

積雪の内部凍結

山田 穰*・五十嵐 高志*

国立防災科学技術センター雪害実験研究所

Internal Freezing of Snow Cover due to its own Cold Heat Sources

By

Yutaka Yamada and Takashi Ikarashi

*Institute of Snow and Ice Studies, National Research Center for Disaster Prevention
Nagaoka, Niigata-ken, 940*

Abstract

This report discusses the one-dimensional freezing of dry snow-wet snow systems for the condition first examined by Stefan: the problem of heat conduction with phase change. There are two systems of internal freezing: one is a closed system of temperature rise in a dry snow layer sandwiched between upper and lower wet snow layers, and the other is an open system of freezing of a thin wet layer provoked mainly by an upper dry snow layer facing the atmosphere at its surface. The latter negatively concerns the release of some avalanches, because the weak layers of surface avalanches in districts where the melt-freeze metamorphism prevails (as in the Hokuriku district of Japan) may be thin wet granular snow layers.

Numerical results are given for different conditions of internal freezing. A comparison with field observations reveals the fundamental aspect of this phenomenon and the possibility of avalanche release.

* 第1研究室

1. はじめに

北陸地方は温暖多雪積雪地帯に分類される。暖地積雪の特徴は1, 2月の厳冬期にも温暖変態が速やかに進行することであるが、北陸地方では世界でも稀な豪雪地帯であるという条件も加わって、積雪の層構造とその変態過程にこの地方特有の現象が起こる。ここで取り扱う2つの問題もこのような現象の一つに含まれる。

北陸地方の積雪層構造は、初期の降雪が平均気温の高い時期にあることから、融雪初期までには、湿雪接地層と湿雪表層に挟まれた厚い乾雪中間層（～1 m）から成るサンドイッチ型の成層をなす。このようなサンドイッチ型層構造は毎年見られるが、豪雪時に典型的に観測される（渡辺・五十嵐・山田, 1978）。なお、平年ではサンドイッチ型層構造が数層重なっており、中間のしまり雪層は必ずしも乾いていない場合が多い。これらの表層・接地層と中間層との界面では、中間の乾雪層を冷熱源として凍結が進行し、その結果乾雪層の雪温は上昇する。これが第1の問題である。第2の問題は、降雪期間の僅かな晴間の融雪（通常の熱収支による融雪のほかに内部融解、降水も含まれる）により薄い湿雪副層（数cmのオーダの局所的0℃層）ができ、その後の降雪により乾雪層内にこの湿雪副層が局在する現象である。この場合にもまた、湿雪副層の両端面では上・下乾雪層を冷熱源として凍結が進行する。これらの二つの現象を積雪層内の湿雪層が乾雪層を冷熱源として凍結するという意味で“内部凍結”と呼ぶことにする。前者の内部凍結は熱的に閉じた系であり、後者は大気および大地との熱収支を伴う開いた系である。

内部凍結は、相変化を伴う一次元熱伝導問題すなわちステファン問題（Stefan, 1891）とみなせる。ステファン問題は雪氷学の広い分野で見られる。例えば、陸氷・海水の成長・消滅、氷河の上積氷の生成（若浜・長谷見, 1974）、そして凍土も同様な現象である。積雪現象では、日射による内部昇温から生じる内部融解（de Quervain, 1948；吉田, 1960；石川・石田, 1970；深見・小島, 1980）があり、そして放射冷却によるクラスト化（松岡・清水・伊藤, 1968；石川・石田, 1973）は表層の凍結現象であり、内部凍結と最も関連している。暖地積雪の内部凍結の第1の問題は、山地積雪の平地積雪に対する湿雪化の遅れに及ぼす積雪の熱的特性の効果を知るために検討する必要がある。この意味でこれは高標高の山岳地帯における融雪期の全層なだれ発生時期に関連する問題である。第2の問題は、面発生乾雪表層なだれの弱層と関連し、したがってこの型の表層なだれの予知により直接的に重要な要因だと考えられる（山田・五十嵐, 1982）。また、これは止水面からのある種の氷板の生成とも関連しよう。

積雪の内部凍結は暖地積雪の著しい特徴であり、積雪の諸現象特になだれ発生と密接に関連している。冷熱源となる乾雪層の厚さと雪温分布や被凍結層の密度・含水率が与えられたとき、凍結層がどのように成長するか。また、乾雪層の雪温分布がどのように変わるか、乾

