報 文

融雪係数の熱収支的検討¹⁾

山 崎 剛²⁾

要 旨

積雪面の熱収支式を考察することによって、10日程度の期間の融雪量を日中平均気温と日積算日射量の期間平均値で表せることを示した。その結果、アルベードが0.8程度のときには、融雪量は見かけ上日射量に依存せず、気温の一次式で表せることがわかった。このとき融雪係数に相当する係数は、期間平均の風速と相対湿度で表される。この方法で実際に融雪量が推定できることを札幌、岩手県沢内、宮城県川渡のデータで検証した。また、気温が日射量と相関をもつ場合について考察した。

キーワード：融雪係数、熱収支、気温、日射量

Key words: melting coefficient, heat balance, air temperature, solar radiation

1. はじめに

融雪量の推定に融雪係数を用いる方法がよく使われている。ある期間の融雪量と積算気温の間には比例関係があることが知られており、その比例係数を融雪係数と呼ぶ。融雪係数は一般に場所や季節によって異なるものの、一度実測データから求めておけば、基本的には気温のみで融雪量の推定が可能である。一方、融雪に寄与するエネルギーを成分ごとに求められる方法として熱収支法がある。熱収支法は理にかなっているが、放射をはじめ気温、風速、湿度などの情報が必要である。

融雪係数を考えることの根拠は、従来、気温の高い時期には日射も強く、アルベードも低く、放射吸収量や顕熱が気温の上昇とともに増大するというで説明されてきた(たとえば、小島, 1979)。また、湿度や風速、入力放射をパラメータにして、融雪量を気温の関数として熱収支的に求める試みが行われている(高橋ほか, 1981; 近藤・山崎, 1987; Ishikawa *et al.*, 1992)。しかし、融雪へ寄与するエネルギーは、気温に最も直接的に関係する顕熱よりも放射の方が大きいことを考えると、放射量の積算値にある係数をかける形の方が融雪量を表すにはよいはずである。それにもかかわらず、気温を用いても係数は年によって多少違うものの同様の推定がで

きる(石川ほか, 1985)。これらのことを含めて融雪係数がどのように決まるのか、気温だけでうまくいってしまうのはなぜか、といったことに対する熱収支的な解釈は十分に行われていない。

本稿は熱収支の式から出発して、その単純化を通して融雪係数の熱収支的な解釈を試みる。まず、融雪量を考える期間の平均の気象要素で求められることを示す。続いて、長波放射や潜熱の項を考察することによって、融雪量が期間の平均気温と積算日射量で表され、あるアルベードのときには気温のみで表現できることを示す。

2. 熱収支式の平均化

積雪の温度変化を無視すると、積雪面の熱収支より融雪量 M は

$$M = (1 - \alpha) S^{\downarrow} + L^{\downarrow} - L^{\uparrow} - c_p \rho C_H U (T_s - T) - l \rho C_E U (q^*(T_s) - q) \quad (1)$$

とかける。ただし、 α : アルベード、 $S^{\downarrow}$: 日射量、 $L^{\downarrow}$: 下向き大気放射量、 $L^{\uparrow}$: 上向き赤外放射、 c_p , ρ : 空気比熱と密度、 C_H , C_E : 顕熱および潜熱のバルク係数、 U : 風速、 T_s : 積雪表面温度、 T : 気温、 l : 気化の潜熱、 $q^*(T_s)$: 温度 T_s に対する飽和比湿、 q : 比湿。右辺第1項は積雪面が吸収する正味の日射量、第2, 第3項は赤外放射、第4項は顕熱、第5項は潜熱を表す。

ここで、昼と夜を分けて考える。まず、昼については変数に添え字 d をつけると、式(1)は

1) A heat balance study of melting coefficient.

