

御明神牧場における融雪および積雪表層の熱収支

誌名	岩手大学農学部報告 = Journal of the Faculty of Agriculture, Iwate University
ISSN	05792746
著者	倉島, 栄一 佐藤, 晃三
巻/号	19巻3号
掲載ページ	p. 201-210
発行年月	1989年10月

御明神牧場における融雪および積雪表層の熱収支

倉島栄一・佐蔵晃三

(平成元年 5 月 29 日受理)

I. はじめに

融雪流出解析では気温を指標とした融雪量算定の経験式が広く用いられている。しかしこの種の方法は簡便であるが、算定式中の係数が適用する場所によって、また同一場所でも年、時期によって変化すること (14)、さらに気象条件によってはこの算定式が適用できないこと (15) が指摘されている。

一方積雪層における融雪現象には、積雪表層における短波放射、長波放射の正味吸収量、乱流による大気との熱交換および水蒸気の交換によってもたらされる表層融雪と、積雪下層において地中からの熱伝導によって生じる地面融雪とが考えられる。

筆者らは、このような表層融雪と地面融雪の実態を明らかにするとともに、熱収支の見地から従来の経験的な融雪量の算定方法を見直し、新たな融雪モデルを構築することを目的として、1985年12月から御明神牧場の気象観測露場において融雪量と気象要素との現地観測を行っている。本報では積雪期の融雪状況および融雪期における積雪表層の熱収支についての検討結果を報告する。

II. 観測方法

融雪量および気象要素の観測は、岩手県平石町御明神にある岩手大学付属御明神牧場の気象観測露場で行った。この露場は盛岡市の西方約 25 km にあって、奥羽山系の東麓に位置しており (標高 230 m)、冬期の気象は寒冷で、根雪期間は 12 月初旬から 3 月下旬ころまでの約 100 日であり、その最深積雪は年により 50~100 cm である。

1. 融雪量

融雪量の観測方法として、雪面位置の低下と積雪表層密度の測定によって融雪量を見積る雪尺法、積雪成層の等価水深の減少量から融雪量を推定する断面観測法、雪面下に埋設した受水皿によって融雪水を捕捉するライシメーター法などがある (13)。ここでは無人での連続観測に適するライシメーター法を用いた。

1 × 1 m の四隅に着脱式の支柱を取り付けたライシメーターを地中に埋設した。底部には傾斜と溝を設け、融雪水の排水を容易にした。融雪水は塩化ビニール管によって 200 cc の転倒マス流量計に導き計測した (Fig. 1)。したがって測定される融雪量の最小単位は 0.2 mm である。積雪進行期の融雪量はこの状態で観測した。

積雪表層で生じた融雪水は必ずしも垂直に透過しない。そこで小池らの方法 (4) に準じて表層融雪がさかんになる前に受水部周辺の雪を掘り起こし、融雪水の水平移動を遮断するため

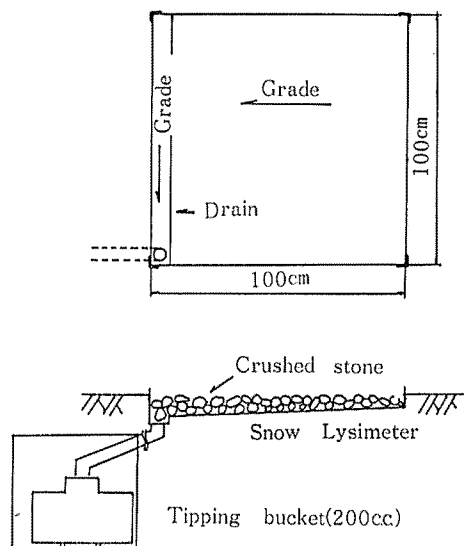


Fig. 1. The instrument for measuring snowmelt.

