

# 融雪機構に関する気象学的研究

山元龍三郎 佐橋 謙 光田 寧 水間満郎

## A METEOROLOGICAL STUDY ON SNOW MELTING

by Dr. Sci. Ryozaaburo YAMAMOTO, Ken SAHASHI,  
Yasushi MITSUTA and Mitsuo MIZUMA

### Synopsis

Micrometeorological observations are carried out in the air layer near the deposited snow surface during 7 days in March 1963, a period of snow melting, and the components of thermal balance on the surface are estimated. The result shows that the heat flux required for snow melting is nearly at balance with the net radiative one during the observing period (Fig. 4), although it is suggested that the contribution from the sensible heat flux may be probably appreciable during the best season of melting. A climatological formula for predicting the rate of melting is derived (Eq. (14)), basing upon some physical reasonings. This formula is partly verified by the aid of the observational data (Fig. 5).

### I 緒 言

雪どけの問題は、実用上或は防災上の見地からすれば豪雪地域の洪水予報、貯水池運用、農業経営等に関連して非常に重要である事は論をまたない。これら実用上の問題に関しては、融けた水が積雪層をどの様に滲透し、どの様に河川に流出するかと言う事も勿論重要であるが、その第一段階である「雪はどのように融けるのか」を知る事が不可欠の問題である。しかるに、これに関しては取扱いの対象が特殊な「雪」である事にも関連して余り研究がなされておらず、未知の事柄が多い。

雪どけはどのようにして起るかと言う問題は物理的には、積雪層にどの様に熱が出入しているかと言う問題に置きかえられる。積雪層は一般にその上面は気層に、下面は地面に接しており、そのいずれからも熱が出入するであろう。前者については、結局積雪面上の熱収支を取扱う事にはかならない。この問題に関しては本邦では瀬尾<sup>1)</sup>が詳細な観測結果を発表しており、有用な知識を我々に提供するものであるが、同氏の観測は融雪に主眼を置いたものでなく、熱収支そのものに重点を置いたものであり、又それは厳冬期に於けるものであって、我々が問題にしている融雪最盛期と事情が同じであるとは考えにくい。

更に実用的な立場からすれば、物理的な基礎の上にたつ融雪量推定の方策が確立されるのが望ましく、その為には融雪期間中の熱収支と積雪含水量及び積雪密度の平均的な状況を知る必要がある。

この様な見地に立って1963年1月末の裏日本豪雪を期に文部省科学研究費の援助によって行なわれた京都大学防災研究所の「裏日本における豪雪現象の調査」と、その防災研究<sup>2)</sup>の一部として筆者等が標記の部門を担当した。以下にその観測並びに研究結果の要約を述べる。

### II 観 測

観測は1963年3月15日から22日までの間、福井県大野市近郊で実施された。観測場所は **Fig. 1** に示す

通り、標高 1000m 程度の山で囲まれた盆地の中央やや南寄りの、九頭竜川の支流清滝川の扇状地上で、観測地の標高は約 210m、観測地点の東側約 15m に軒まで雪に埋った木造建物がある以外は周囲 500m 以内に目立った障害物はない。

観測は雪面上の熱収支各成分の絶対値を求める事を重点に行なわれ、積雪密度と積雪含水量の測定も併わせ行なった。

各要素の測定高度は Fig. 2 に示されている（ここに示した高度は観測の丁度中間の 3 月 19 日 0 9 時現在の高度である）。使用した測器は次の通りである。

風向：小型風向計（VH-1）

風速：理工研式小型ロビンソン風速計

気温及び比湿：電動アスマン通風乾湿計

有効輻射量：通風式輻射交換計

アルベド：ゴルチンスキー型日射計

雪中及び地中温度計：サーミスター及び白金抵抗温度計

積雪密度：特殊サンプラー（詳細は次節）

積雪含水量：カロリメーター（同上）

これらのうち最後の 2 要素を除いて他はすべて記録計を使用して連続（打点式を含む）記録を得た。

以下の議論に於いては観測期間中 3 月 17 日から 20 日までの 4 日間の資料のみを使用した。これはその期間中には欠測が少なく、且つ降水が皆無であったからである。

### III 積雪含水量と積雪密度

積雪含水量と積雪密度は、積雪面に地表に達するまでの穴を掘って断面を作り、Fig. 2 に示した 6 つの深さでサンプリングを行ない、含水量はカロリメーター法で、密度は重量と体積とを測定して求めた。サンプリング用積雪断面は前回使用した断面から十分離れた場所で観測時間毎に新しいものを作った事は勿論である。サンプリングには佐橋が先に関西電力株式会社の委託を受けて実施したスノーサーベイ<sup>2)</sup>で使用したのと同型の次の様なサンプラーを製作し、それを使用した。即ち先端の刃は気象庁型採雪器の刃（口径 56 mm、神室型丸刃）をそのまま利用し、そのうしろに、長さ 15 cm のサンプルが採取出来る様な真鍮製円筒を付したもので、これをあらかじめ決められた深さで積雪断面に垂直に打込み、積雪サンプルを採取した。