2) 東北大学理学部

〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉

(Takeshi YAMAZAKI, Geophysical Institute, Tohoku University Sendai, 980-77 Japan)

$$M_d = (1 - \alpha_d) S_d^i + L_d^i - L_d^o + c_p \rho C_H U_d T_d - l \rho C_E U_d (q_d^* - q_d) \\ = (1 - \alpha_d) S_d^i + L_d^i - L_d^o + A U_d T_d + B U_d Q_d \dots\dots\dots (2)$$

ただし、融雪期を対象としているので $T_{sd} = 0^\circ\text{C}$ とした。 $q_d^* = q^*(0^\circ\text{C})$ である。また、 $A = c_p \rho C_H$, $B = l \rho C_E$, $Q_d = q_d - q_d^*$ である。一方、夜（添字m）については積雪の温度変化と液体水の再凍結の熱量を無視すると、

$$0 = L_n^i - L_n^o - c_p \rho C_H U_n (T_{sn} - T_n) - l \rho C_E U_n (q_n^* - q_n) \dots\dots\dots (3)$$

を満足するように積雪表面温度が決まる。厳密には積雪内の伝導熱を考慮する必要があるが、表面温度に対する伝導熱の影響は一般に小さい（田口ほか，1994）。もちろん、夜間も融雪が起こることもあるが、ここではそのような状況は考えない。そこで、以後は昼（式(2)）のみを見ていく。

式(2)は瞬間についての式であるが、各気象要素の日中平均値についても同様の式が成り立つと仮定する。すなわち、

$$M_D = (1 - \alpha_D) S_D^i + (L_D^i - L_D^o + A U_D T_D + B U_D Q_D) \Delta \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 Δ は日中の長さ（簡単のため半日とする）、添え字Dは融雪量 M_D と日射量 S_D^i については各日の日中積算値、その他については各日の日中平均値を示す。

そして、各変数を考える全期間の平均と日々の変動成分に分ける。たとえば、

$$\alpha_D = \bar{\alpha} + \alpha' \dots\dots\dots (5)$$

$$S_D^i = \bar{S} + S' \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 $\bar{\alpha}$ は期間（10日程度）の日中平均値、 α' は各日の日中平均値の期間平均値からの偏差である。この後は日中のみを考えるので添え字Dは省略した。同様に L_D^i , U_D , T_D , Q_D , M_D についても期間平均値とそれからの日々のずれに分ける。すると式(4)は

$$\bar{M} + M' = (1 - \bar{\alpha} - \alpha') (\bar{S} + S') \\ + [\bar{L}^i + L'^i - L_D^o \\ + A (\bar{U} + U') (\bar{T} + T') \\ + B (\bar{U} + U') (\bar{Q} + Q')] \Delta \dots\dots\dots (7)$$

この式の両辺に考えている期間での平均操作をすると、 $\alpha' = 0$ 等であることを注意すれば

$$\bar{M} = (1 - \bar{\alpha}) \bar{S} - \bar{\alpha}' S' + [\bar{L}^i - L_D^o \\ + A (\bar{U} \bar{T} + \bar{U}' \bar{T}') + B (\bar{U} \bar{Q} + \bar{U}' \bar{Q}')] \Delta \dots\dots (8)$$

この式には $\bar{\alpha}' S'$, $\bar{U}' T'$, $\bar{U}' Q'$ という相関項がでてくる。これらは、4節で述べるように、平均値の積の項 $\bar{\alpha} \bar{S}$, $\bar{U} \bar{T}$, $\bar{U} \bar{Q}$ に対して大きくない。したがって、その期間の日積算融雪量の平均値 $\bar{M}$ は、式(8)で相関項を無視、つまり期間平均の気象データのみで計算できる。

3. 日射と気温のみによる表現

式(8)で相関項を無視した式

$$\bar{M} = (1 - \bar{\alpha}) \bar{S} + (\bar{L}^i - L_D^o + A \bar{U} \bar{T} + B \bar{U} \bar{Q}) \Delta \dots\dots\dots (9)$$

