

## 融雪量分布のモデル化に関する研究

## A STUDY ON MODELING OF SNOWMELT DISTRIBUTION

小池俊雄\*・高橋 裕\*\*・吉野昭一\*\*\*

By Tosio KOIKE, Yutaka TAKAHASHI and Syoiti YOSINO

In this paper a model for estimation of snowmelt distribution using insolation, air temperature and precipitation is presented. This model includes net radiation, degree-hour approach and condensation and convection in a rainy day. At first the model is determined at the observational base. And it is applied to the slopes and the forested area. The results of the application of the model to the base, the slopes and the forested area are in good agreement with observed data.

## 1. はじめに

都市・発電・農業用水としての重要な水資源である雪は同時に融雪洪水等をもたらす災害要因でもあり、国土の有効利用のためには水資源としての雪の利用を図る一方、積雪・融雪被害を最小限にとどめる努力が必要である。このような積雪・融雪管理において不可欠な要素は流域積雪水量および融雪量の推定とこれに基づく融雪流出解析である。このうち融雪量については、従来、現象を厳密に表わす熱収支法<sup>1)</sup>や気温資料のみを用いる実用的な Degree-day<sup>2)</sup>・Degree-hour<sup>3)</sup>法により推定されている。一方、近年のリモートセンシング技術の発達に伴って積雪面積情報の入手が容易となり、融雪の発生域の面的情報として流域融雪量算定のために利用されている<sup>4)</sup>。ただし積雪面積情報の利用のためには、三次元的な広がりや有し森林等の影響を受ける流域において、積雪面積情報に対応する融雪量の分布特性を明らかにする必要がある。本論文の目的は、降雪期を過ぎて融雪が支配的となる時期の多雪山岳地域における融雪調査と気象

観測により、融雪量の分布特性を明らかにして、現象に適合する実用的な融雪量分布の推定法を提示することにある。

## 2. 融雪観測と調査地域の概要

本研究における融雪観測は、利根川上流域の林業試験場宝川森林理水試験地内の初沢流域を中心とする多雪山岳地域において、1984年3月下旬～5月下旬に行われた。対象地域は標高800～1400mで南斜面が卓越しており、植生は主にブナ林でヒバ・ナラが混生していたが皆伐され、跡地にはスギ・カラマツが植林されている<sup>5)</sup>。ただし、融雪期には初沢下流域の一部を除いてそのほとんどが積雪荷重のために倒れている。観測項目は積雪深・雪密度・融雪量および気象要素でそれぞれの観測地点および項目を Fig. 1 に示す。なお、気象要素は基地・林外・林内でそれぞれ観測され、内容を Table 1 に示す。積雪深は測深棒を用いてそれぞれの地点で10か所の測深を行い、その平均値とした。雪密度は角型スノーサンブラーを用いて断面観測を行い、各層ごとの観測値から全層平均密度を算出した。Fig. 2 は1953年(円筒サンブラー使用)と本研究で得られた雪密度を標高に関して整理したもので、観測時期が同じであれば標高にかかわらず雪密度はほぼ一定値となることが示されている。そこで断

\* 正会員 工博 東京大学助手 工学部土木工学科  
(〒113 文京区本郷7-3-1)

\*\* 正会員 工博 東京大学教授 工学部土木工学科(同上)

\*\*\* 農林水産省林業試験場宝川試験地研究員  
(〒379-17 群馬県利根郡水上町大字藤原2623)

面観測3地点の雪密度の平均値を用いて各積雪深観測点における積雪水量が求められた。融雪量の観測にはそれぞれの目的に応じて次の3つの方法が取られた。

(1) ライシメーター法：露場における各気象要素と融雪量の対応を観測する目的で用いられた。Fig. 3に示すように受水器の上部積雪層を乱さないように周囲を掘り返し、支柱とビニールシートで融雪水の水平移動を遮断した後に再び埋め戻し、融雪による雪面の低下とともに不要なビニールシートを取り除いていく。融雪水は地下室へ導水され、転倒マスで計量された。

(2) 雪尺法：斜面における融雪特性を観測する目的で、Fig. 4に示すように斜面の最大傾斜方向に5本の支柱を立て雪面の低下量を観測し、その平均値を得た。これは融雪量の絶対値とはならないが、各斜面(南2, 西1, 北1)の相対的な融雪量の指標とすることができる。

(3) 断面観測法：各断面観測点および積雪深観測点における融雪量の算定のために、各時期の積雪水量の差

から得られた。

本山・小林・小島<sup>6)</sup>は融雪量の実測法として、雪尺法・ライシメーター法・断面観測法を用いており、本研究においてもそれぞれの観測の目的に応じておおむね同様の観測法を用いた。ただし、ライシメーター法については砕いた雪を用いずに上記のように積雪層を乱さずに観測した結果、4月25日18時~5月8日18時の観測で断面観測法との誤差は0.8%で、十分な精度の資料が得られた。標高に対する気温の低下率については1942年の調査結果<sup>7)</sup>から森林限界を越える4地点と露場との気温較差の平均値として $-0.006^{\circ}\text{C}/\text{m}$ が得られた。また1982年融雪期にはFig. 5に示すように、雪面における蒸発量と凝結量の観測が行われた。観測は上部容器に乱さないよう採雪した3つのライシメーターを用いて朝夕1回ずつ上皿天秤で秤量してその差から蒸発・凝結による重量差が求められた。ただし降雨の影響により正確な観測が行われたのは5回であった。

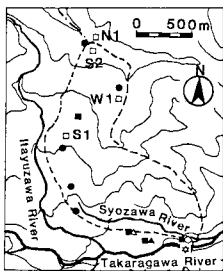


Fig. 1 Observational sites in Takaragawa experimental basin.