積雪サンプル中の水の重量 ( $m_i$ ) は積雪サンプルの温度が  $0^\circ\text{C}$  である場合、カロリメーター法により次式によって求める事が出来る。

$$m_i = -\frac{1}{L_i} \{ (M+W)(\theta_w - \theta_f) - m_s \theta_f + C_o \} \quad (1)$$

ここで  $L_i$  は水の融解潜熱、 $\theta_w$ 、 $\theta_f$  はそれぞれ最初カロリメーターに入れた水及びサンプル混合後の温度、 $m_s$  はサンプルの重量、 $M$  は最初にカロリメーターに入れた水の重量、 $W$  はカロリメーターの水当量、 $C_o$  は補正常数である。尚(1)式では水の比熱は 1 としてある。ここで必要な  $W$  及び  $C_o$  は観測前に、使用したカロリメーターの検定を行ない、 $W=90\text{g}$ 、 $C_o=-50\text{g}\theta$  を得た。積雪含水率はこの様にして (1) 式か

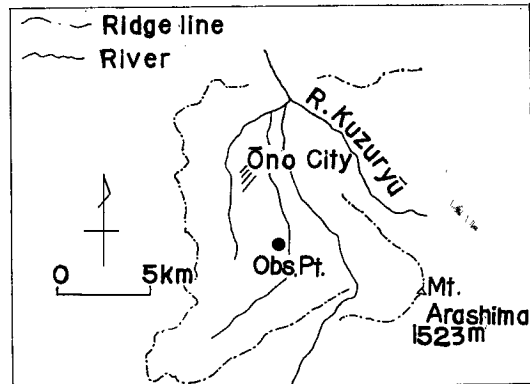


Fig. 1 Topography near the observation point.

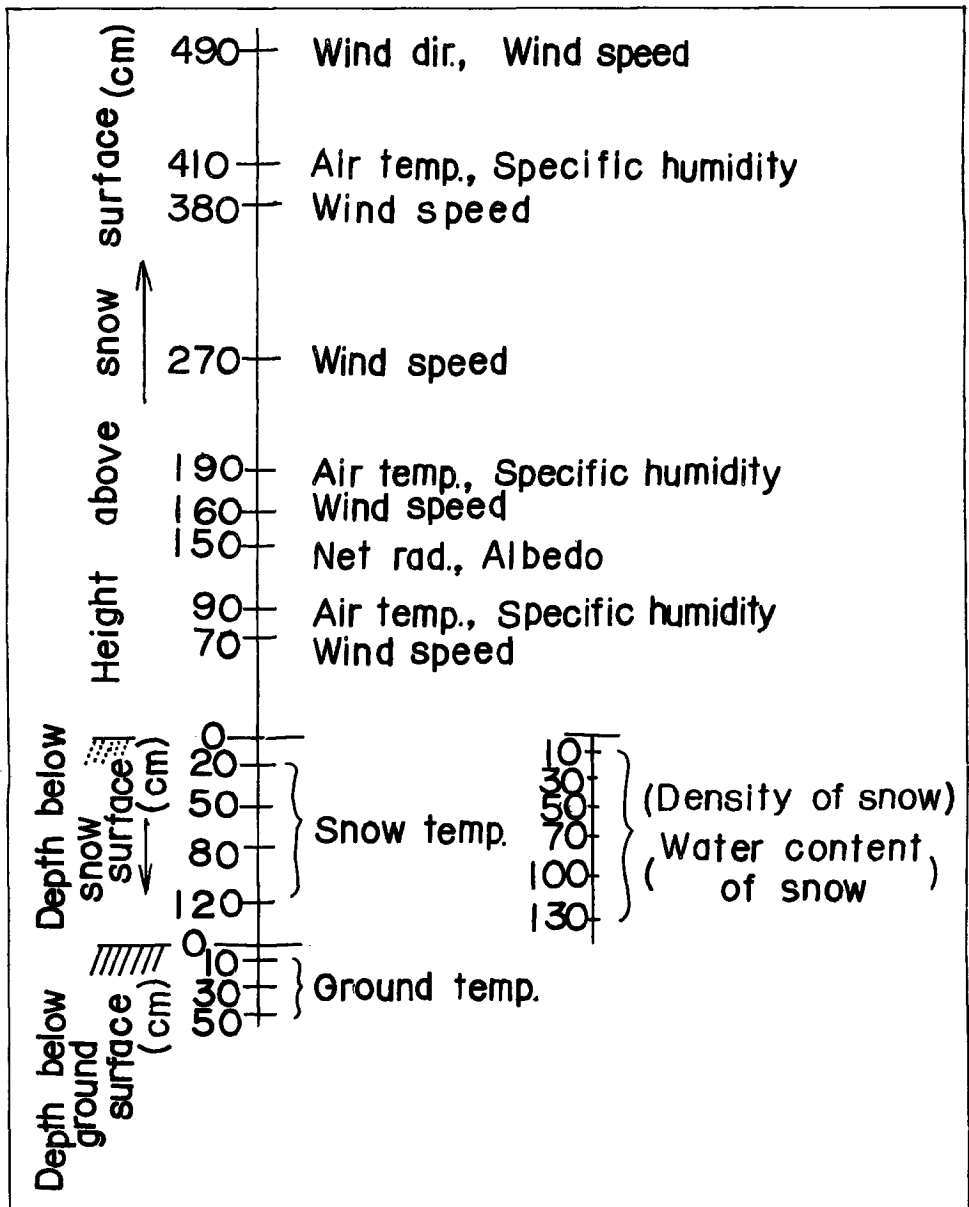


Fig. 2 Measuring heights.