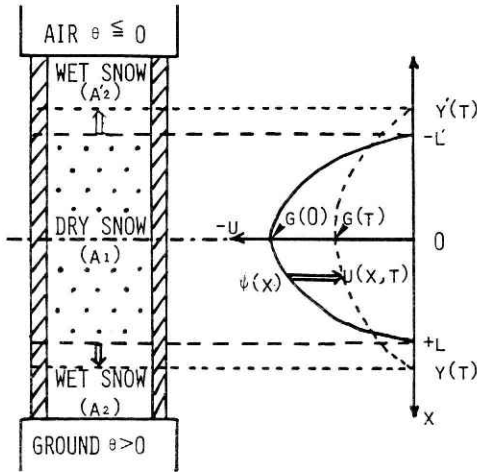


図1 内部凍結その(1)

Fig. 1 Internal freezing - case (1) -.

雪層の厚さや雪温の効果はどの程度か。これらを数値解析によって調べることができる。そしてこの結果と野外観測結果から、内部凍結の基本的な性質を調べた。

2. 内部凍結の数値計算モデル

2.1 内部凍結その(1)

図1は、湿雪層に挟まれた乾雪層の内部凍結による昇温を模式的に示したものである。内部凍結による昇温は、湿雪内の水分が乾雪・湿雪の界面で凍結する時に放出される潜熱が乾雪内に熱伝導で奪い去られる速度でさまる。乾雪内の熱伝導は鉛直方向に起こり、湿雪はぬれて一様に0℃であるから、問題は1次元1相として扱われる。湿雪表層の上端面は大気に接し、湿雪接地層の下端面は大地に接している。ここで、対象期間中表層の融雪量は少なく無視できる程度か、または湿雪の上層にさらに乾いた新雪があり、吉田(1973)の取り扱ったような乾雪のなかへ融雪水の浸透現象はないものとする。なお、この場合接地層の地熱融雪は考慮する必要はない。

いま、時刻 $t=0$ から後、湿雪表層の下端面と湿雪接地層の上端面が図1に示すように対称な雪温分布を持つ乾雪層に接しているものとする。表層と接地層における湿雪の密度・含水率や凍結して乾いた時の温度拡散率 a_2, a_2' は一般に異なる。したがって、乾雪層の中心を x 軸の原点にとると、乾雪層の雪温分布は雪温を示す u 軸に対して非対称な分布を示すはずである。ここで雪温分布が対称と考えたのは、表層および接地層の密度・含水率や温度拡散率は等しいと仮定したことによる。次に、雪温分布は対称なことから $x=0$ における温度勾配は0であり、この面における熱流はない。したがって、この面は断熱壁であり、乾雪層内の上・下層のいずれかを考えればこと足りる。時間が経過すると湿雪層は凍結し、湿雪部分と凍結部分からなる柱ができる。さて、乾雪層(一般にしまり雪)と凍結部分(一般にざ

らめ雪)のある断面上の時刻 t における雪温を $u(x, t)$ とすると、それぞれの部分についてこれらの u は次の熱方程式を満たす。

$$\rho_i c u_t = \{k_i u_x\}_x, \quad (i=1, 2) \quad (1)$$

ここで、 ρ_i , c , k_i はそれぞれ積雪の密度、比熱、熱伝導率であり、添字 $i=1$ は乾雪部分、 $i=2$ は凍結部分を示す。

それぞれの界面で境界条件

$$u_x(0, t) = g(t) = 0 \quad (2)$$

$$u(y(t), t) = 0 \quad (3)$$

$$k_1 u_x(y(0)-0, t) = k_2 u_x(y(0)+0, t) \quad (4)$$

が成立する。 $y(t)$ は時刻 t における凍結前面を意味する。ただし、 $y(0)=l$ とする。界面 $x=y(t)$ ではもう一つの条件が成り立つ。 dt 時間にその境界にたどりつく熱量 $k_i u_x dt$ は、その時間に厚さ dy の湿雪を凍結するのに必要な潜熱に等しいと考える。湿雪の単位体積当りの潜熱を λ とすると、次式が成立する。

$$\lambda \dot{y} = k_i u_x(y(t), t), \quad \lambda = LW\rho_2/100 \quad (5)$$

これがステファン条件である。ここに、 L は氷の単位体積当りの潜熱、 W は含水率である。最後に初期条件は

$$u(x, 0) = \varphi(x) \quad (6)$$

(1)-(6)が $y(t)$ と $u(x, t)$ を決定する条件式である。ここで、簡単のため温度拡散率は1つの積雪層内で一定と仮定し、更に乾雪部分と凍結部分の温度拡散率は等しいという近似を導入する。後者の近似は乾きざらめ雪の熱伝導率のデータが実験的に得られていないということによる便宜的なものである。このような仮定ないし近似によって、(1)式は添字 i がとれて1つとなり (1)' に置き変わる。