にビニールシートを張った。シート装着後に支柱を外し、周囲を埋め戻して受水部上部と周囲の雪面が水平になるよう成形した。融雪による雪面低下とともにビニールシートを切り取った。

2. 気象要素

融雪量と同時に測定した気象要素は降水量、放射収支量、風速および地上 150cmの気温、湿度、気圧である。放射収支計は設置高さが任意に調整できる支柱に設置し、センサー感部と雪面の距離を120~150cmに保った。同様に風速計は10cm単位で設置高を調整できる架台に設置して風車中心部と雪面との距離をおおむね100cmとした。また温湿度計、気圧計は同一の百葉箱に設置した。これらを融雪量とともにデータロガーによって連続記録した。また円筒型スノーサンプラー（内径5.04cm）を用いて適宜、積雪調査（積雪全層密度、積雪水量）を行った。

本報で用いた資料は1985~1988年の3か年にわたる根雪期間のものであるが、熱収支の検討では3月中旬から下旬にかけての融雪期のなかで融雪量の少ない日や欠測日を除外した29日分の資料を用いた。これらの資料は1時間毎の平均値または積算値として整理し解析に用いた。

Ⅲ. 検討結果と考察

1. 融雪の推移

1985年12月25日~1986年4月1日と1988年1月25日~3月29日の2冬期間の24時日界の日融雪量、日最高気温、日最低気温および積雪深の推移をFig. 2に示した。

1985年は12月1日に根雪になったが観測は12月25日から開始した。また、1987年4月より定時業務観測が中止されたため、1988年の得られた積雪深資料は18個であり、Fig. 2(b)にはその値のみを図示している。なお1987年については1月末から2月下旬にかけて欠測が多く、

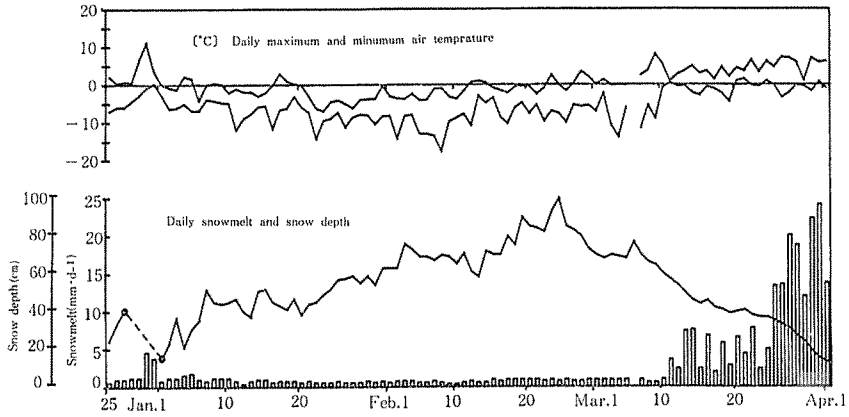


Fig. 2 (a). Change of the daily snowmelt with snow depth and air temperature. (Dec. 25, 1985-Apr. 1, 1986)

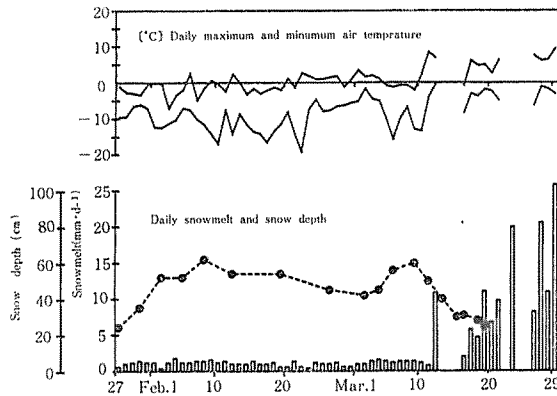


Fig. 2 (b). Change of the daily snowmelt with snow depth and air temperature. (Jan. 25, 1988-Mar. 29)

Table 1. Daily snow melt amount in the cold season (mm·d⁻¹)

Year	January				February			
	First decade	Second	Tird	Whole	First decade	Second	Tird	Whole
1986	1.20 (1.15)	0.76 (0.77)	0.67 (0.67)	0.87 (0.86)	0.64 (0.64)	0.84 (0.91)	0.90 (0.90)	0.79 (0.78)
1688	—	—	—	—	1.26 (1.23)	1.02 (1.09)	0.89 (1.00)	1.06 (1.14)

Note : Parenthesized figures ; Snow melt amount of ice day

ここでは省略した。

Fig. 2 にみられるように、積雪表層での融雪が起これないと思われる厳冬期において地中熱流による地面融雪が定常的に認められた。1月、2月の旬平均日融雪量は Table 1 に示すとおりである。Table 1 には日最高気温が 0 °C 以下の真冬日のみの融雪量も示したが、両者に差はなくこれらは地面融雪量と考えると良いと思われる。