ら求めた  $m_i$  と積雪サンプルの重量  $m_s$  とから  $100(1-m_i/m_s)\%$  として算出した。

この様な測定法による測定誤差の目安を得る為、同一深さの層で8回サンプリングを行ない、その測定値の標準偏差を求めたところ、密度については  $0.51 \pm 0.04$  ( $\text{g cm}^{-3}$ )、含水率については  $18 \pm 4$  (%) と言う結果を得た。

3月17日から20日までの4日間について、昼間(07h~17h)と夜間(00h~07h, 17h~24h)とに分けて、

Table 1 Water content and density of snow.

Day time: 07 -17

Night time: 00 -07 , 07 -24

Depth cm	Day time mean		Night time mean	
	Water content %	Density g·cm <sup>-3</sup>	Water content %	Density g·cm <sup>-3</sup>
10	16	0.47	9	0.45
30	15	0.47	8	0.47
50	13	0.51	11	0.50
70	13	0.48	9	0.48
100	11	0.50	6	0.48
130	11	0.45	6	0.44

含水率及び密度を各深さ別に平均したものを **Table 1** に示す。

この時の積雪断面の観察では、雪質は地表からの高さ 80~60cm 及び 40cm 以下の部分が、しめりざらめぐでそれ以外の部分は、しめりしまりぐであり、更に地表面からの高さ 5, 10, 15, 20, 25, 35, 55, 75 cm 程度の付近に 3~5 mm の厚さのクラスト層が見られた。

さて、**Table 1** によると、含水率は昼間は上層程多く、下層になるに従い減少しているが、夜間は深さ 50 cm 付近にその極大が見られ、また各深さ共夜間は昼間に比べて含水率が小さい。一方密度は昼夜共深さ 50 cm 及び 100 cm 付近に極大があり、昼夜の違いは殆んどない事が知られる。

積雪はそれより上の積雪の重量によって圧縮を受けるので、一般に積雪表面から離れた地表に近い部分程密度が大きいのが普通であるが、途中でクラスト層があると、そこで密度が大きくなる事が考えられる。この観測結果の示す極大も、おそらくその影響と推察される。

含水率が、昼間に表面近く程大きいのは、表面近くでの融雪水の生成の割合が、重力により下層へ移動する割合と、蒸発によって空気中に出る割合との和よりも大きい事を示しており、夜間に含水率が減少しているのは、融けた水が、積雪層外へ出たか、またはその一部が再び凍結したかのいずれかを示している。密度測定結果を利用してそのいずれであるかを判定する事は、原理的には可能であるが、著者等の行った方法ではこれを検討するには精度が不足である。

また、含水率の昼夜の差が深さ 50 cm 付近で極小である事は前述のクラスト層との関連が考えられ、この様な層では融雪水が比較的保持されやすい事を示唆している。更に含水率に昼夜の差のある事は、その日変化の存在を示しており、一例として深さ 10cm の層についてその模様を **Fig. 3** に示す。あまり明確ではないが、点線で記入した様な日変化があると見ても良さそうで、その最大値は 12<sup>h</sup> から 13<sup>h</sup> 頃に起り、日射が最大になる時刻にはほぼ一致している。

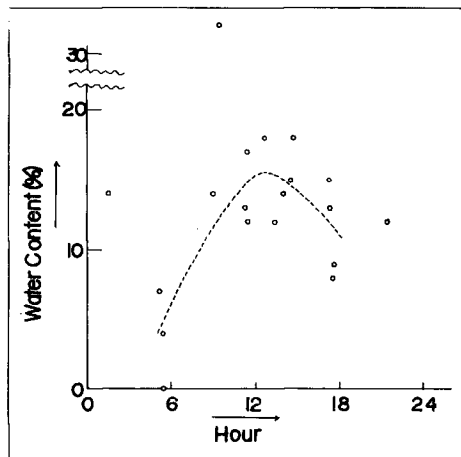


Fig. 3 Daily variation of water content.  
(10 cm depth)