- - snow depth
- - snow depth and snow density
- ◇ - melting rate using lysimeter
- - melting rate using snow stakes
- - meteorological observation at the base
- △ - meteorological observation at the open area
- ▲ - meteorological observation at the forested area

Table 1 Items of meteorological observation.

items of observation	base	open area	forested area
air temperature	○	○	○
precipitation	○	—	—
insolation	○	○	○
net radiation	○	—	—
wind velocity	—	○	○
air humidity	○	○	○

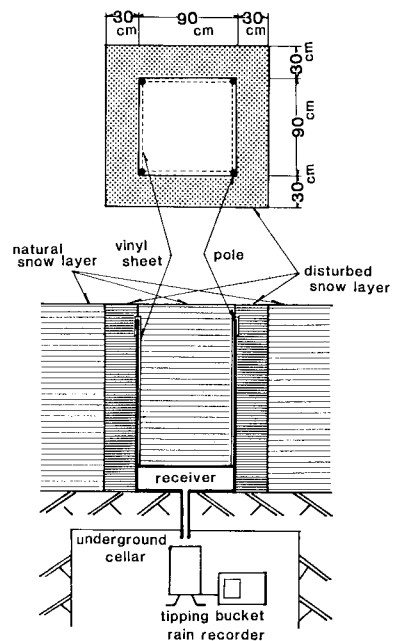
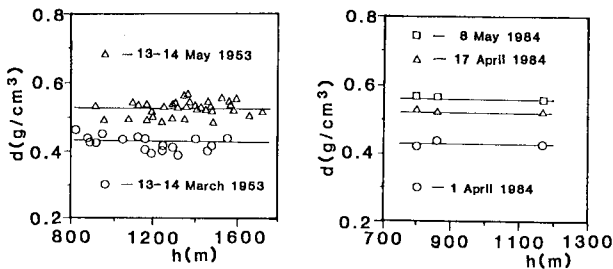


Fig. 3 Snow lysimeter.



(a) 1953

(b) 1984

Fig. 2 Altitudinal distribution of snow density.

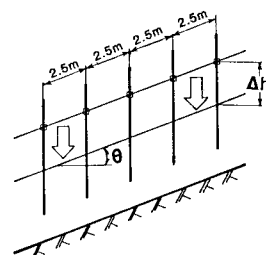


Fig. 4 Snow stakes.

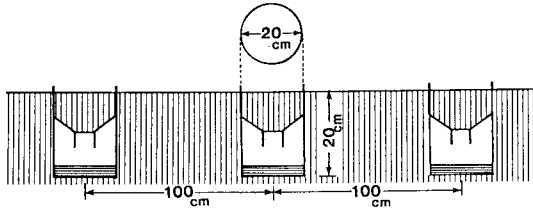


Fig. 5 Snow surface lysimeter.

### 3. 融雪モデル

本章では、実用的な融雪量の算定法である Degree-day・Degree-hour 法を用いて融雪量分布を求める場合の問題点について検討を加え、その欠点を補い得る融雪モデルを基地ライシメーターと気象観測によるデータを用いて提示する。

#### (1) 気温資料のみによる融雪モデル

融雪量は熱収支的には積雪表面と積雪下面におけるエネルギー束の収支によって表わすことができる。前者は放射収支量・顕熱交換量・潜熱交換量・雨による熱量・雪中の伝導熱量の和であり、後者は地中熱流量である<sup>11,8)</sup>。これらの項目を個別に観測して融雪量を求めるのが熱収支法であるが、観測項目が多く、地点データを流域全体に三次元的に広げることが困難である。また融雪現象を物理的に表わすモデルとしては、Light 式<sup>9)</sup>や米国工兵隊<sup>10)</sup>の融雪モデルがあるが熱収支法と同様の問題点を有する。そこで、実用的には気温資料のみを用いた融雪量の算定法である Degree-day 法<sup>2)</sup>や Degree-hour 法<sup>3)</sup>が用いられている。Degree-day 法には $0^{\circ}\text{C}$ 以上の日平均気温、最高・最低気温の平均値<sup>11)</sup>、あるいは日平均気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以下でも融雪が発生することから日平均気温の積算の基準を $-3^{\circ}\text{C}$ として融雪 Index を算定する方法<sup>12)</sup>がある。また平均気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以下でも日中には $0^{\circ}\text{C}$ 以上になって融雪を生じる場合があるために、気温の日変化曲線を提案して毎時の気温を用いたのが境<sup>3)</sup>に

Table 2 Degree-hour factor.

Date	M (mm)	d.h. ( $^{\circ}\text{C hr}$ )	d.h.f. (mm/ $^{\circ}\text{C hr}$ )
26 April	40.5	197.6	0.204
27 April	39.3	190.9	0.206
28 April	40.3	181.4	0.222
29 April	47.7	180.6	0.264
30 April	34.0	162.0	0.210
5 May	43.0	196.5	0.219
6 May	54.3	251.4	0.216
7 May	50.6	240.4	0.210
8 May	48.9	271.6	0.180
Mean	44.3	208.0	0.215

よる Degree-hour 法である。ここでは Degree-hour 法を用いて気温資料のみによる流域融雪量算定の問題点を検討する。

露場ライシメーターで観測された融雪量データのうち降雨の影響を受けない9日間について日融雪量 ( $M$ )、degree-hour (d. h.), degree-hour factor (d. h. f.) を求め Table 2 に示す。ただし、融雪水の浸透による遅れの影響を小さくするために6時~翌日6時を計算上の1日とした。d. h. f. の標準偏差は $0.02$  (mm/d. h.) でおおむね一定と考えられ、この期間露場では融雪量算定に Degree-hour 法が有効であると考えられる。次に対象地域の各積雪深観測点における融雪量算定について考察する。Fig. 6 は1984年の積雪調査から得られた対象地域の積雪水量の高度分布を示し、(a) は3月下旬から4月上旬、(b) は4月中旬以後の結果でいずれも積雪水量は直線高度分布していることが示されている。ただし、(a) では標高の低い地点では融雪が進行する一方で標高の高い地点ではまだ堆積状態にあるのが示されているのに対し、(b) では全流域が融雪状態となり積雪水量の分布直線は傾きがほぼ一定のまま変化し、各地点の融雪量は標高にかかわらずほぼ一定となることが示されている。ここで4月17日~5月18日の融雪量 ( $M$ ) の算定に Degree-hour 法の適用を試みる。d. h. f. は露場で得られた平均値 $0.22$  (mm/d. h.) を使い、各地点の気温は流域末端での観測値に $-0.006^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の温度補正を加えて用いた。Fig. 7 に各地点の融雪量の実測値 ( $M_{\text{obs}}$ ) と計算値 ( $M_d$ ) を示す。(b) では全体として実測値と計算値が合っているのに対し、(a) では各地点の相対誤差の平均値は $34.1\%$ と大きく、実測の融雪量が標高にかかわらずほぼ一定であるのに対し、計算値は気温の低下とともに減少するため、標高の高い所ほど実測値に比べてかなり小さな値となる。これまで、アルベドの低下