地面融雪量は兩年とも 0.4~1.8mm・d⁻¹ の範囲にあり、平均値は 0.91mm・d⁻¹ で、母子里（北海道）での数年の平均値 0.5mm・d⁻¹（8, 9）より多い。2冬期間の2月の平均値を比較すると1986年が 0.79mm・d⁻¹、1988年は 1.06mm・d⁻¹ である。地中熱流の一部は積雪の温度勾配によって積雪層へ伝導するので、地面融雪量は積雪深と気温の高低によって変化する（9）。しかし2月の平均気温および平均積雪深は1986年でそれぞれ -4.9°C、75cm、1988年では -5.8°C、53cm であり、むしろ後年のほうが積雪中に大きな温度勾配を生ずる条件が整っている。したがってこの2か年の地面融雪量の差は地中熱流の差によるものであると推測できる。兩年の根雪開始日に1か月以上の開きがあり、とくに1987年の12月~1988年の1月にかけて暖冬傾向であった。これらの気象条件の差が地中熱流に影響を及ぼしていると思われるが、詳細は不明である。気象・積雪条件と地中熱流との関連性については今後の検討課題の一つである。

明らかな表層融雪を観測したのは3か年とも3月10日以降であり、1986年は3月11日、1987年は同10日、1988年は同12日であった。その後積雪量は減少し、それぞれ4月1日、3月24日、同29日以降はライシメーターが露出し、観測を止めた。また、3か年での最大日融雪量は1988年3月29日の 25.8mm・d⁻¹ であった。

2. 積雪表層の熱収支

1) 日中の熱収支

積雪表層での融雪は積雪表面に出入りする熱の収支によって決まる。融雪が起これている場合の熱収支式は降水による熱を無視すれば（1）式で与えられる。

$$Q_M = Q_R + Q_A + Q_E \dots\dots\dots (1)$$

Q_M : 融雪熱 (cal・cm⁻²・h⁻¹), Q_R : 放射収支量 (cal・cm⁻²・h⁻¹), Q_A : 乱流による大気との熱交換量 (cal・cm⁻²・h⁻¹) (以下、顕熱とする), Q_E : 雪面での蒸発、凝結による熱交換量 (cal・cm⁻²・h⁻¹) (以下、潜熱). 放射収支量は次式で示される長波放射と短波放射の正味吸収量である。

$$Q_R = (S \downarrow - S \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow), S \uparrow = r \cdot S \downarrow \dots\dots\dots (2)$$

$S \downarrow$: 短波放射量 (日射量), $S \uparrow$: 短波反射量 (反射日射量), $L \downarrow$: 大気からの長波放射量, $L \uparrow$: 雪面からの長波放射量, r : 雪の日射に対する反射率 (アルベド). 試験地では Funk 型の放射収支計によって直接 Q_R を測定している。

顕熱および潜熱を求める方法として、追従性の速い測器によって風速、気温、湿度の変動量を捉えて熱量を求める渦相関法、これらの気象要素を雪面上の2高度で測定して熱量を求める傾度法、傾度法の2高度の1つを雪面とするバルク法がある（11）。また、潜熱については直接、蒸発、凝結量を測定する方法もある（10）。ここでは簡便で、熱収支の検討に多用されているバルク法に基づく次式によって顕熱、潜熱を算定した。

$$Q_A = \alpha U_z (T_s - T_z), \alpha = C_p \rho C_H \dots\dots\dots (3)$$

$$Q_E = \beta U_z (e_s - e_z), \beta = \rho C_E (0.622/P) \dots\dots\dots (4)$$

U_z : 雪面上 Z_{cm} の風速 ($m \cdot s^{-1}$), T_z : 雪面上 Z_{cm} の気温 ($^{\circ}C$), e_z : 雪面上 Z_{cm} の水蒸気圧 (mb), T_s : 雪面温度 ($^{\circ}C$), e_s : 雪面の水蒸気圧 (mb), l : 蒸発・凝結潜熱 ($cal \cdot g^{-1}$), C_p : 空気の定圧比熱 ($cal \cdot g^{-1} \cdot ^{\circ}C^{-1}$), ρ : 空気の密度 ($g \cdot cm^{-3}$), C_H : 顕熱のバルク係数 (無次元), C_E : 水蒸気輸送のバルク係数 (無次元), P : 大気圧 (mb). 雪面の水蒸気圧は雪面温度のもとで飽和状態にあるものとする.