## IV 積雪面上の熱収支

積雪面の熱平衡の方程式は

$$S + L + V + B = M \quad (2)$$

と書く事が出来る。ここに  $S$  は有効輻射による熱輸送量,  $L$  及び  $V$  はそれぞれ顕熱及び潜熱による熱輸送量,  $B$  は積雪層中から積雪表面へ向う(または去る)熱量,  $M$  は積雪表面で融解または凍結が起るための相変化により積雪面に与え, または放出される熱量である。これらのうち  $L$ ,  $V$  及び  $B$  は温度 ( $\theta$ ) 及び比湿 ( $q$ ) の垂直勾配を使用して

$$L = c_p \rho_a K \frac{\partial \theta_a}{\partial z} \quad (3)$$

$$V = \varepsilon \rho_a K \frac{\partial q}{\partial z} \quad (4)$$

$$B = \lambda_s \frac{\partial \theta_s}{\partial z} \quad (5)$$

の様に定義出来る。ここで接尾字  $a$  は気層に,  $S$  は表面近くの積雪層に関するもので, 他は通常の記号である。今回の著者等の観測結果では, 積雪層の温度は各深さで殆ど  $0^\circ\text{C}$  であったから  $\partial \theta_s / \partial z = 0$  と置いて差支えない。従って(2)式は(5)式により

$$S + L + V = M \quad (6)$$

と書ける。これら各成分の大きさを決定するのに今回採用した方法は,  $S$ ,  $L$  及び  $V$  を観測値から求め,  $M$  は(6)式により残余項として求める方法であるが, これら各成分を観測により算出するのにはまず,  $S$  については直ちにその量が求められる通風式輻射交換計を,  $t_a$  及び  $q$  の測定にはアスマン通風乾湿計を使用し, 実際の計算には  $t_a$ ,  $q$  の測定高度のうち積雪面に近い2高度(雪面上190 cm 及び90 cm)を採用して勾配を算出した。次に渦動拡散係数  $K_a$  は前述の如く観測地が平坦な雪面上であるので一応 smooth surface であると仮定し, 気温及び比湿の垂直勾配を算出するのに使用した2高度の中間の高度(雪面上130 cm)の風速測定結果を使用して

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{9u_* z}{\nu} \right) \quad (7)$$

により求めた  $u_*$  を

$$K_a = k u_* z \quad (8)$$

に代入して算定した。また, その他の常数の値は  $k=0.4$ ,  $C_p=0.24 \text{ cal g}^{-1}\theta^{-1}$ ,  $f_a=1.3 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ ,  $\varepsilon=6.0 \times 10^3 \text{ cal g}^{-1}\theta^{-1}$ , 大気圧は740 mmHg を使用した。これら各成分の値は観測期間中降水のなかった3月17日から20日までの4日間はついて1時間毎に毎時00分から20分までの20分間平均値をもとにして算出した。この4日間のうち17, 18両日は大体曇天で終始し, 19, 20の両日は快晴であった。更に近くの建物の影響が考えられる東寄りの風は, この期間中は全く吹いていなかった。

この様にして算出された各成分の日変化の一例(3月19日, 快晴日)を Fig. 4 に示す。ここでは  $S$ ,  $L$  が正の場合は下向き(積雪面に熱量が与えられる),  $V$  が正の場合は凝結, 従って  $M$  が正の場合は融解としてある。これでわかる様に, 顕熱輸送による分と潜熱輸送による分と潜熱輸送による分は絶対値が小さい上, 殆どの場合符号が互に逆であり, 融雪熱量は殆ど有効輻射量に等しく, 大勢としては先に述べた瀬尾の結果と一致している。

17日から21日までの4日間について, 昼 ( $07^h \sim 17^h$ ) と夜 ( $00^h \sim 07^h$ ,  $17^h \sim 24^h$ ) との全熱輸送量を成分

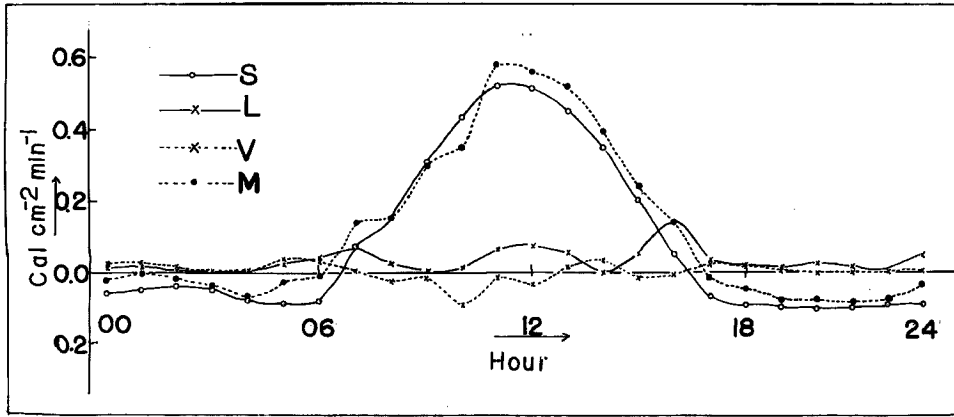


Fig. 4 Daily variation of thermal balance components. (19th March 1963)

- S : Radiative heat flux
- L : Sensible heat flux
- V : Latent heat flux
- M : Heat flux used by snow melting