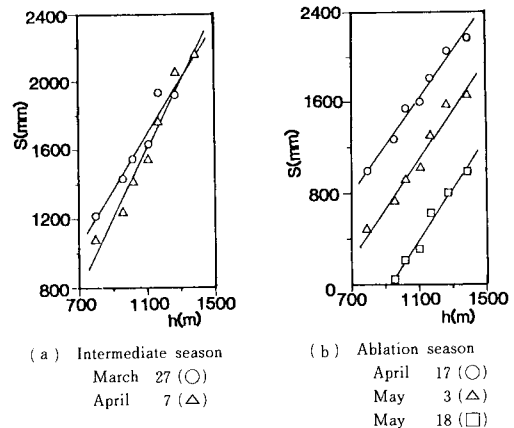


Fig. 6 Altitudinal distribution of snow water equivalent.

や日射量の増大等に応じて融雪係数を変化させなければならぬことは指摘されているが<sup>2)</sup>、融雪量分布を算定する点からも、標高の関数である気温のみでは各地点の融雪量の算定が困難であることが示された。

融雪の熱収支に最も大きく関与するのは一般に雪による放射吸収で顕熱伝達・潜熱伝達がこれに次ぐ<sup>1)</sup>。露場における融雪は放射収支と気温の間に正の相関があるために気温のみによる融雪量の算定が可能であるが、同一斜面上の標高の異なる各地点では放射収支がほぼ一定であるのに対し、気温は標高とともに低下するために気温資料のみによる算定法では大きな誤差を生むことになる。またその程度は斜面の向きや勾配によって異なり、日射の影響を強く受ける南斜面では特に顕著である。このような現象があるにもかかわらず、これまで流域融雪量算定に Degree-day・Degree-hour 法が用いられてきたのは、融雪係数を季節に応じて適当に選ぶことにより、Fig. 8 の模式図に示すように融雪分布は実際とは異なっても融雪総量を合わせることができると考えられる。しかしながら、三次元的な広がりを持つ流域の融雪量分布を表わすためには気温資料のみでは困難であることが示された。

(2) 日射量・気温・降水量を用いた融雪モデル

ここでは、流域の融雪量分布を表わすことが可能なモデルとして、日射量・気温・降水量を用いた融雪モデル

を提案する。これは融雪量の第一成分を放射収支で説明し、残りを Degree-hour 法で算定する方法である。放射収支量は融雪の熱収支に最も大きく関与する要因であるが、一般には示差放射計を用いる放射収支量の観測は行われていない。そこでまず、実際のダム管理所等でも観測されている日射量と気温を用いた放射収支量算定モデルを検討する。

放射収支量 ( $Q_r$ ) は日射量を  $I$ 、有効放射量 (大気からの放射量と雪面からの放射量の差) を  $\Delta R$  とすると、

$$Q_r = (1 - \alpha)I - \Delta R \dots \dots \dots (1)$$

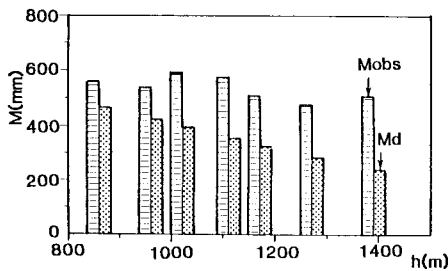
$\alpha$ : 反射率

で求められる。有効放射量は大気放射を地表付近の気温と蒸気圧で表わす Brunt の実験式を用いて<sup>1)</sup>、

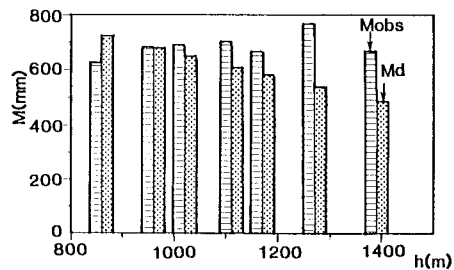
$$\Delta R = \{ \sigma T_0^4 - \sigma T^4 (0.51 + 0.066 \sqrt{e}) \} (1 - nK) \dots \dots (2)$$

$\sigma$ : ステファン・ボルツマン定数,  $T_0$ : 雪面温度,  $T$ : 地表付近の温度,  $e$ : 水蒸気圧,  $K$ : 雲の種類を表わす係数,  $n$ : 雲量

と表わされるが、雲の種類や雲量は一般には観測されていないので、放射収支を昼間 (6時~18時)・夜間 (18時~6時) に分けて日射量と気温データを用いた経験的な放射収支量の算定法を提案する。昼間の放射収支量 ( $Q_{rd}$ ) は日射の影響を強く受けるが気温の上昇とともに式 (2) により大気放射も増加するために、次の指標



(a) 17 April-3 May



(b) 3 May-18 May

Fig. 7 Observed and calculated (using Degree-hour method) snowmelt distribution.

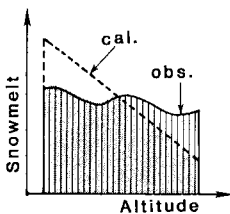


Fig. 8 Relation between real and calculated (using Degree-hour method) snowmelt distribution.