また、(4)式の境界条件は不用となる。

$$u_t = a u_{xx}, \quad a = k/(\rho c) \quad (1)'$$

ここに、 a は温度拡散率である。

次に、数値計算を簡単にするために、変数を次のように無次元化する。

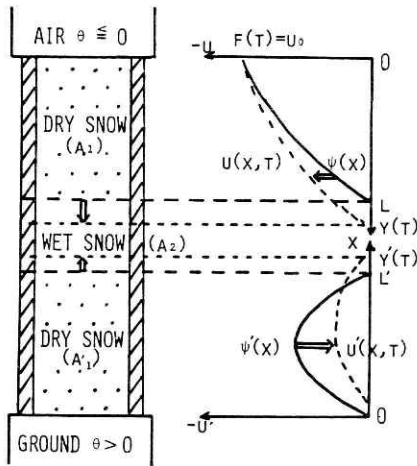


図2 内部凍結その(2)
Fig. 2 Internal freezing - case (2) -.

$$\left. \begin{aligned} x &= Xx^*, & y &= Xy^* \\ t &= (X^2/a)t^* \\ u &= (\lambda/\gamma)u^*, & \gamma &= \rho c \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

ここで、代表的な長さのスケールとしてXを用いた。また、 γ は積雪の体積比熱である。このとき式(1), (2), (3), (5), (6)は次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} u_t &= u_{xx} \\ u_x(0, t) &= 0 \\ u(y(t), t) &= 0 \\ \dot{y} &= u_x(y(t), 0), & y(0) &= l \\ u(x, 0) &= \varphi(x) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

ただし、式を見やすくするため(8)式では記号*はとってある。

2.2 内部凍結その(2)

図2は、乾雪層に挟まれた湿雪層の内部凍結を模式的に示したものである。湿雪層の内部凍結は両端面で進むが、乾雪接地層の雪温は一般に乾雪表層の雪温より高いので、上端面での凍結量が下端面のそれより大きい。それで、ここでは表層を冷熱源とする場合だけを考えることにする。

この場合の $y(t)$ と $u(x, t)$ を決定する条件式は(8)式において、2番目の境界条件 $u_x(0, t) = 0$ だけを次式で置換えることによって得られる。

$$u^*(0, t^*) = f(t^*) \leq 0 \quad (9)$$

つまり、(8)式のなかでは境界条件を熱流で与えていたが、(9)式では表面雪温で与えてある。

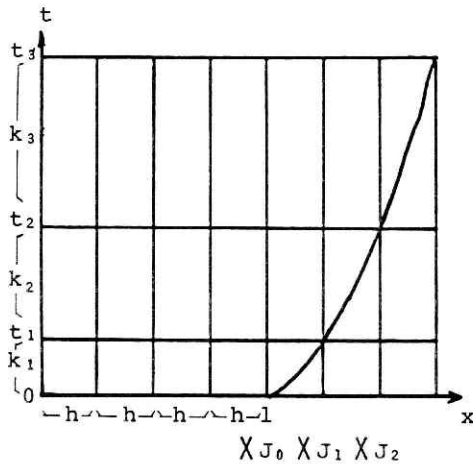


図3 差分間隔のとり方. h は空間格子間隔.
 k_n は凍結前面が h 進む時間で未知数.
 Fig. 3 Intervals of finite difference. h is an interval of space lattice and k_n is an time interval when the freezing front advances by h .

なお、ここでは大気-積雪界面での熱収支は直接考慮せず、表面雪温 $f(t)$ を数値計算で適当に与えることにする。さらに対象期間中、内部昇温や内部昇温による内部融解（吉田，1960他）は起こらない条件下にあるものとする。この場合の条件式を導いた時の仮定は(8)式の場合と同様であるが、再記すると：1) 熱伝導率 k ，温度拡散率 a は1つの積雪層内で一定であり、しかも2) 乾雪部分と凍結部分で等しいと仮定する。なお、3) 積雪の圧縮は考慮しない。

3. 数値計算法

数値解法として、山口・野木（1977）の差分法を用いた。この方法では、熱方程式、初期・境界条件に対して陰的差分法を用い、ステファン条件だけに陽的差分形式を用いる。