Table 2 Components of thermal balance on snow surface.

$$[S + L + V = M \text{ (cal} \cdot \text{cm}^{-2}\text{)}]$$

Day time: 07<sup>h</sup>~17<sup>h</sup>

Night time: 00<sup>h</sup>~07<sup>h</sup>, 17<sup>h</sup>~24<sup>h</sup>

Date		S	L	V	M
17	Day time	79	-8	32	103
	Night time	-21	1	6	-14
18	Day time	140	7	-5	142
	Night time	-58	29	13	-16
19	Day time	184	31	-8	207
	Night time	-66	16	13	-37
20	Day time	210	47	2	259
	Night time	-62	48	55	41

別に合計したものを **Table 2** に示す。これによっても  $M$  はほぼ  $S$  と同量であり、 $L$  及び  $V$  は  $M$  或は  $S$  より一桁小さい事が示される。また夜間には  $M$  は20日以外は負で再凍結する事を示しているが、その量は昼間の融雪熱量の約 1/10 である。更に曇天日には融雪熱量は好晴日の約半分またはそれ以下である。

次に以上のようにして算定された融雪熱量の値を使用して融雪量を推定し、実際の現地での積雪減少量と比較する事を試みよう。積雪減少量 ( $\Delta z$ ) は次式によって決められる。

$$\Delta z = \frac{M}{L_i \rho_i \left(1 - \frac{m_w}{m_s}\right)} \quad (9)$$

Table 3. Calculated (by Eq. (9)) and observed snow melting.

Date	$\rho_s$	$\frac{m_w}{m_s}$	$d_z$ (cal.)	$d_z$ (obs.)
	$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$		cm	cm
17	0.44	0.22	3.8	10
18	0.44	0.18	4.9	5
19	0.49	0.16	6.3	5
20	0.49	0.15	7.8	10

ここで  $100 m_w/m_s$  は積雪含水率である。この式で算定した値と、実測との比較を使用した他の資料と共に **Table 3** に掲げる。ここにあげた  $\rho_s$ ,  $m_w/m_s$  の値はそれぞれの日の深さ 10 cm に於ける昼間の観測値の平均である。両者の一致は曇天日の17日を除いては比較的良好である。

この様に融雪に使用される熱量は殆ど有効輻射量と等しく、しかも融雪熱量から推定した積雪減少量が実測のそれと比較的良好一致する事から、熱収支各成分を測定せずとも有効輻射量だけの測定から、積雪減少量を推定する事が出来そうにも思われる。しかしこれについては、我々が観測を実施した4日間だけの資料が融雪最盛期の状態を良く代表しているかどうか検討の必要がある。即ち我々の結果では、 $L$  と  $V$  とは  $S$  に比べて絶対値も小さく、しかも熱流の向きが大体の場合に反対向きであったから、この両者は熱収支に関しては無視出来たのだが、果して何時もそうであるかどうかが問題である。実際3月下旬になると気温が上昇し、 $L$  が相当大きくなるであろう事が容易に想像されるが、 $V$  は特に大きくなる理由は見当らない。この辺の事情についての正確な知識を得る為には、もっと長期間にわたって熱収支の観測を行なう事が必須であるが、大体の目安を得る為に、我々の観測地点で定時に測定されている百葉箱内の気温を使用して我々が観測を実施した時よりもっとおおい時期の平均的な  $L$  を評価して見よう。3月15日から雪の無くなった4月6日までの平均気温は  $5.0^\circ\text{C}$  である。気温勾配として百葉箱の高さ (150cm) と積雪表面 ( $0^\circ\text{C}$ ) の間の温度差を使用する事にし、渦動拡散係数  $K_a$  は我々の観測した4日間の昼間の平均値  $2.2 \times 10^2 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  を使用する事にすると(3)式によって  $L=66 \text{ cal cm}^{-2}$  となり **Table 2** に示した  $L$  の昼間の平均値 ( $20 \text{ cal cm}^{-2}$ ) の約3倍となり、 $S$  の値は3月の中下旬の平均としては我々の観測した4日間の平均値とそう変わらないとすると、その約30%の大きさを持つ事になってこれを無視し得なくなってくる。即ち上述の様に、有効輻射量だけで積雪深の減少を推算する事は相当大きな誤差を伴う事になる。

次に、上記の様に百葉箱での気温を用いて非常に粗い評価をした  $L$  の値の妥当性を吟味する為に、この  $L$  を使用して実際の積雪深がどの程度説明し得るかを検討する。

3月15日から4月6日までの昼間の平均状態として、前述の様に  $S$  は我々の観測した期間の平均 ( $153 \text{ cal cm}^{-2}$ ) と同一であるとし、 $V$  は第1近似として0とする。そうすると

$$\begin{aligned} M &= S + L \\ &= 153 + 66 = 219 \text{ (cal cm}^{-2}\text{)} \end{aligned} \quad (10)$$