からスタートして $\bar{S}$, $\bar{T}$ のみで融雪量を表現する式にもっていく。そのためには赤外放射と潜熱の項を変形しなければならない。

まず、下向き大気放射についてである。日平均の下向き大気放射は

$$L^i = \sigma T^4 [1 - (1 - 0.51 - 0.066 \sqrt{e}) C_c] \dots\dots (10)$$

という形の実験式で推定できる（Kondo, 1967）。ただし、 σ はステファンボルツマン定数、 e は水蒸気圧（hPa）。 C_c は雲量の関数で、規格化された日射量でも表現できる。最も簡単な表現は日射量との比例関係を仮定するものである

$$C_c = S_D^i / S_i \dots\dots\dots (11)$$

ここで、 S_i は快晴日の日積算日射量（季節と場所による）である。これより

$$L^i = \sigma T^4 (1 - c_0 S_D^i) \dots\dots\dots (12)$$

ただし、 $c_0 = (1 - 0.51 - 0.066 \sqrt{e}) / S_i$ である。

この式も期間平均値と偏差に分けると

$$\bar{L}^i + L'^i = \sigma (\bar{T} + T')^4 [1 - c_0 (\bar{S} + S')] \\ \simeq \sigma (\bar{T}^4 + 4 \bar{T}^3 T') [1 - c_0 (\bar{S} + S')] \dots (13)$$

全体を平均して

$$\bar{L}^i = (1 - c_0 \bar{S}) \sigma \bar{T}^4 - 4 \sigma \bar{T}^3 \cdot c_0 \bar{S}' \bar{T}' \dots\dots\dots (14)$$

あるいは

$$\bar{L}^i = [(1 - c_0 \bar{S}) \bar{T} - 4 c_0 \bar{S}' \bar{T}'] \sigma \bar{T}^3 \dots\dots\dots (15)$$

4節で示すように中括弧内の第2項は非常に小さい。したがって、 $\bar{T}$ をセ氏（ $^\circ\text{C}$ ）で与えれば（式(10)～(15)は

絶対温度 (K)),

$$\overline{L^1} = (1 - c_0 \overline{S}) \sigma (\overline{T} + T_0)^4 \quad \text{..... (16)}$$

ここで, $T_0 = 273 \text{ K}$ であり, そのまわりで展開すると,

$$(\overline{T} + T_0)^4 \simeq T_0^4 + 4T_0^3 \overline{T}$$

ゆえに,

$$\begin{aligned} \overline{L^1} - L_b^1 &= 4 \sigma T_0^3 \overline{T} - c_0 \overline{S} \sigma (T_0^4 + 4T_0^3 \overline{T}) \\ &= -\sigma T_0^4 c_0 \overline{S} + 4 \sigma T_0^3 \overline{T} - 4 \sigma T_0^3 c_0 \overline{S} \overline{T} \end{aligned} \quad \text{..... (17)}$$

とかける.

潜熱の項の Q については, 相対湿度を h として飽和比湿を 0°C のまわりで展開して,

$$\begin{aligned} q &= h q^*(T) \\ &\simeq h(q_0^* + \frac{\partial q^*}{\partial T} T) \end{aligned} \quad \text{..... (18)}$$

したがって,

$$Q = h \frac{\partial q^*}{\partial T} T - (1 - h) q_0^* \quad \text{..... (19)}$$

ここで, この式についても期間平均値を使えると仮定すると,

$$\overline{Q} = \overline{h} \frac{\partial q^*}{\partial T} \overline{T} - (1 - \overline{h}) q_0^* \quad \text{..... (20)}$$

となる.