まず差分の格子点は図3に示すように、空間格子間隔 h と、時間ステップ k_n の格子を考える。空間格子間隔は等間隔 h で分割するが、時間ステップについてはその分割間隔 k_n を固定せず、自由境界（凍結前面）の位置が丁度空間格子点 J_0 から J_1 にくるように k_1 を決定する。以下逐次 k_n を決定する方法である。さて、格子上の未知関数 u を $u_j^n = u(x_j, t_n)$ と表わし、差分商に対して熱方程式系(8)を格子上の系におきかえると次式が得られる。

$$\left. \begin{aligned} (u_j^{n+1})_{\bar{x}} &= (u_j^{n+1})_{x\bar{x}}, & (1 \leq j < J_{n+1} - 1, n = 0, 1, 2, \dots) \\ (u_0^{n+1})_x &= g^{n+1}, & (n = 0, 1, 2, \dots) \\ u_{J_{n+1}}^{n+1} &= 0 \\ h/k_{n+1} &= (u_{J_n}^n)_{\bar{x}} \\ u_j^0 &= \varphi_j, & (1 \leq j \leq J_0) \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

ここに下添字 x は前進差分， \bar{x} ， \bar{t} は後退差分を示す。

計算を実行する手続きは、図4の流れ図のとおりである。いま、自由境界が J_n にあって

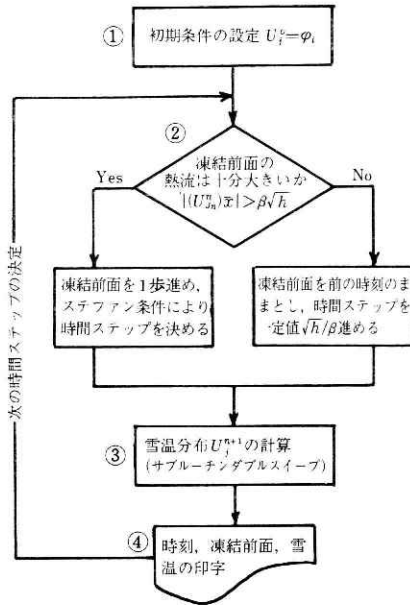


図 4 計算の流れ図

Fig. 4 Flow chart of calculation.

そのときの温度分布 u_j^n が知られているとき、 k_{n+1} を (10) 式中のステファン条件から定める。それを最初の条件式に代入し、はじめの 3 つの条件式を連立させて雪温 u_j^{n+1} を決定することができる。このとき解くべきなのは線型の連立方程式である。得られる連立方程式の係数行列は対角要素の十分大きい三重対角行列であり、二重掃き出し法によって簡単にとける。

流れ図の分枝②は、ステファン条件を用いて k_{n+1} を決定しようとするとき右辺の絶対値（熱流）が小さくなると k_{n+1} が決まらなくなる場合の対策である。すなわち、図 4 に示すように熱流の絶対値がある限界値を越えて小さくなったときには、自由境界の位置を前の時刻のままにしておき、時刻を一定時間進める。

なお、内部凍結その(2)の数値解法もこれと同様である。

4. 数値計算によって得られた内部凍結の主な特徴

4.1 計算の条件

積雪の密度 ρ は乾・湿雪とも 0.20 g/cm^3 、湿雪の含水率 W は 30% とし、積雪の熱定数は表 1 の値を採用した。積雪の熱伝導率の実験値については、吉田・岩井 (1950)、Akitaya (1972) そして多くの実験値を集成した Yen (1981) 等の実験式があるが、ここでは深見・小島 (1980) の比較結果を参照して Akitaya (前出) のしまり雪についての実験式を用いた。熱伝導率の多くの測定値は温度拡散率の決定から導かれるが、温度拡散率が密度の関数として直接報告された例は極めて少ない。ここでは用いた実験式から得られる熱伝導率としかる

表1 数値計算に用いた積雪の熱定数

(ただし, 密度 $\rho = 0.20 \text{ g/cm}^3$)

熱伝導率(k)	温度拡散率(a)	比熱(c)
cal/cm · sec · °C	cm ² /sec	cal/g · °C
5.8×10^{-4}	5.8×10^{-3}	0.50

べく与えられた比熱の値を温度拡散率の定義式に代入して得られた値を用いた。積雪と氷の比熱は、実際問題においてはふつう $0.50 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$ にとられる (Mellor, 1964)。なお、採用した熱定数のうち温度拡散率は、密度 0.15 から 0.40 g/cm^3 の範囲内でほとんど一定である。

数値計算のための空間格子間隔は $h = 0.001 \sim 0.002$ (500等分～1000等分), 図4の計算の流れ図における分枝条件のパラメータは $\beta = 0.0001$ とした。なお、使用した計算機は