となり、積雪密度及び含水率は **Table 1** を参照して表層での昼間の平均値としてそれぞれ  $0.5 \text{ g cm}^{-3}$  及び 15% をとると、1日の積雪深の減少は(9)式により  $6.5 \text{ cm}$  となる。一方現地での実測ではこの値は  $7.3 \text{ cm}$  で両者はほぼ一致すると見て良い様である。これを  $M=S$  として計算すると  $4.5 \text{ cm}$  となり相当な差が出て来る。

以上、融雪最盛期には融解熱量を推定するのに有効輻射量のみでなく、気層からの伝導熱量も考慮せねばならない事を述べたが、次に有効輻射量を求めるのに取扱いのやっかいな輻射交換計を使用せずに、ロピッチ日射計の如き簡単に使用し得る測器で代用する方策を述べる。ロピッチ日射計は積雪面に向う短波輻射量 ( $S_{in}$ ) のみしか記録しない。しかし、今積雪面から反射する短波輻射量 ( $S_{r}$ ) と有効長波輻射量 ( $L_N$ ) が

Table 4 Downward short-wave radiation ( $S_D$ ), Albedo ( $\frac{S_U}{S_D}$ ) and net long-wave radiation ( $L_N$ ).

Date	$S_D$	$\frac{S_U}{S_D}$	$L_N$
	cal·cm <sup>-2</sup>		cal·cm <sup>-2</sup>
17	206	0.52	-19
18	406	0.50	-71
19	489	0.49	-80
20	510	0.47	-75

わかれば有効輻射量 ( $S$ ) は

$$S = S_D - S_U + L_N = S_D \left(1 - \frac{S_U}{S_D}\right) + L_N \tag{11}$$

として求める事が出来る。そこで  $S_U/S_D$  (アルベド) と  $L_N$  が融雪期間中についてわかっているならば、(11)式によって有効輻射量を推定出来る事になる。今回の観測で得られた昼間 (07<sup>h</sup>~17<sup>h</sup>) の  $S_D$ ,  $S_U/S_D$  及び  $L_N$  を **Table 4** に示す。雪のアルベドは新雪の約 90% から古い雪の約 45% まで変化する事が知られており<sup>3)</sup>、我々の結果は 4 日間共ほぼ同じ 50% であるので、融雪最盛期の代表的アルベドの値として 50% をとって良いであろう。また  $L_N$  は **Table 4** によれば -80 cal cm<sup>-2</sup> (負号は積雪面から上向きに出る事を示す) から -19 cal cm<sup>-2</sup> まで変化しており、これは雪温により当然変化するものではあるが、(11)式右辺第 1 項に比べてせいぜいその約 10% の程度であるから、積雪深を論ずる様な実用上の問題では -50 ca 1 cm<sup>2</sup> 程度と見て差支えないであろう。従って積雪期後半の融雪の盛んな時については (11)式は

$$S = 0.5 S_D - 50 \text{ (cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}) \tag{12}$$

として良い事になる。ここで  $S_D$  は単位面積の積雪面にやって来る短波輻射の 1 日量である。

この様にして導いた関係式を用いれば、簡単に測定出来る気象要素だけを用いて融雪量を算出する公式を次の様に導く事が出来る。

まず、(9)式に (10) 及び (11) 式を代入すると積雪減少量  $\Delta z$  は

$$\Delta z = \frac{S_D \left(1 - \frac{S_U}{S_D}\right) + L_N + L}{Li\rho_s \left(1 - \frac{m_w}{m_s}\right)}$$

ここで、 $S_U/S_D$ ,  $L_N$ ,  $\rho_s$  及び  $m_w/m_s$  の値は今回の観測で得られた値を融雪期間中の代表値と見ても、そう大きな誤りはないと考えられるから 1 日の減少量を決める式として

$$\Delta z = \frac{1}{32} (0.50 S_D + L - 50) \tag{13}$$

が得られる。ここで  $L$  は (3) 式で定義される量であるが、気温勾配として前述の様に積雪面温度 ( $\theta_s = 0^\circ\text{C}$ ) と百葉箱気温  $\theta_{as}$  ( $^\circ\text{C}$ ) との差をとる事にすれば

$$L = C_p \rho_a K_a \frac{\theta_{as}}{z}$$

ここに  $z$  は百葉箱の高さで、この式の常数に普通の値を入れれば

$$L = 6.9 \times 10^{-2} K_a \theta_{as} \text{ (cal cm}^{-2} \text{ (10hr)}^{-1})$$



単位を10時間当りの熱量にしてあるのは、融雪期に有効に雪が融けるのはほぼ10時間と見て良いからである。これを(13)式に代入すると、1日当りの減少量は

$$\Delta z = \frac{1}{32} (0.50 S_D + 6.9 \times 10^{-2} K_a \theta_{as} - 50) \quad (14)$$

で求められる事になる。ここで  $K_a$  は(7)及び(8)式により1高度の風速で決められるから、融雪量  $\Delta z$  は日射量と1高度の風速及び気温で推定出来る事になり、更に局地的に融雪期間中の日射量、風速及び気温の気候学的な資料があれば、豪雪後、その雪がほぼ何日後に消滅するかを予測する事も可能となって来る。