以上より式(17), (20)を式(9)に代入すると

$$\overline{M} = c_1 \overline{S} + c_2 \overline{T} + c_3 \overline{S} \overline{T} + c_4 \quad \text{..... (21)}$$

ただし

$$c_1 = (1 - \alpha) - \sigma T_0^4 c_0 \Delta \quad \text{..... (22)}$$

$$c_2 = (4 \sigma T_0^3 + A \overline{U} + B \overline{h} \frac{\partial q^*}{\partial T} \overline{U}) \Delta \quad \text{.... (23)}$$

$$c_3 = -4 \sigma T_0^3 c_0 \Delta \quad \text{..... (24)}$$

$$c_4 = -B(1 - \overline{h}) q_0^* \overline{U} \Delta \quad \text{..... (25)}$$

のようにかける.

4. 検証

以上のような考え方が実際に適用できるかどうかを検証するために表1のデータを用いた. これらは放射を含めた気象データと融雪量が同時に得られているものである. ただし, 沢内の例ではアルベードの日々のデータはないので, 4月3日の測定を参考に0.40で一定とした.

表1 検証に用いたデータ

データセット名	期 間	文 献
札幌86	1986.3.30-4.8	石川・本山(1986) 遠藤ほか(1986)
札幌87	1987.3.27-4.5	石川ほか(1987) 秋田谷(1987)
札幌88	1988.3.24-4.2	兒玉・石川(1988) 秋田谷ほか(1988)
沢内85	1985.4.5-4.14	近藤・山崎(1987)
川渡86	1986.3.7-3.18	Kondo and Yamazaki (1990)

表2 平均値の積の項と相関項の大きさ. 沢内はアルベードの変動未測定. 上3段は式(8), 最下段は式(15)にかかわる項.

	単位	札幌86	札幌87	札幌88	沢内85	川渡86
$\overline{\alpha S}$	MJm^{-2}	7.61	8.59	8.89	—	9.28
$\overline{\alpha S'}$	MJm^{-2}	-0.11	-0.28	0.00	—	0.00
$A \Delta \overline{U T}$	MJm^{-2}	1.75	0.98	0.70	1.54	0.95
$A \Delta \overline{U T'}$	MJm^{-2}	-0.02	-0.31	-0.09	-0.17	-0.11
$B \Delta \overline{U Q}$	MJm^{-2}	-0.48	-1.11	-1.28	0.61	-0.51
$B \Delta \overline{U Q'}$	MJm^{-2}	0.11	-0.10	-0.10	-0.18	-0.04
$(1 - c_0 \overline{S}) T$	K	212.92	210.11	200.45	215.94	217.45
$4 c_0 \overline{S' T}$	K	0.29	0.23	-0.05	0.61	-0.07

期間は融雪期とみなせる10日程度を選んだ.

日中の平均気温というデータは通常ないので, 日最高気温 $T_{\max}$, 日最低気温 $T_{\min}$ から

$$\overline{T} = 0.7 T_{\max} + 0.3 T_{\min} \quad \text{..... (26)}$$

として与えることにした. この重み係数はアメダスの毎時データから, 日中平均気温(6~18時)と日最高・最低気温を調べてきめた. また, 風速については一般に日中の方が風が強いことを考慮して, 日平均風速の1.5倍を日中平均風速として用いた(近藤・山崎, 1987).

まず, 式(8)と(15)に出てくる相関項と平均値の積の項の大きさを表2に示す. いずれも相関項は平均値の積の項に比べると小さく, 無視しても差し支えない. 沢内についてはアルベードを一定としているので, アルベードの関係する項は空欄にした.

式(22)~(25)の各係数は, $\overline{M}$ と $\overline{S}$ の単位を MJm^{-2} , $\overline{T}$ を $^\circ \text{C}$ で表すと

$$c_1 = 0.785 - \overline{\alpha} \quad \text{..... (27)}$$

$$c_2 = 0.20 + (0.104 + 0.079 \overline{h}) \overline{U} \quad \text{..... (28)}$$