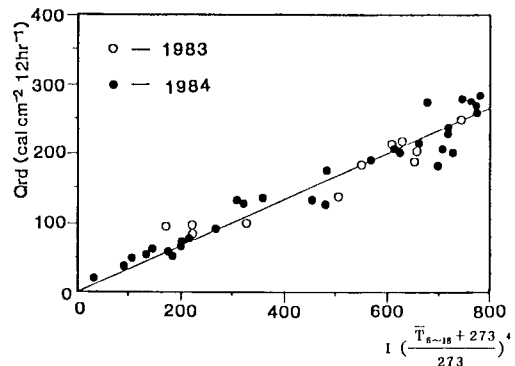


Fig. 9 Net radiation model in the daytime.

を提案する。

$$I\left(\frac{\bar{T}_{6-18}+273}{273}\right)^4$$

これは日射の1日の積算値( $I$ )と昼間の平均気温( $\bar{T}_{6-18}$ )を用いた補正項との積であり、放射収支に対する日射の影響と気温が高い場合の大气から雪面への放射の影響が考慮されている。上記の指標と示差放射計による放射収支量の観測値との関係を Fig. 9 に示す。これは4月1日から露地で消雪した5月9日(ただし降雪のあった4月2日, 7日~9日は除く)までの結果である。そこで、日射量が0の場合には昼間放射収支量も0であると考え、最小二乗法により、

$$Q_{rn}=0.332 I\left(\frac{\bar{T}_{6-18}+273}{273}\right)^4 \dots\dots\dots (3)$$

で表わされる。式(3)中の勾配を表わす係数は降雪時は3~4割低下する。これはアルベドの一時的な増大が主たる理由として考えられるが、本論文では融雪が支配的な時期を対象としているため、降雪時を除いて得られる回帰式(3)を用いて昼間放射収支量を算定する。

一方、夜間の放射収支量( $Q_{rn}$ )については、雪面から大气への放射が大きな場合には放射冷却により、気温の低下率が大きくなることに注目して、気温の変化率( $\Delta T$ )を用いた算定法を検討する。Fig. 10には夜間(18時~6時)を3時間ごとに分けて  $\Delta T$  を計算し対

応する放射収支量との関係が示されている。18時~21時については  $\Delta T$  と  $Q_{rn}$  に相関関係がみられるのに対し、21時以降は  $Q_{rn}$  に対し  $\Delta T$  の値が小さくなり相関関係がみられなくなる。これは、

- a) 気温の低下とともに大气の水蒸気圧が飽和に近づいて凝結が生じ潜熱が解放され、気温の低下が抑制される。
- b) 雪面がほぼ0°Cであるために、気温の低下により温度勾配が小さくなる。

が原因として考えられる。そこで夜間放射収支量算定のための指標として、18時~21時の気温低下率、

$$\Delta T_{18-21} = \frac{T_{18} - T_{21}}{3} \dots\dots\dots (4)$$

を用いる。また Fig. 11 は18時の気温を、(a)7.0°C未満、(b)7.0°C以上で分けて  $Q_{rn}$ - $\Delta T$  関係を示しており、(b)は(a)に比較して  $\Delta T$  に対する  $Q_{rn}$  の割合が小さい。これは初期の気温が高い場合には大气からの放射により  $Q_{rn}$  の絶対値が小さくなるためであると考えられる。そこで18時の気温を用いて、

$$\Delta T_{18-21}\left(\frac{273}{T_{18}+273}\right)^4$$

の補正を加えて  $Q_{rn}$  との関係を考える。この方法は18時~21時の気温情報のみで18~6時の夜間放射収支量を説明しているために Fig. 12 に示すようにばらつきは

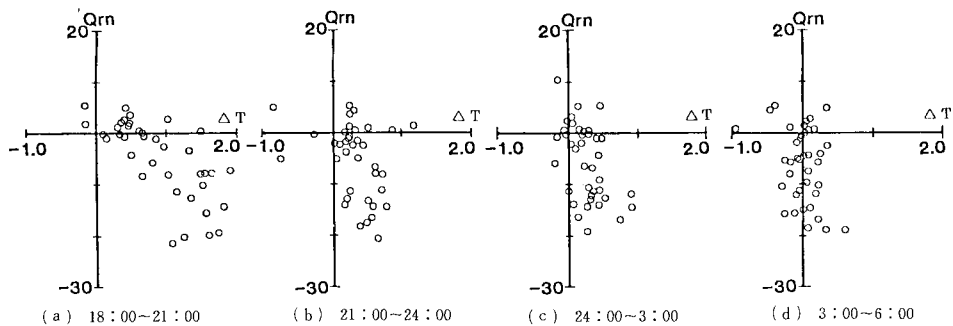


Fig. 10 The rate of air temperature dropping and net radiation in the nighttime.

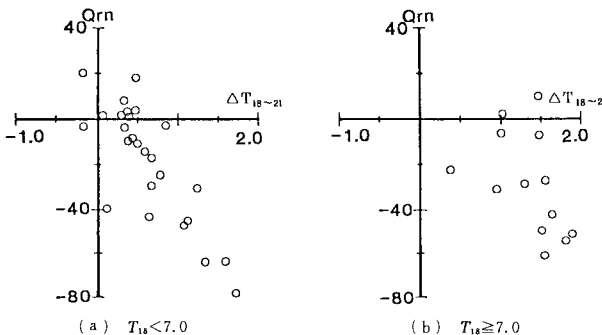


Fig. 11 Rate of air temperature dropping and net radiation in the nighttime.

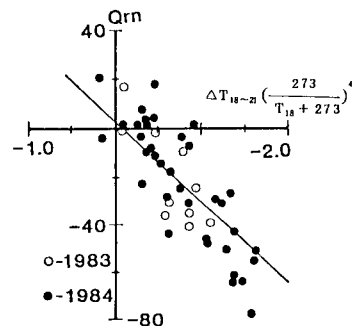


Fig. 12 Net radiation model in the nighttime.