勿論(14)式は非常に粗い近似であり、公式そのもの及び各常数の値は、もっと長期間の熱収支観測によって批判を受けるべきもので、これは今後に残された問題である。

### V 積雪深の時間的経過

前節までに融雪最盛期の積雪減少量を求める気候学的公式を、熱収支の考え方にたって導いて来た。そこで、この公式の妥当性を吟味する第一段階として今回の豪雪時の積雪深の時間経過がどの程度、この式で説明出来るものかを検討して見よう。

Fig. 5 に1963年1月1日以降雪が完全になくなった4月上旬までの間の積雪深の変化を示す(これは我々の観測地点で宮林署が毎日定時に観測した資料による)。3mの積雪深を記録した1月31日以後積雪深は漸減しているが、3月13日頃を境に、それ以前と以後とで積雪深の変化の様相が著しく違っている。即ち、それ以後は以前に比して減少の割合が急激である。更に詳しく見ると、3月13日以後はほぼ直線的に減少しているのに対し、それ以前は全般的に見ても、また新積雪のあった事を示す小さいピークの後でもそれぞれ直線的と言うよりも、むしろ指数的に減少している様相がうかがえ、かような減少様式の違いは、その機構にも何等かの違いがある事を暗示するものである。即ち、前節で導いた(14)式の基礎になっているのは我々

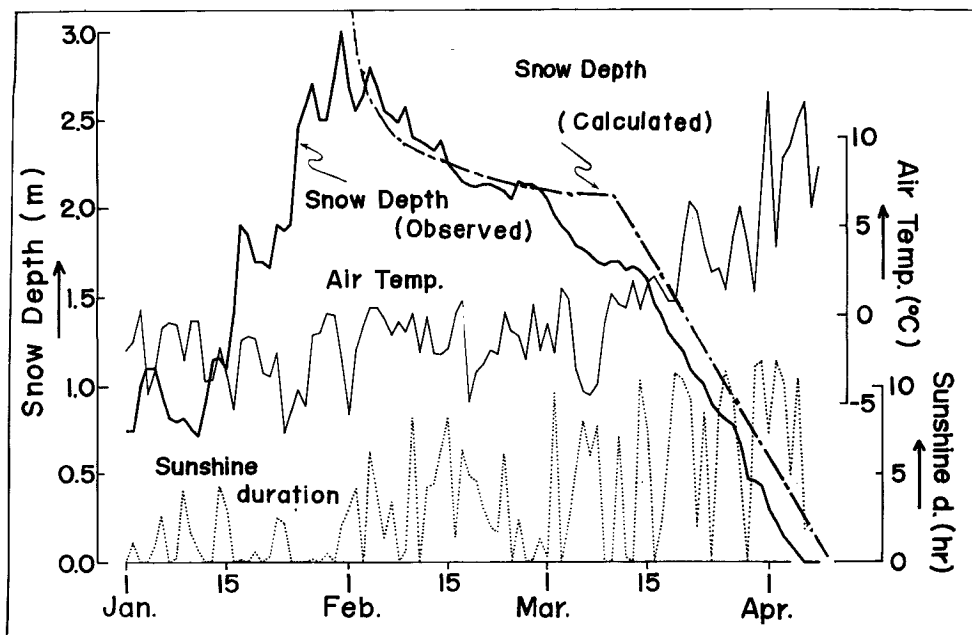


Fig. 5 Comparison between observed and calculated snow depth.

の実施した観測結果であり、この観測期間は上述の積雪深減少率がほぼ直線になっている時期に含まれている。従って3月13日以前の指数的な減少率が(4)式で説明されるかどうか疑わしく、また、厳冬期と融雪最盛期とは減少率に原理的な差異があっても不思議ではない。例えば佐橋<sup>4)</sup>は厳冬期に数メートルの深さを持つ積雪層中では、その中間に $-5^{\circ}\text{C}$ 以下の温度の層がある事を確かめており、この様な時にはたとえ表面層で雪が融けたとしても滲透の途中で再凍結する事が充分考えられる。また、**Fig. 5**には各日の日平均気温 $[\frac{1}{2}(\text{最高気温}+\text{最低気温})]$ と日照時間が付記されているが、気温については、3月10日頃までは殆んど $0^{\circ}\text{C}$ またはそれ以下で経過して来たが、その頃以後急に上昇しているのが見られ、更に日照時間についてもその頃から急に増大している。この事は問題の3月13日頃以前には、太陽の輻射によっても、また空気との伝導によってもあまり雪が融けておらず、この日以後その両者によって融雪が急激に促進されたものと見る事が出来る。更に1月31日から翌2月1日にかけての1日間には実に31cmの積雪深の減少が見られ、これは3月13日以後の1日最大減少量(20cm—3月28日から29日)をはるかにしのぐもので、これだけの減少量は(4)式では説明しきれない。そこで**Fig. 5**に示した積雪深の変化に直ちに(4)式を適用する事を止め、3月13日以前の減少率について全く別の立場から考察してみる事にする。

