J. A. Prescott (1954) : Solar radiation and the duration of sunshine, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol.80 : 231-235.
- (10) 近藤純正・中村亘・山崎剛（1991）日射量および下向き大気放射量の推定．天気，Vol38（1）：pp.41-48．
- (11) 基礎地盤コンサルタンツ株式会社（2007）平成18年度八幡平地区地すべり調査観測設計業務委託報告書．130pp．
- (12) J. Glover, and J. S. G. McCulloch (1958) : The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol.84 : 172-175.
- (13) 山崎剛・田口文明・近藤純正（1994）積雪のある森林小流域における熱収支の評価．天気，Vol41（2）：71-77．

- (14) 新井正 (2004) 地域分析のための熱・水収支水文学. 309pp. 古今書院, 東京.
- (15) 柴田和雄・内嶋善兵衛 (1987) 太陽エネルギーの分布と測定, 191pp. 株式会社学会出版センター, 東京.
- (16) 太田岳史・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.
- (17) 岩倉徹ら (2010): 融雪期に発生する土砂災害に対する警戒避難基準設定手法の検討. 平成22年度砂防学会研究発表会概要集: 520-521.
- (18) 神野忠広ら (2011) 融雪に伴う土石流発生基準の検討. 平成23年度砂防学会研究発表会概要集: 190-191.