大きい、実用的に回帰式、

$$Q_{rn} = -33.4 \Delta T_{18-21} \left( \frac{273}{T_{18} + 273} \right)^4 + 3.0 \dots \dots \dots (5)$$

を用いて夜間放射収量を算定する。以上より日放射収支量 ( $Q_r$ ) は昼間放射収支量 ( $Q_{rd}$ ) と夜間放射収支量 ( $Q_{rn}$ ) の和として、

$$Q_r = Q_{rd} + Q_{rn} \dots \dots \dots (6)$$

で得られる。Fig. 13 は式 (6) で得られた放射収支量の計算値と示差放射計による実測値の関係を示し、放射収支モデルの妥当性が示されている。なお、Fig. 9, Fig. 12, Fig. 13 の白丸は 1983 年融雪期の資料を示し、同じモデルの適用が可能である。

次に露場ライシメーターによる融雪量データのうち降雨の影響のない 9 日間について、放射収支量モデルから計算される融雪を除いた残りの成分に Degree-hour 法を適用する。この場合の融雪係数を modified degree-hour factor (m. d. h. f.) とし、Table 3 に各日の融雪量 ( $M$ )・放射収支による融雪量 ( $M_r$ ), d. h., m. d. h. f. を示す。m. d. h. f. の標準偏差は 0.01 (mm/d. h.) でおおむね一定となり、Degree-hour 法による融雪量 ( $M_d$ ) は、

$$M_d = 0.102 \text{ d. h.} \dots \dots \dots (7)$$

として得られる。

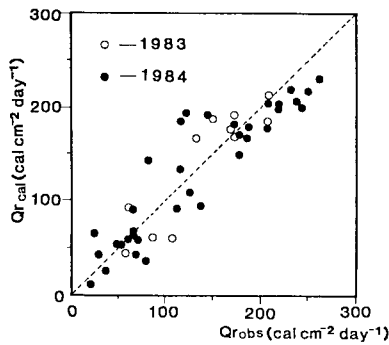


Fig. 13 Result of daily net radiation model application.

Table 3 Modified degree-hour factor.

Date	M (mm)	M <sub>r</sub> (mm)	d. h. (°C hr)	m. d. h. f. (mm/°C hr)
26 April	40.5	23.4	197.6	0.087
27 April	39.3	22.3	190.9	0.089
28 April	40.3	21.2	181.4	0.105
29 April	47.7	25.0	180.6	0.126
30 April	34.0	11.9	162.0	0.136
5 May	43.0	25.6	196.5	0.089
6 May	54.3	28.8	251.4	0.100
7 May	50.6	27.4	240.4	0.097
8 May	48.9	25.5	271.6	0.086
Mean	44.3	23.5	208.9	0.102

融雪に対する降雨の影響については、降水量  $P$  (mm) と降雨時の平均気温 ( $\bar{T}_p$ ) を用いて、降雨の伝達熱量 ( $Q_{pa}$ ) は、

$$Q_{pa} = \frac{P \bar{T}_p}{10} \dots \dots \dots (8)$$

と表わされているが量的にはわずかである。一方、潜熱伝達量については 1982 年融雪期の観測により、晴天日には蒸発と凝結が打ち消し合って大きな値にならないことが Table 4 の観測結果より示されている。ただし、降雨時には大気の水蒸気圧が飽和に近くなり凝結が蒸発を上回ると考えられる。潜熱伝達量に関しては、風速・水蒸気圧を用いた多くの経験式が提案されているが<sup>1)</sup>、風速はわずかな地形変化に影響され、地点観測値を流域全体に広げることが困難であることから、気温に対する飽和水蒸気圧 ( $e_{sat}$ ) と雪面での飽和水蒸気圧 (6.1 mb) を用いた簡便な凝結強度  $E$  (g/cm<sup>2</sup>h) 算定式を、

$$E = \gamma(e_{sat} - 6.1) \dots \dots \dots (9)$$

で与えると、降雨時の潜熱伝達熱量 ( $Q_{pc}$ ) は降雨時間の総和として、

$$Q_{pc} = L_{v0} \sum E \dots \dots \dots (10)$$

$L_{v0}$ : 気化熱 (597 cal/g)

で表わされる。ここで係数  $\gamma$  については 5 月 1 日~5 月 4 日の融雪量データを用いて、 $\gamma = 0.0042$  が得られた。これは幾寅における小島式<sup>1)</sup>にあてはめると風速 4.8 m/s に相当する。したがって、降雨時の融雪熱量 ( $Q_p$ ) は、

$$Q_p = Q_{pa} + Q_{pc} \dots \dots \dots (11)$$

から得られる。

融雪期においては融雪水の浸透により地中温度が 0°C に近くなることから、地熱による融雪の影響はわずかで省略が可能である。したがって、露場における融雪モデルは、

$$M_{cal} = M_r + M_d + M_p \dots \dots \dots (12)$$

ただし、

$$M_r = \frac{10 Q_r}{L_m}$$

$$M_d = 0.102 \text{ d. h.}$$

Table 4 Condensation (-) and evaporation (+) on snow surface.