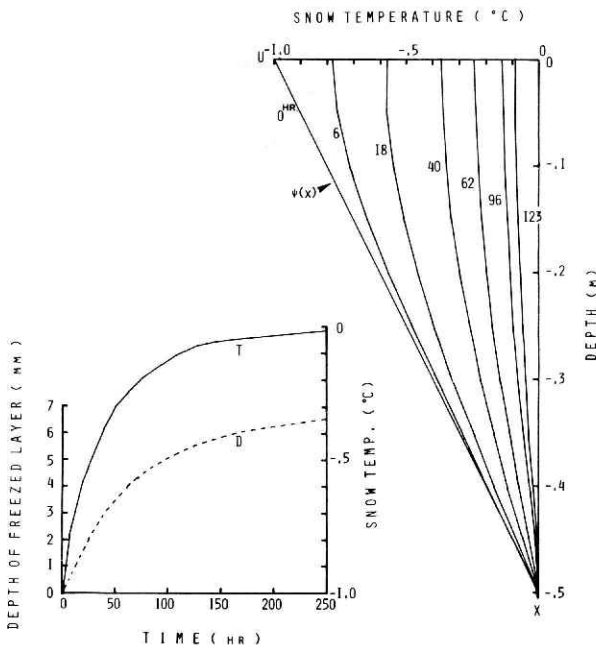


図5 湿雪層に挟まれた乾雪層の昇温 ($u_0 = -1.0^\circ\text{C}$, $l = 0.5 \text{ m}$)

Fig. 5 Temperature rise of dry snow layer sandwiched between wet snow layers ($u_0 = -1^\circ\text{C}$, $l = 0.5 \text{ m}$).

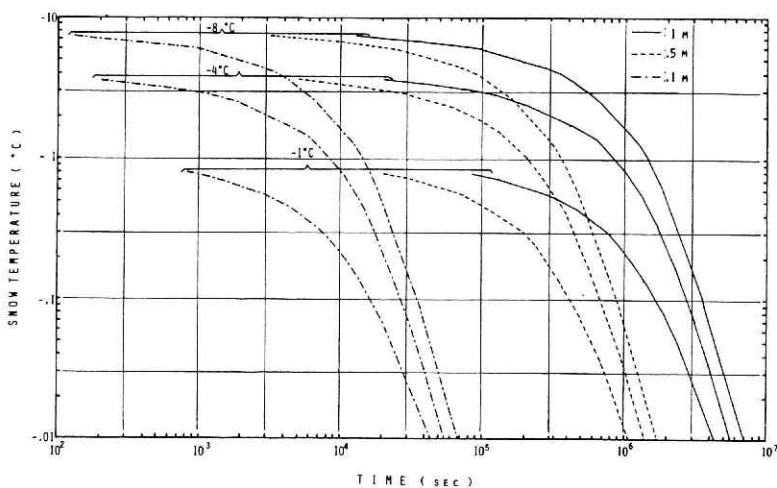


図6 内部凍結その(1)の場合の乾雪層の雪温変化 ($u_0 = -1, -4, -8^\circ\text{C}$; $l = 0.1, 0.5, 1\text{ m}$)

Fig. 6 Change of snow temperature $u(0, t)$ for internal freezing, case (1), ($u_0 = -1, -4, -8$; $l = 0.1, 0.5, 1\text{ m}$).

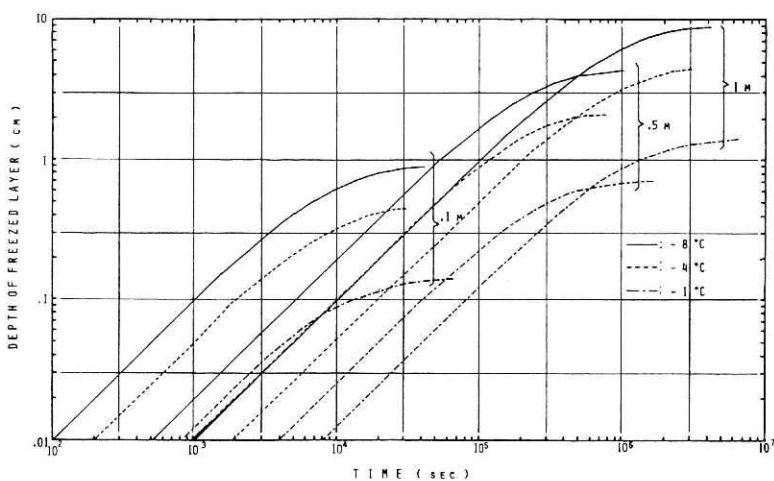


図7 内部凍結その(1)の場合の凍結層の厚さの変化 ($u_0 = -1, -4, -8^\circ\text{C}$; $l = 0.1, 0.5, 1.0\text{ m}$)

Fig. 7 Change of frozen layer depth for internal freezing, case (1), ($u_0 = -1, -4, -8^\circ\text{C}$; $l = 0.1, 0.5, 1\text{ m}$).