C_H と C_E がほぼ等しいとすれば (5) 式の, また上式の α と β には (6) 式の関係がある.

$$C_H = C_E = \kappa^2 / (1.25/z_0)^2 \dots\dots\dots (5)$$

$$\alpha = C_p(\beta P / 0.622) \dots\dots\dots (6)$$

κ : カルマン定数 (無次元), Z_0 : 風速に対する雪面粗度 (cm).

バルク法は簡便であるが, 予め雪面粗度 Z_0 あるいは α , β を決める必要がある. Z_0 については $0.002 \sim 0.25cm$ の値が報告されており (7), また α , β の値も種々提案されている. 近年, 石川ら (3) は渦相関法との比較から $Z = 100cm$ において $\alpha = 0.26$ を得ており, また近藤ら (12) は $Z = 100cm$ で $C_H = C_E = 0.002$ として ($\alpha = 0.22$, $P = 986mb$ として $\beta = 0.59 \times 10^{-3}$ に相当) 顕熱, 潜熱を算定している. しかし多くの場合, $\alpha = 0.3 \sim 0.4$, $\beta = 0.8 \sim 1.0 \cdot 10^{-3}$ の範囲にあり (7), ここでは雪面蒸発量の観測から求められた $\beta = 0.84 \times 10^{-3}$ の値 (5) を用いた. α は検討対象期間の平均気圧 (986mb) を用いて (6) 式から 0.32 となる.

前述のように風速計は雪面上 $100cm$ に設置したが, 温湿度計は地上 $150cm$ に固定した. 風速計の設置高も地上 $150cm$ に固定したと想定すれば, $Z = 90 \sim 130cm$ の簡陋にあったと考えられる. この場合, $Z = 90cm$ で α と β はそれぞれ 0.30 , 0.79×10^{-3} , $Z = 130cm$ で 0.33 , 0.88×10^{-3} となり, 採用した値を基準とすれば顕熱は $-3 \sim 6\%$, 潜熱は $-5 \sim 6\%$ の差を生ずる. しかし積雪深は場所によってムラがあり, 雪面粗度も雪面の状態に応じて変化すること, さらに後述するようにこれらの熱量は放射収支量に比べて少ないこと等の理由により α , β は固定した.

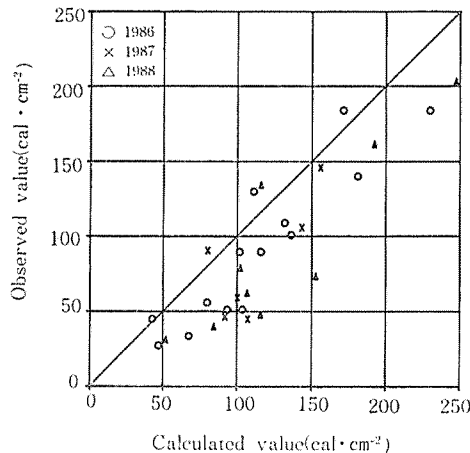


Fig. 3. Comparison of the observed heat of melting and the heat $\sum Q_M$ (sum of the Q_M calculated in hour unit by equation (1)), where Q_M is accumulated from the time Q_M turns to positive value in the morning.

$T_s=0^{\circ}\text{C}$ と仮定して(1), (3), (4)式により Q_M を1時間毎に算出すると, この値はおおむね7~18時の間は正の値となる. その間の Q_M の積算値と実測された融雪熱とを比較したのがFig.3である. ただし実測融雪熱は流下の時間遅れを考慮して22時までの積算値をとっている. ラインメーター法によって測定される流下量には表面融雪量のほかに雨量と地面融雪量が含まれるが, 降雨がある場合にはこれを除いて融雪量とした. また地面融雪量については, この期間も厳冬期と同様に $0.9\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 程度であるとすれば, 時間に配分して 0.6mm の地面融雪が混在していると考えられる. しかし融雪期には地中熱流が急激に低下することが知られており(9), 表面融雪に比較して無視しうるものとして考慮していない.

検討対象とした29例のなかで5例を除いて計算値のほうが実測値を上回り, その差は最大 $80\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}$ (融雪量 10mm 相当), 平均 $30\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}$ (同 3.8mm)である.