Date	No. 1 (mm)	No. 2 (mm)	No. 3 (mm)	Mean (mm)
18:00 4 April				
7:00 5 April	0.1	-0.1	0.0	0.0
18:00 5 April	1.4	1.4	1.5	1.4
7:30 6 April				
17:30 6 April	0.7	0.6	0.6	0.6
7:30 7 April	-0.3	-0.3	0.0	-0.2

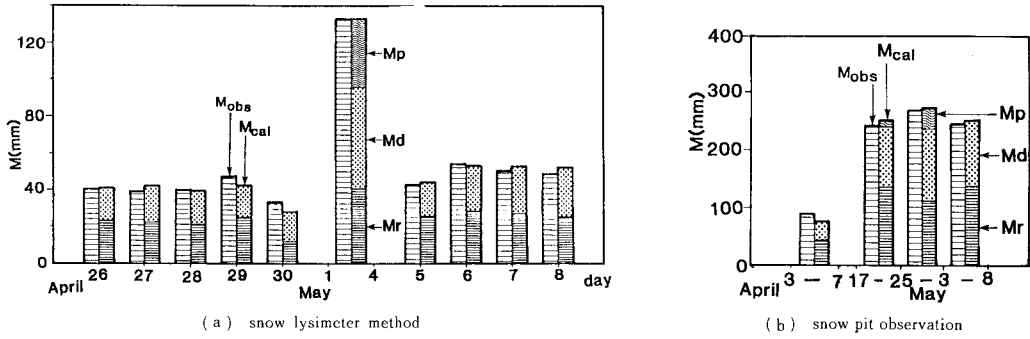


Fig. 14 Result of snowmelt model application to the base.

$$M_p = \frac{10 Q_p}{L_m}$$

$L_m$ : 融解熱 (80 cal/g)

と表わされる。露場ライシメーターによる融雪量観測値と式 (12) による融雪量計算値を Fig. 14(a) に示す。また、4月3日~5月8日(4月8日~16日は降水量欠測のため除く)の断面観測による露場融雪量観測値と計算値を Fig. 14(b) に示す。いずれも観測値と計算値の整合性はよく、融雪モデルの妥当性が示された。

#### 4. 融雪に及ぼす斜面・森林の効果

三次元的な広がりを持つ流域の融雪量分布を考慮するうえで標高・斜面の効果は重要で、また、森林が融雪に及ぼす影響も無視し得ない。標高に関しては気温減率(本対象地域では $-0.006^{\circ}\text{C}/\text{m}$ が得られている)を用いて気温資料を補正することによりモデル化される。本章では式 (12) で表わされる融雪モデルの流域への適用に際し、考慮すべき斜面・森林の効果について考察し、そのモデル化を提示する。

##### (1) 斜面融雪のモデル化

融雪熱量のうち最も大きな割合を占める放射収支量は日射量の影響を強く受ける。入射する日射量は斜面に対しその向きや傾きによって異なり、融雪量は斜面特性によって変化する。Garstkaら<sup>11)</sup>は斜面勾配約 $30^{\circ}$ の北斜面と南斜面において、4月上旬~6月下旬にはほぼ1週間ごとの融雪観測を行い、消雪日・融雪が最盛となる時期・融雪期間について両斜面の比較により、斜面勾配と

斜面向の効果は標高による融雪効果より重要であるとしている。石井<sup>12)</sup>は平坦地、南向斜面、北向斜面における融雪量を比較して、南向斜面では平坦地の2割増し、北向斜面では2~4割減となることを示している。このように融雪に及ぼす斜面特性の観測は行われているが、気象要素を用いたモデル化には至っていない。

本研究では Table 5 に示される各斜面における雪面低下量の観測を行い、融雪に及ぼす斜面特性を定量化して、式 (12) で示される融雪モデルを用いた斜面融雪量の推定法を提示する。

斜面の受ける直達日射量について<sup>13)</sup>、本研究では、平坦地での日射量の観測値を斜面に適用する場合の補正值として、太陽南中時の受光係数を考える。受光係数とは任意地形のある地点における日射量の強さを表わす係数で、赤道上的平坦地が春分の南中時に受ける強さを1として、太陽を受ける斜面の入射角の正弦に比例する<sup>7)</sup>。受光係数算定の概念を Fig. 15 に示す。斜面  $\pi$  上の  $N$  地点における南中時の受光係数  $S_N$  は、 $LN$  を1とすると  $L$  から  $\pi$  におろした垂線  $LR$  の長さで示され、

$$S_N = \sqrt{1 - \cos^2 \lambda \sin^2 \beta} \sin(\xi + \theta) \dots \dots \dots (13)$$

ただし、

$$\tan \xi = \tan \lambda \sec \beta$$

$\theta$ : 斜面勾配 (南斜面+, 北斜面-),  $\beta$ : (真南または

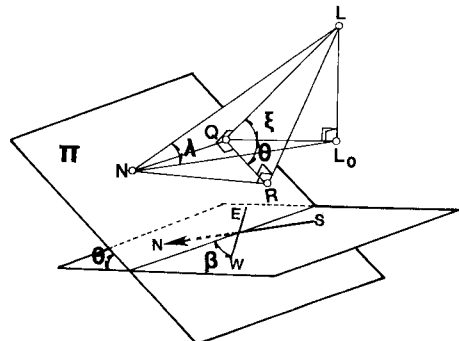


Fig. 15 Concept of insolation receiving rate in slope.

Table 5 Characteristics of slopes.

site	altitude (m)	slope ( $^{\circ}$ )	direction ( $^{\circ}$ )
S1	1110	30.6	S
W1	1260	20.3	W
S2	1370	24.2	S
N1	1370	28.1	N25 $^{\circ}$ E

真北からの角度),  $\lambda$ : 太陽南中時の入射角  
となり,  $N$  地点における日射量  $I_N$  は平坦地での日射量  $I_0$ , 受光係数  $S_0$  を用いて,

$$I_N = \frac{S_N}{S_0} I_0 \dots \dots \dots (14)$$

と表わされる。したがって, 式 (12) における融雪モデルの中で, 昼間放射収支モデルに用いられる日射量を式 (13) の受光係数で補正することにより斜面融雪量の算定が可能となる。この結果を用いて, Table 5 に示す各斜面における融雪量を算定し実測値と比較する。ただし, 各斜面における融雪量の算定値は得られていないために, 融雪に及ぼす斜面の効果の絶対量の検討はできないので, S1 斜面に対する各斜面の雪面低下量の比 ( $R_{obs}$ ) と融雪量算定値の比 ( $R_{cal}$ ) を求め, Fig. 16 に示す。 $R_{obs}$  と  $R_{cal}$  の相対誤差はいずれも 6% 以下であり, 受光係数で日射量を補正することにより, 式 (12) の融雪モデルで斜面融雪量の算定が可能であることが相対的に示された。次に Table 6 に示す斜面特性を有する各積雪深観測地点について斜面特性を考慮した融雪モデルを適用し, 結果を Fig. 17 に示す。各観測地点における実測値と計算値の相対誤差の平均値は (a) 10.4%, (b) 7.4% となり, 気温資料のみによる Degree-hour 法 (Fig. 7) に比べ著しく改善された。