TRS-80 Model IIで、その計算速度は遅いが十分実用的に本数値計算のBASICプログラムを走らせることができた。

4.2 内部凍結その(1) — 湿雪層に挟まれた乾雪層の昇温 —

数値計算に用いた雪温の初期値として次式による直線分布を用いた。

$$\varphi(x) = u_0(1 - x/\ell) \tag{12}$$

ここに、 u_0 は乾雪層の中心雪温で $u_0 = -1, -4, -8^\circ\text{C}$ 、 l は初期凍結前面の位置（乾雪層の厚さの半分）で $l = 0.1\text{ m}, 0.5\text{ m}, 1\text{ m}$ である。数値計算は無次元化した熱方程式について行ったので、凍結前面の位置は換算長さ y^* について解を求め、その解においてもとの変数 y に変換すればよい。

図5に雪温の初期値 $u_0 = -1^\circ\text{C}$ 、 $l = 0.5\text{ m}$ の計算例を示した。図5の右図は乾雪層内雪温分布の昇温経過、左図は凍結深とそれに伴う乾雪層中心部の雪温の変化である。この例では -0.1°C まで昇温するのに約120時間を要し、この時の凍結深は5mm程度である。

図6、7には前述の各3種の雪温初期条件および乾雪層の厚さを与えた時の乾雪層中心部の雪温および凍結深の時間変化をそれぞれ示した。これらの条件下での昇温度合を比較するために、 -0.1°C （現在野外観測で使用可能な温度計の最小目盛）まで昇温する時間を用いることにする。まず、図6から、乾雪層の昇温は、雪温の初期値を変えてもほとんど変わらず、厚さに大きく依存している。例えば、初期値 -4°C のとき -0.1°C まで昇温する時間ス

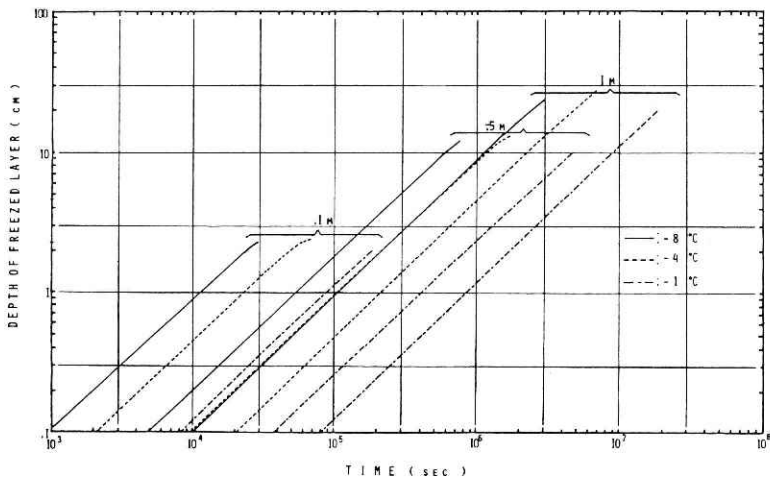


図8 内部凍結その(2)の場合の凍結層の厚さの変化 ($u_0 = -1, -4, -8^\circ\text{C}$; $l = 0.1, 0.5, 1\text{ m}$)

Fig. 8 Change of frozen layer depth for internal freezing, case (2), ($u_0 = -1, -4, -8^\circ\text{C}$; $l = 0.1, 0.5, 1\text{ m}$).