積雪はその自重によって時間の経過と共に圧縮される事は良く知られている。今簡単なモデルを考えて、それによって問題の3月13日以前の積雪深の減少がどの程度説明し得るかを検討する。

この様な積雪の圧縮については小島<sup>5)</sup>の研究があり、或る一つの雪の層の密度 $\rho_s(t)$ と、その層にかかる雪の圧力 $\omega(t)$ との関係は

$$\eta \left( \frac{1}{\rho_s} \frac{d\rho_s}{dt} \right)_t = \omega \quad (15)$$

で与えられるとし、圧縮粘性係数と呼ばれる $\eta$ と $\rho_s$ との関係を実験的に

$$\eta = \eta_0 e^{k\rho_s}$$

と決め、これを(15)式に代入して積分し、

$$\eta_0 \{ \bar{E}_i(k\rho_s) - \bar{E}_i(k\rho_{s0}) \} = \int_0^t \omega dt \quad (16)$$

を得ている。ここで $\bar{E}_i(k\rho_s)$ はExponential Integralである。(16)式によって最初( $t=0$ )密度 $\rho_{s0}$ であった雪の層が $\omega$ なる圧力を $t$ 時間受けた後の密度 $\rho_s$ を求める事が出来、更に雪は圧縮されるだけで融けないとすれば、各層の密度の時間的変化がわかれば、圧縮による積雪深の時間的変化を求める事が出来る。

**Fig. 5**によると、1月17日に一度大きな降雪が見られ、その後しばらく中休みがあって同月25日から31日にかけて再び大雪になっている。また、1月25日から31日までの新積雪の総量は252cmである。これらの事を考慮して、モデルとして1月31日に地上150cmまで積っていた古い雪層の上に新しく250cmの雪層が急に出現し、古い雪層の厚さは変わらないと考える。かようなモデルについて、その雪面の下降を(6)式によって計算する。この際必要な常数の値は、 $\eta_0$ 及び $k$ は小島が実験的に決めた $1.0 \text{ g-wt day cm}^{-2}$ 、 $21.0 \text{ g}^{-1} \text{ cm}^3$ をそれぞれ用い、1月31日を $t=0$ としてその時出現した雪層の密度( $\rho_0$ )は $0.10 \text{ g cm}^{-3}$ を採用した。

さて、そこで1月31日から3月13日までは(6)式で、それ以後を(4)式で計算し、実測と比較する事にする。(4)式の適用に際しては、 $S_D$ 及び $K_a$ は我々の観測期間中の昼間の平均値即ち $S_D=400 \text{ cal day}^{-1}$ 、 $K_a=2.2 \times 10^2 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ を、 $\theta_{as}$ は3月15日から4月6日までの百葉箱平均気温即ち $\theta_{as}=5.0^{\circ}\text{C}$ を使用した。

結果は**Fig. 5**に鎖線で示した通りで大勢としては計算結果と実測とは一致していると見て良さそうである。従って、積雪深の減少は、厳冬期は圧縮のみで、融雪期には新しく導かれた(4)式で一応説明し得る様である。

## VI 結 語

1963年3月の融雪期に、積雪面に於ける熱収支の各成分を求める事を主眼として福井県大野市近郊で微細気象学的観測を行ない、その結果を用いて、一般に行なわれている簡単な気象観測の資料だけで、熱収支的な観点から融雪量を算定する公式を導いた。1963年の裏日本豪雪の際の観測地に於ける積雪深の経日変化が積雪の圧縮と、新しく導いたこの公式とでほぼ説明される事から、この公式の妥当性が認められる。しかし、本論文では、積雪層中から表面への熱流、降水の影響、積雪層の下面、即ち地中との熱交換等を無視しており、この方式をより良くする為には融雪期にもっと長期にわたって更に詳細な熱収支の観測を行なう必要がある。

終りにのぞみ、この観測遂行に当り種々の便宜を供与された福井営林署特に上庄苗畑事業所、建設省福井工事事務所興相博英所長、京大防災研究所矢野勝正教授、京大農学部四手井網英教授に深い感謝を捧げる。

## References

- 1) Seo, T. A microclimatological study of thermal exchange at the earth's surface. Met. Notes of the Met. Res. Inst. Kyoto Univ., Ser. 2, No. 17, (1958)
- 2) 関西電力株式会社工務部：黒部第4貯水池集水域における積雪調査報告。電力気象連絡会集報, Vol. 13, No. 4, p. 217 (1962)
- 3) Geiger, R.: Climate near the ground. 2nd ed. (1957)p. 164
- 4) Sahashi, K.: On the vertical temperature distribution in relatively deep snow layer. Geophys. Pap. dedicated to Prof. K. Sassa, p. 435, (1963)
- 5) 小島賢治：積雪層の粘性圧縮。Ⅲ。低温科学 物理篇 第16輯 p. 167, (1957)