(2) 森林内融雪のモデル化

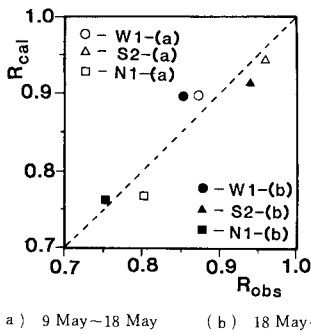
一般に森林内では日射および大気放射が遮られ風速も

小さくなるために森林外に比べ融雪量は小さくなる。石井<sup>12)</sup>は開地と針葉樹林内の日融雪量の比較により, 林内では 1~2 割融雪量が減少することを示している。また伊藤<sup>14)</sup>は気球を用いた光学的な観測により得られた森林密度を用いて, 日射量, 雪面から大気への放射量, 樹木から雪面への放射量および林内風速を表わし, 森林内の融雪量を計算している。米国工兵隊<sup>10)</sup>の融雪モデルでは森林の程度により 4 段階に分け, 流域樹冠率 (basin forest canopy cover) を用いて林内融雪量を算定している。

本研究では Fig. 1, Table 1 に示される森林の内外での融雪観測と気象観測結果をもとに, 式 (12) で示された融雪モデルを用いて森林内融雪量の算定法を検討する。

Fig. 18 は林内・林外観測地点における断面観測から得られた融雪量を比較したもので, 林内融雪量は林外に比べ小さくなるが, その比率は必ずしも一定ではない。Fig. 19 は林内・林外の気象要素, (a) 日射量, (b) 日平均気温, (c) 日平均湿度, (d) 日平均風速を比較したもので, 気温・湿度の差がそれほど大きくないのに対し, 日射量・風速は林内では著しく小さくなる。風速は局所的な地形や地物の影響を強く受けるために地点データを流域規模に広げることは困難であることから, 日射量を用いた林内融雪量のモデル化を検討する。森林による日射の遮蔽率を  $C$  とすると, 森林内日射量  $I_f$  は,

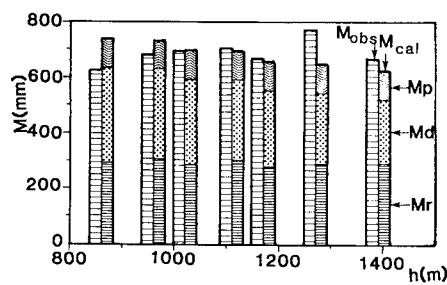
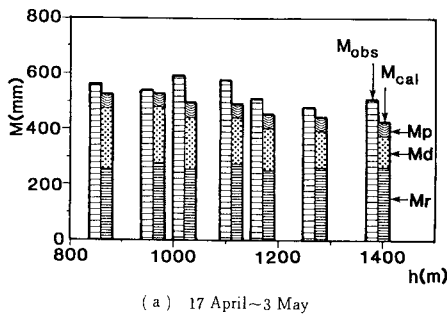
$$I_f = (1 - C) I_0 \dots \dots \dots (15)$$



(a) 9 May~18 May (b) 18 May~29 May  
Fig. 16 Result of snowmelt model application to slopes.

Table 6 Characteristics of slopes.

site	altitude (m)	slope (°)	direction (°)
1	860	0	-
2	960	10	S
3	1020	0	-
4	1110	10	S
5	1170	0	-
6	1270	10	S45°W
7	1390	10	S



(a) 17 April~3 May (b) 3 May~18 May

Fig. 17 Result of snowmelt model application to slopes.



$I_0$ : 林外日射量

で表わされる。Fig. 19 から林内日射量は林外の 41 % であることが示されているが、露場における日射量と比較すると 45 % となる。これは観測器の誤差によるものと考えられ、

$$C=0.55$$

として昼間放射収支モデルにあてはめ、式 (12) の融雪モデルにより林内融雪量を算定し、融雪量の実測値と合わせて Fig. 20 に示す。期間によって誤差が多少大きいところがあるが、4 月 17 日～5 月 18 日の総融雪量の実測値と計算値の相対誤差は 6.1 % で、日射量の補正により式 (12) の融雪モデルで林内融雪量の算定が可能であることが示された。すなわち、樹種や森林密度等を用いて日射量の遮蔽率 ( $C$ ) が推定されれば、融雪に及ぼす森林の効果の評価が可能である。

### 5. 結 論

本論文では、山地多雪地域における融雪調査と気象観測より融雪量の分布特性が明らかにされ、日射量・気温・降水量を用いた融雪モデルが提案された。また、このモデルを斜面・森林内の融雪量の算定に適用して、融雪量分布のモデル化が行われた。主な結果を以下に示す。

- (1) 放射収支量を昼間・夜間に分けて、日射量と気温を用いた日放射収支量算定モデルが提案され、降雪の影響のない場合、融雪期を通してその妥当性が示された。
- (2) 無降雨時は融雪熱量のうち放射収支による熱量

を除く残りは Degree-hour 法によって算定される。

(3) 降雨時の融雪量は雨による伝達熱量のほかに凝結による潜熱伝達量を考慮することによりモデル化が可能である。

(4) 融雪に及ぼす斜面の効果は、斜面向と勾配で表わされる受光係数を用いて日射量を補正することによりモデル化され、Degree-hour 法による推定に比べ実測資料との適合性がよいことが示された。