ケールは、厚さ 0.1 m, 0.5 m, 1 m に対しておのおの約 8 時間, 8 日, 32 日である。この比率は(7)式の無次元化の時間スケールが長さの 2 乗に比例していることからわかることである。最終的な凍結深は乾雪層の熱容量によってきまるが、各雪温、厚さに対する凍結速度は図 7 に示したように十分時間がたつと、冷熱源が消費されるため、緩やかになる。

4.3 内部凍結その(2)—乾雪層に挟まれた湿雪層の凍結—

この場合の初期条件も直線分布で表面雪温(境界条件)は一定とし、その値は前節と同様 -1°C , -4°C , -8°C とした。

図 8 に湿雪層凍結の計算結果を示した。8 図から、表面雪温と乾雪層の厚さが与えられたとき、どの程度の湿雪層がどの位の時間スケールで凍結するかがわかる。また、ここでは計算しなかったが表面雪温が時間の関数として与えられた場合や乾雪層の密度が一様でない場合も数値計算をおこなうことができる。凍結速度は近似的には初期の表層全層の平均温度勾配に比例するので、同じ厚さに対しては雪温の低いほど速く、雪温が等しければ表面から凍結前面までの厚さが薄いほど速い。例えば、1 cm の湿雪層が凍結するに要する時間は、厚さ $l = 0.1$ m の場合に、雪温の初期値 -8°C では 3 時間、 -4°C では 6 時間、 -1°C では 15 時間である。これが表面から 1 m 下に湿雪層があると、1 cm の湿雪層が凍結するのは 1 日から 10 日後になる。なお、この場合の凍結速度は前節の場合と違って表面雪温一定としたために時間が経過してもほとんど変わらない。

図 8 では乾雪表層による内部凍結についてだけ計算した。前述のように(図 2 参照)湿雪層の凍結は乾雪接地層との界面でも起るが、接地層の雪温は一般に表層より高いのでこれは小さいものと考えた。ここで、計算結果に基づき、この乾雪表層と乾雪接地層の冷熱源の違いによる凍結深を比較してみる。数値例として乾雪接地層の雪温最低値および乾雪表層の表面雪温をそれぞれ -1°C , -4°C とし、厚さはともに 1 m ある場合を考える。この数値例は新潟県の平野でふつうに観測される。1 日後の湿雪層の上端面における凍結深は図 8 より 4 mm、下端面における凍結は地熱融雪を無視すると、内部凍結その(1)のモデルで近似できる。したがって、図 7 の 0.5 m の曲線から下端面における凍結深は 2 mm であり、上端面の半分となる。しかし、3 日後になると上端面 13 mm、下端面 5 mm 程度であり、下端面の凍結に対する寄与は半分以下となる。この例からも数 cm の湿雪副層が全面凍結するか否かは表層の雪温条件、いいかえると寒気の強さとその持続によることがわかる。

5. 野外観測結果と考察

5.1 観測方法・場所

湿雪層に挟まれた乾雪層の昇温過程の野外観測は、雪害実験研究所構内の気象観測露場から東北方向へ約 100 m 離れた平地で、1980 年 1 月 16 日から 2 月 23 日までほぼ午前 9 時頃に

数日おきにおこなった。また、この時には積雪層構造・相当水量およびラムゾンデの観測を同時に実施し、他に10日ごとの定期断面観測の際には積雪層の密度・含水率・硬度の測定も実施した。

積雪層内の局部的0℃層の観測は、56豪雪時の1月7日午前0時9分に発生した新潟県北魚沼郡守門村のなだれ災害とこの直後の1月18日午前0時30分に発生した湯之谷村なだれ災害の現地調査時におこなった。現地調査時の積雪観測はいずれの場合も当日の午後におこなった。守門村では14時から16時、湯之谷村では12時から15時30分の間である。

次に、乾雪層内の局部的0℃層の発生とその凍結の地域性を観測するため、1981年1月22日、1月27日・28日、3月4日の3回に亘って国道17号線沿いに長岡から群馬県境の湯沢町浅貝までジープによる移動観測を実施した。この他に、守門村、湯之谷村を含む新潟県内の2・3の地点についても同様な観測をおこなった。移動観測では、雪温の他に積雪層構造、スノーサンプラーによる相当水量、密度を観測した。

野外観測で雪温観測に用いた温度計は、すべて携帯型デジタル表示のサーミスター（宝工業D 221）である。このサーミスタは6点式で測定温度幅-50℃～+50℃、許容誤差は±0.3% F.S., ±1 digit である。温度計は測定前に0℃についてのみ検定した。雪温測定はいずれの観測でもピットを掘り、積雪の断面から原則として10cm間隔で測定した。