従来の熱収支の検討では時間を固定して論ずる場合が多いが(6), その方法はここでの実状にそぐわないようである.

地面融雪量と区別するため, 融雪強度 $0.4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上を観測した時間を表面融雪開始時刻とすれば, この時刻と Q_M が正に転じた時刻との間に平均3.9時間のズレがある(Fig.4). そ

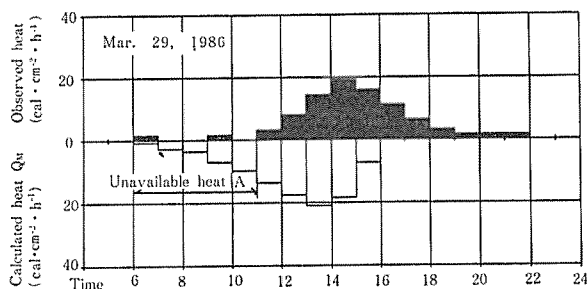


Fig. 4. Typical diurnal variation of observed and calculated heat of melting.

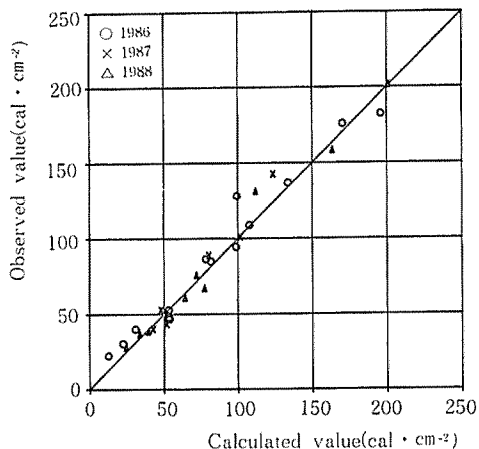


Fig. 5. Comparison of the observed heat of melting and the heat $\sum Q_M$, where Q_M accumulated from the time surface layer melting is observed (snow melting higher than $0.4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ is observed).

ここで、この間の熱量 Q_M (以下熱量Aとする) は融雪に直接寄与しないものとして、 $0.4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上の融雪を観測した融雪開始時刻から Q_M が負になるまでの計算熱量の積算値と、同開始時刻から22時までの実測融雪熱を対応させたのが Fig. 5 である。両者は良好な一致を示し、その平均相対誤差は0.103である。

この場合の放射収支量、顕熱、潜熱が Q_M に占める割合を平均値で Table 2 に示したが、熱成分のなかでは放射収支量が卓越し、顕熱が放射収支量を上回ったのはわずかに1例のみである。このことは融雪量計算のうえで特に留意すべき事項である。また潜熱は蒸発による場合がほとんどで、潜熱の積算値が正(凝結)となったのは4例に止まった。

Table 2. Heat energy balance at the snow surface layer

Year	Number of sample	Net radiation(%)	Sensible heat(%)	Latent heat (%)
1986	14	86.8	26.4	-13.2
1987	6	93.6	14.4	- 8.0
1988	9	97.0	13.9	-10.9

2) 夜間の熱収支

Fig. 4で融雪に対して直接的には無効と思われる熱量Aを示した。この原因として①夜間の冷却によって雪温が低下し、その昇温に消費される。②融雪水が積雪層によって保留される。などが考えられる。

3か年の対象期間に行った9回の積雪調査によると平均全層密度は $0.38\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ であり、ほぼ全層にわたってザラメ化していたと考えても良い。積雪の保水能力は雪質によって異なり、GERDEL (2) によれば密度 $0.4\sim 0.5\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 程度のザラメ雪の保水能力は2~3時間にわたってその重量の2%以上になることはないと報告している。そこでここでは①の方針で検討を進めた。