(5) 融雪に及ぼす森林の効果は、森林日射遮蔽率を用いて日射量を補正することによりモデル化され、実測値との適合性が示された。

以上の結果により、融雪量分布モデルは、

$$M_{cat} = \frac{0.332 I \left( \frac{\bar{T}_{e-18} + 273}{273} \right)^4 - 33.4 \Delta T_{18-21} \left( \frac{273}{T_{18} + 273} \right)^4 + 3.0}{8} + 0.102 \text{ d.h.} + \frac{2.49 \sum (e_{sat} - 6.1) + \frac{P \bar{T}_p}{10}}{8} \dots \dots (16)$$

ただし、

$$I = (1 - C) \frac{S_N}{S_0} I_0$$

$$T = T_0 + \Delta\theta(h_n - h_0)$$

$\Delta\theta$ : 標高による気温低下率,  $T_0$ : 気温の観測値で表わされる。

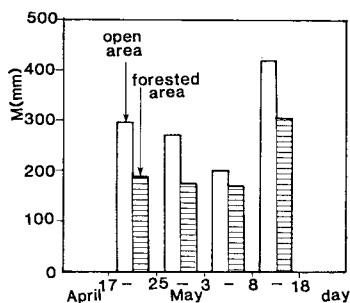


Fig. 18 Snowmelt at the open area and the forested area.

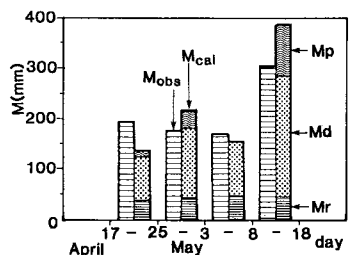
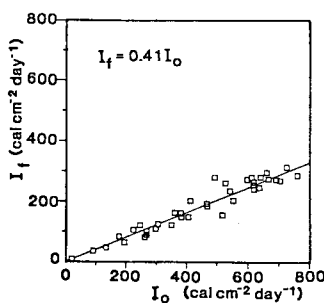
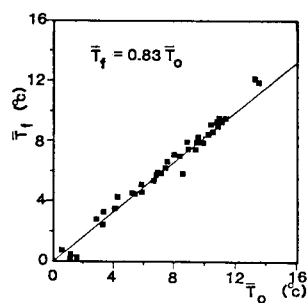


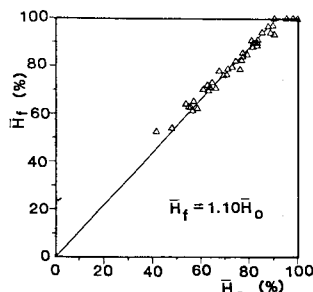
Fig. 20 Result of snowmelt model application to the forested area.



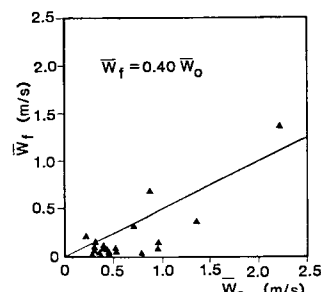
(a) insolation



(b) air temperature



(c) humidity



(d) wind velocity

Fig. 19 Meteorological elements at the open area and the forested area.

謝 辞：本研究を進めるにあたり、北海道大学低温研究所の小島賢治教授、小林大二助教授、山田知充助手と同大学院の本山秀明氏より有益な助言を賜り、林業試験場 中野秀章前防災部長、法政大学 西谷隆亘教授、北海道電力(株)松下啓郎氏からは貴重な参考文献を頂きました。また農林水産省林業試験場防災部からは観測資料の提供を受け、建設省土木研究所、気象庁業務課、熊谷地方気象台、(株)建設技術研究所、(株)CTIサイエンスシステム社、(株)自然環境科学研究所からは観測機器の借用を受けました。積雪調査には、東京大学学生釣友会の加戸祐爾・小山俊幸・多和田隆史・満田正彦・越岡康弘・水谷徹・小池敏雄諸氏、東京大学大学院生の金尾健司・桑原衛・伊藤和央・山田邦博・モローネ・塚原浩一・内田滋諸氏より多大なご協力を得ました。ここに記して心より感謝致します。

#### 参 考 文 献

- 1) 小島賢治：融雪機構と熱収支，気象研究ノート，Vol.136，pp.1～38，1979.
- 2) Linsley, R. K., Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H. : Applied Hydrology, First Edition, McGraw-Hill, N. Y., pp.126～143, 1949.
- 3) 境 隆雄：河川の融雪流出に関する研究，土木学会論文集，Vol.95，pp.9～20，1963.
- 4) Martinec, J. and Rango, A. : Discharge forecasts in mountain basins based on satellite snow cover mapping,

NASA Conference Publication 2115, pp.223～238, 1980.

- 5) 永見郷康・吉野昭一・阿部敏夫：森林伐採にともなう暖候期間の流出量変化，林業試験場宝川森林理水試験地第3回報告，pp.61～64,1964.
- 6) 本山秀明・小林大二・小島賢治：融雪期における小流域の水収支Ⅱ—流出解析—，低温科学，物理篇，Vol.42，pp.135～146，1983.
- 7) 東京営林局：宝川森林理水試験地報告，pp.43～63，1943.
- 8) Wilson, W. T. : An outline of the thermodynamics of snow-melt, Transactions, American Geophysical Union, Vol.22, pp.182～195, 1941.
- 9) Light, P. : Analysis of high rates of snow-modeling, Transactions, American Geophysical Union, Vol.22, pp.195～205, 1941.
- 10) U. S. Army Corps of Engineers : Snow Hydrology, chapter 6, pp.193～258, 1956.
- 11) Garstka, W. U., Love, L. D., Goodell, B. C. and Bertle, F. A. : Factors Affecting Snowmelt and Streamflow, U. S. Government Printing Office, pp.21～30, 1958.
- 12) 北海道電力株式会社・札幌管区気象台：積雪基礎調査，pp.52～79，1959.
- 13) 村井俊治：日照，日射の効果に関する基礎研究，土木学会論文報告集，No.215，pp.49～59，1973.
- 14) 東京電力株式会社・東京管区気象台：奥根地区水文気象調査総合報告，1960.

(1984.12.25・受付)