$$c_3 = -0.0031 \quad \dots\dots\dots (29)$$

$$c_4 = -1.0(1-\bar{h})\bar{U} \quad \dots\dots\dots (30)$$

$$c_2 = 0.20 + 0.16\bar{U} \quad \dots\dots\dots (31)$$

$$c_4 = -0.31\bar{U} \quad \dots\dots\dots (32)$$

となる。ただし、具体的な数値として $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, $e = 4.6 \text{ hPa}$, $S_i = 22 \text{ MJm}^{-2}$, $c_p = 1.0 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $\rho = 1.2 \text{ kgm}^{-3}$, $l = 2.5 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$, $C_H = 0.002$, $C_E = 0.0021$, $\partial q^* / \partial T (0^\circ \text{C}) = 0.29 \text{ gkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $q_s^* = 3.8 \text{ gkg}^{-1}$, $\Delta = 43200 \text{ s}$ を使用した。ここで、 e は札幌の3ヶ年平均値、 S_i は4月上旬を想定して近藤・三浦(1983)より推定、 C_H , C_E は Kondo and Yamazawa (1986) によった。融雪期の一般的な値として $\bar{h} = 0.7$ とすると

表3 式(21)の係数と融雪への寄与。 $\bar{M}_{obs}$ は積雪密度と雪面低下量から求めた融雪熱量。

	単位	札幌86	札幌87	札幌88	沢内85	川渡86
c_1	無次元	0.267	0.213	0.267	0.385	0.098
c_2	$\text{MJm}^{-2} \text{ K}^{-1}$	0.851	0.827	0.772	0.496	0.633
c_3	MJm^{-2}	-1.27	-1.22	-1.12	-0.58	-0.84
$c_4 \bar{U}$	MJm^{-2}	3.92	3.20	4.58	5.65	1.33
$c_4 \bar{T}$	MJm^{-2}	3.50	1.99	1.45	3.94	2.12
$c_4 \bar{S} \bar{T}$	MJm^{-2}	-0.19	-0.11	-0.10	-0.36	-0.14
$\bar{M}$	MJm^{-2}	5.96	3.86	4.81	8.65	2.47
積雪密度	kgm^{-3}	470	400	380	425	—
雪面低下	m	0.46	0.33	0.51	0.76	—
$\bar{M}_{obs}$	MJm^{-2}	7.22	4.41	6.47	10.79	3.61

図1 融雪熱量の測定値と推定値の比較。

である。

各データセットについて、これらの係数と融雪への寄与を計算した結果を表3に示す。表には合わせて観測による融雪の熱量も示した。融雪量は川渡については全層積雪水量の測定から、ほかの例については期間中の平均的な積雪密度と雪面低下量から求めた。

図1に融雪熱量の測定値と式(21)による推定値の比較を示す。推定値の方がやや小さいものの両者にはよい直線関係がある。日中平均気温(式(26))の与え方や風速、相対湿度の仮定などを考えると、実測と推定が完全に一致しないのはやむを得ない。しかし、今回の方法である程度、融雪量は推定可能であり、融雪係数がどのように決まっているかを考えることができる。

5. 考察

まず、式(21)の係数の気象要素依存性を見てみよう。表3より、日射と気温の積の項($c_3 \bar{S} \bar{T}$)は他の項に比べて小さいことがわかる。さらに、期間平均のアルベード $\bar{\alpha}$ が0.785に近いときには、 $c_1 \rightarrow 0$ となるので、このとき融雪量は気温のみで表され、日射量には見かけ上依存しない。この主な原因は、日射が強いときには下向き大気放射が少ないことによる。

また、式(21)に式(31), (32)を代入すれば、 $\bar{M}$ に対して風速のかかわる項は $(0.16\bar{T} - 0.31)\bar{U}$ であることがわかる。したがって、 $0.16\bar{T} > 0.31$ すなわち $\bar{T} > 1.9^\circ \text{C}$ のときには、風速が強くなると融雪が増えることになる。これは顕熱と潜熱が増大するためである。しかし、気温が低いときには、融雪係数の風速依存性は小さいと考えられる。