前日の夕刻に Q_M が負に転じた後、当日の朝に正に転ずるまでの各時刻の伝導熱量 Q_c を雪温 T_s の関数とした熱収支式(7)、(8)式を T_s について解くことによって求めた(1)。

$$F(T_s) = Q_R + Q_A(T_s) + Q_E(T_s) - Q_C(T_s) = 0 \dots\dots\dots (7)$$

$$Q_C(T_s) = 2K_s \sqrt{t / (K_s \pi / C \rho)} T_s \dots\dots\dots (8)$$

K_s : 有効熱伝導率 ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$), C : 比熱 ($\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$), ρ : 積雪密度 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), t : 単位時間 (3600s)。有効熱伝導率は対象期間の平均積雪密度から次式(ドヴォーの式)によって求めた。

$$K_s = 6.96 \times 10^{-5} + 6.96 \times 10^{-3} \rho^2 \dots\dots\dots (9)$$

夜間の α は日中のそれに比べて大きいことが知られており(3)、その値を0.5とした。したがって β は(6)式より 1.31×10^{-3} となる。

Fig. 6は熱量Aと ΣQ_c を比較したものである。バラツキはあるものの両者はほぼ対応している。Fig. 7は ΣQ_c を考慮した場合の日中の融雪熱の計算値を実測融雪熱と比較したものであるが、平均相対誤差は0.218であった。これらの結果は、日融雪量を算定する場合に前夜の夜間冷却量の存在を考慮すべきこと、また熱量計算における日界の重要性を示唆していると思われる。

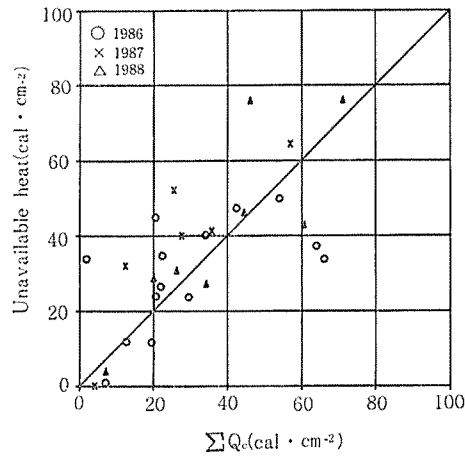


Fig. 6. Relation between the unavailable heat A (Fig. 4) and the conductive heat ΣQ_c caused by nocturnal cooling.

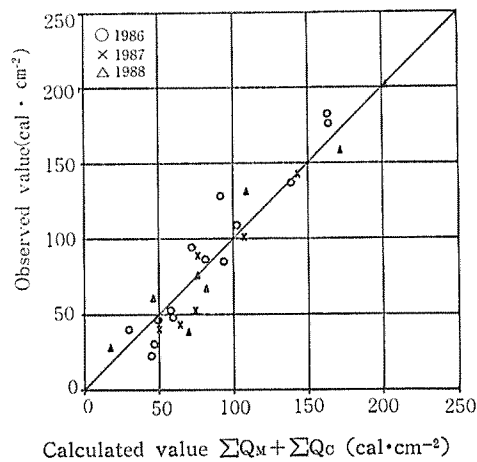


Fig. 7. Comparison of observed heat of melting and calculated heat $\Sigma Q_m + \Sigma Q_c$.

IV. 摘 要

広く用いられている融雪計算の経験式を吟味し、新たな融雪モデルの構築を目的として1985年12月から御明神牧場において融雪量と気象要素の観測を実施している、いままでに得られた資料によって融雪と積雪表層の熱収支の検討を行い、以下の結果を得た。

1. 地中熱流に起因する地面融雪量は厳冬期においても常に認められ、その値は $0.4 \sim 1.8 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ の範囲にあり、平均 $0.91 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ であった。

2. 日中の気象変化のなかで、(1)式で算定される融雪熱が正に転ずる時刻から負に転ずるまでの計算融雪熱と、同時刻から22時までの実測融雪熱とは一致せず、ほとんどの場合計算値が実測値を上回り、その差は平均 $30 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2}$ であった。

3. 前項2の比較計算において、融雪熱の計算開始時刻を表層融雪の観測が認められた時刻(0.4mm・h⁻¹以上の融雪量を観測した時刻)とすると、各日の計算融雪熱量と実測融雪熱量は良好な対応を示し、その平均相対誤差は0.103であった。

4. 計算融雪熱が正に転じてから融雪が観測されるまでの熱量は、当日の融雪に寄与しないと考えるのが妥当のようである。夜間の熱収支の検討結果から、この熱量は夜間の冷却によって積雪表層が失った伝導熱量とほぼ対応することが示された。

5. 融雪熱量に占める放射収支量の割合は大きく、その値は75~85%であった。また潜熱は蒸発による場合がほとんどで、融雪には負の効果をもつことが多かった。

本研究の一部は文部省科学研究費(C)、同奨励研究(A)の補助を受けて行った。また研究を進めるにあたって、本農学部の石井正典助教授、滝沢文弥技官に多くの協力をいただいた。観測、資料整理、諸計算は当研究室の専攻生の協力に負うところが大きい。記して感謝の意を表する。なお計算には農学部の東芝DS600を用いた。

引用文献

1. ANDERSON, E. A. (1968) Development and testing of snowpack energy balance equations. *Water Resour. Res.* 4: 19-37.
2. GERDEL, R. W. (1954) The transmission of water through snow. *Trans. Am. Geophys. Union.* 35: 475-485.
3. 石川信敬, 小林俊一, 小島賢治 (1982) 融雪期の顕熱フラックス I. *低温科学物理篇* 41: 109-116.
4. 小池俊雄, 高橋 裕, 吉野昭一 (1985) 隔雪量分布のモデル化に関する研究. *土木学会論文集* 363: 165-174.
5. 小島賢治 (1969) 融雪期における積雪表層の蒸発係数について. *低温科学物理篇* 27: 399-403.
6. 小島賢治, 小林俊一, 油川秀明, 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* 28: 175-190.
7. 小島賢治 (1979) 融雪機構と熱収支. *気象研究ノート* 136: 1-38.
8. 小島賢治 (1980) 冬季間の積雪下面における融雪量の連続観測. *低温科学物理篇* 39: 101-108.
9. 小島賢治 (1982) 低温多雪地域の冬期間積雪下面における融雪量. *低温科学物理篇* 41: 99-107.
10. 小島賢治, 石川信敬, 本山秀明, 山田芳則 (1985) 積雪の蒸発量. *低温科学物理篇* 44: 49-61.
11. 近藤純正 (1981) 大気科学講座 1. 地表に近い大気. 東京大学出版会 東京: 89-101.
12. 近藤純正 (1987) 熱収支法による融雪量の予測. *雪氷* 49: 181-191.
13. 本山秀明, 小林大二, 小島賢治 (1983) 融雪期における小流域の水収支 II. *低温科学物理篇* 42: 135-146.
14. 佐藤晃三 (1976) 融雪係数. 現代農業土木用語選. 農業土木学会 東京: 198-199.
15. 高橋修平, 佐藤篤司, 成瀬廉二 (1981) 大雪山「雪壁雪溪」の融雪に関する熱収支特性. *雪氷* 43: 147-154.

SNOW MELTING AND HEAT BALANCE OF SNOW SURFACE LAYER AT OMYOJIN PASTURE

Eiichi KURASHIMA and Kozou SATO

Summary

Observation of snow melt and meteorological factors have been carried out for the purpose of examining empirical equation and constructing new snow melting model. Following results were obtained through investigation on snow melting and heat balance of snow surface layer, based on the data which were obtained up to this time.

1. The bottom-melt of snow cover caused by the heat flux at the snow-ground interface, were observed generally even in severe winter, and the values were in the range of 0.4-1.8mm d⁻¹ and the average value was 0.91mm d⁻¹.
2. Among meteorological changes in day time, calculated heat quantity which is the heat quantity from the time when latent heat of snow melt calculated by equation (1) turns to positive, to the time when it turns to negative, dose not show agreement with the latent heat of snow melt which was measured actually. Almost all occasion, calculated value exceeds the value of actual measurement, and the averaged difference was 30 cal cm⁻².
3. In the comparison calculation in former paragraph 2, if the starting time of calculation of latent heat of snow melt is assumed to be the time when surface layer melting is observed (the time when snow melting higher than 0.4mm h⁻¹ was observed), calculated latent heat of snow melt for each day show good correspondence with latent heat of snow melt of actual measurement, and average relative error was 0.103.
4. It is thought reasonable that the latent heat from the time when calculated latent heat of snow melting turns to positive to the time when snow melting is observed, does not contribute to the snow melting of that day. From the result of the examination of heat balance in night time, this latent heat was found to nearly correspond to the amount of conductivity heat which was lost from the surface of snow cover by nocturnal cooling.
5. The occupying rate of net radiation in snow melting heat is large, and the value were 75-85%. Moreover, latent heat of evaporation or condensation is almost attributable to evaporation, and it has, most ofen, negative effect on snow melting.