日射に関する項の係数も含めて融雪係数と呼べば、今回の方法で融雪係数はアルベード、風速、湿度の期間平均値から求められることになる。しかし、このようにして融雪係数を求めて、実際問題に應用することは勧められない。なぜなら、アルベードを含めて気象要素がそろっているなら、直接熱収支法を適用できるからである。また、過去の融雪量の実測データがあるなら、それをもとに統計的に決めた融雪係数を使った方が、融雪量の推定精度もよいはずである。熱収支法もバルク係数などでチューニングをすれば推定精度は向上する。しかし、熱収支法の最大の利点は、融雪に寄与するエネルギーの成分(放射、顕熱、潜熱)が求められることであり、安易なチューニングはすべきではない。

図2 札幌での気温と日射量。データは札幌管区気象台の測定値(1985年から1994までの10年間, 3月下旬と4月上旬のそれぞれ10日間で20組)。気温は日平均値と日最高値の平均をとった。図中の直線は回帰式 $\bar{S}=0.206\bar{T}+12.6$ を示す。

一般に気温 $\bar{T}$ と日射量 $\bar{S}$ は相関をもっていると考えられる。3月下旬と4月上旬について札幌管区気象台のデータをプロットしてみると、図2のようになる。ただし、使用したデータは1985年から1994年までの10年間であり、気温は日平均気温と日最高気温(それぞれ旬平均値)の平均をとってある。ばらつきは大きい(相関係数0.312)ものの両者には関係がみられる。

気温と日射量が相関をもつと、日射の項を含めた融雪係数の決め方は任意性をもってくる。つまり、重相関などによる統計で最もよい関係は一意に決まるが、気温と日射の関係を使うと別の推定式も得られる。

このことについて簡単に考察してみよう。式(21)で比較的小さい日射と気温の積の項を無視した式

$$\bar{M}=c_1\bar{S}+c_2\bar{T}+c_4 \quad (33)$$

を考える。気温と日射量は単純に一次式の関係

$$\bar{S}=a\bar{T}+b \quad (34)$$

を仮定する。図2の場合には、 $a=0.206\text{MJm}^{-2}\text{°C}^{-1}$ 、 $b=12.6\text{MJm}^{-2}$ である。

式(33)と(34)から $\bar{T}$ を消去すれば、

$$\begin{aligned} \bar{M} &= c_1\bar{S} + c_2 \frac{\bar{S}-b}{a} + c_4 \\ &= (c_1 + \frac{c_2}{a})\bar{S} - \frac{c_2b}{a} + c_4 \end{aligned}$$

図3 融雪熱量の測定値と推定値の比較。札幌のデータについて△は式(33)、□は式(36)で $f=1$ (気温のみ)として推定。

$$= C\bar{S} - \frac{c_2b}{a} + c_4 \quad (35)$$

$$C \equiv c_1 + \frac{c_2}{a}$$

ここで f を助変数とすると

$$\begin{aligned} \bar{M} &= (1-f)C\bar{S} + fC\bar{S} - \frac{c_2b}{a} + c_4 \\ &= (1-f)C\bar{S} + fC(a\bar{T}+b) - \frac{c_2b}{a} + c_4 \quad (36) \end{aligned}$$

が得られる。つまり、式(36)を満足する関係はどれも融雪量を推定できる。 $f=0$ のときには日射のみの関数、 $f=1$ のときには気温のみの関数、 $f=f_0 \equiv c_2/(c_1a+c_2)$ では元の式(33)に一致する。

f_0 の値は札幌の1986年では0.94、1987年は0.95、1988年は0.93といずれも1に近い。したがって、 $f=1$ として気温のみによる推定式をつくった場合でも、融雪量の推定は可能と考えられる。

図3は札幌について、式(33)と式(36)で $f=1$ (気温のみ)とした式で推定した融雪量を観測値と比べたものである。この3例はいずれも気温のみの式の方が推定量が小さくなっている。これは、この3例はいずれも日射量が式(34)の関係よりも多かったためである。対象とするデータが式(34)を完全に満足すれば、式(36)による推定量は式(33)によるものと一致する。

日向でつくった融雪量の推定式をすぐ近くの日陰に適

用するのは疑問であるが(気温はそれほど違わないので融雪量の推定値も似た量になる),日射に重みのかかった式ならうまく適用できるかもしれない。ここで述べた考察は,このようなことを考えるヒントになるであろう。

6. まとめ

積雪面の熱収支式から出発して単純化をはかり,融雪量が日中平均気温と日積算日射量の期間平均値で表せることを示した。日射量にかかる係数は積雪面アルベードの関数となり,アルベードが0.8程度のときには,融雪量は見かけ上日射と無関係とみなせる。このとき,融雪量は気温の一次式で表現できる。融雪係数に相当する気温にかかる係数は,風速と相対湿度の期間平均値で表される。この方法で実際に札幌などのデータで融雪量を推定したところ,若干過小評価となったものの,推定が可能であることがわかった。さらに,気温と日射量に相関関係がある場合,気温や日射にそれぞれ重みのかけた推定式がつくれることを示した。熱収支式から導かれた推定式は,気温に重みのかかった式になっていた。

謝辞

本研究は「融雪係数」に関する談話会(主催:融雪懇談会,世話人:大畑哲夫,長谷美達雄,本山秀明各氏)での発表に手を加えたものである。討論をしていただいた同談話会の参加者,東北大学気象学研究室の諸氏に感謝いたします。

文 献

- 秋田谷英次, 1987: 札幌の平地積雪断面測定資料報告, 昭和61~62年冬期. 低温科学, 物理篇, **46**, 資料集, 1-9.
- 秋田谷英次・河村俊行・小沢久, 1988: 札幌の平地積雪断面測定資料, 昭和62~63年冬期. 低温科学, 物理篇, **47**, 資料集, 1-9.
- 遠藤八十一, 秋田谷英次, 水野悠紀子, 1986: 札幌の平地積雪断面測定資料報告, 昭和60~61年冬期. 低温科学, 物理篇, **45**, 資料集, 1-10.
- 石川信敬, 本山秀明, 1986: 1986年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, **45**, 資料集, 17-23.
- 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, 物理篇, **44**, 64-75.
- 石川信敬, 児玉裕二, 本山秀明, 浜田和雄, 中谷千春, 1987: 1987年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, **46**, 資料集, 11-18.
- Ishikawa, N., I. F. Owens and A. P. Sturman, 1992: Heat balance characteristics during fine periods on the lower parts of the Franz Josef Glacier, South Westland, New Zealand. *J. Climatol.*, **12**, 397-410.
- 児玉裕二, 石川信敬, 1988: 1988年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, **47**, 資料集, 27-33.
- 小島賢治, 1979: 融雪機構と熱収支. 融雪・なだれ, 気象研究ノート, No.136, 日本気象学会, 1-38.
- Kondo, J., 1967: Analysis of solar radiation and downward longwave radiation data in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **18**, 91-124.
- 近藤純正, 三浦章, 1983: 地表面日射量の実験式と日射量をチェックする簡単な方法. *天気*, **30**, 25-32.
- 近藤純正, 山崎剛, 1987: 熱収支法による融雪量の予測. *雪氷*, **49**, 181-191.
- Kondo, J. and Yamazaki, T., 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 375-384.
- Kondo, J. and Yamazawa, H., 1986: Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Boundary-layer Meteorol.*, **34**, 123-135.
- 田口文明, 山崎剛, 近藤純正, 1994: 積雪表面温度の推定について. *雪氷*, **56**, 11-18.
- 高橋修平, 佐藤篤司, 成瀬廉二, 1981: 大雪山「雪壁雪渓」の融雪に関する熱収支特性. *雪氷*, **43**, 147-154.

(1994年12月5日受付, 1995年4月3日改稿受付, 1995年4月22日受理, 討論期限1996年3月10日)