5.2 湿雪層に挟まれた乾雪層の昇温過程の観測

図9、図10はいずれも、1979/80年冬期の雪害実験研究所構内の平地における積雪層内の

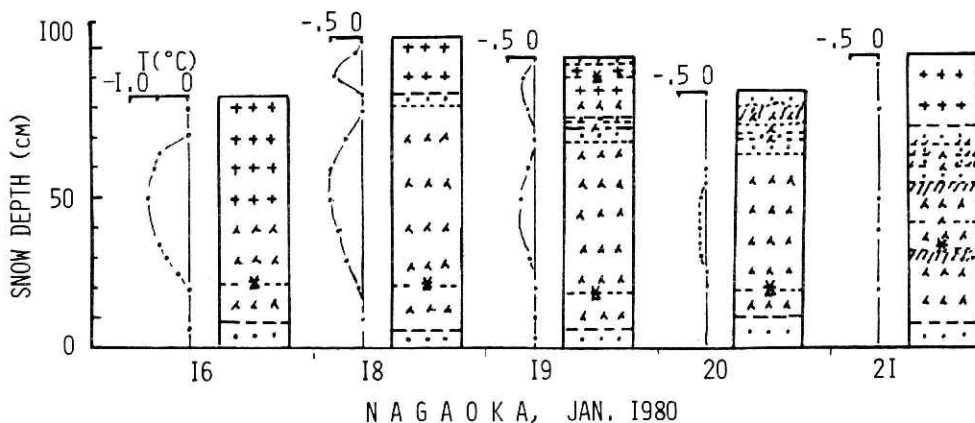


図9 乾雪層の昇温(a), 長岡雪害実験研究所構内, 1980年1月16日～1月21日

Fig. 9 Observation result of snow temperature rise for case (1). In the ground of the Institute of Snow and Ice Studies in Nagaoka, from 16th to 21th January, 1980.

温度分布の時間変化を示したものである。

図9は、1980年1月中旬の観測結果で、雪温分布とそのときの積雪層構造を示している。下層約20cmの湿雪層（ざらめ雪層とこしまり雪層）は1月11日以前の降雪によるものである。1月14日から強い降雪があり、14日に20cmあった積雪は18日には105cmを示した。その後19日に降雪は一巨やみ20日からふたたび降り出した。1月18日の時点でみると乾雪層は上端面で湿雪層（ざらめ雪）に接しているが、湿雪層の上層には乾いた新雪があり、数値計算で仮定したように中間の乾雪層への浸透はない。このような状況は19日午前も続いたが、この日は平均気温+1℃と気温が上昇し、翌20日の観測では表層に水しみ層ができたが中間の乾雪層には及んでいない。しかし、21日の観測時には浸透水は乾雪層にも及び全層がぬれて0℃となっている。

乾雪層内の雪温分布は1月16日には乾雪層内の上半分で低く対称からややずれているが、以後は対称と考えてよい。1月18日における乾雪層の中心雪温は $u_0 = -0.5^\circ\text{C}$ 、乾雪層の厚さは約60cm ($l \approx 30\text{cm}$)である。この2日後の1月20日に乾雪層の中心雪温は -0.1°C まで上昇している。乾雪層の昇温を示した図6のグラフにはこの場合の数値例はないが、別に計算した結果ではこの条件下で -0.1°C まで昇温する時間は約40時間となり、観測結果の時間とほぼ一致している。

次に、図10は2月上旬から中旬にかけての観測結果で積雪深、大まかな層構造および雪温の等温線を示している。なお、10図には同時に観測したラム硬度も参考のため示した。中間

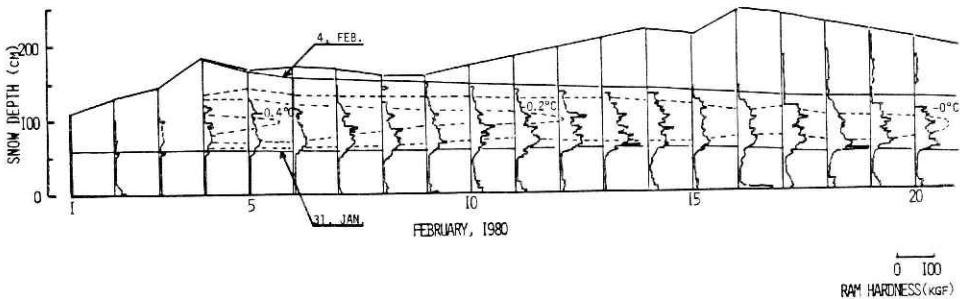


図10 乾雪層の昇温(b), 長岡雪害実験研究所構内, 1980年2月4日~2月20日

Fig. 10 Observation result of snow temperature rise for case (1). In the ground of the Institute of Snow and Ice Studies in Nagaoka, from 4th to 20th February, 1980.

の層は1月31日から2月4日にかけての大雪で形成された層である。2月4日の層構造と雪温分布を別に図11に示したが、この図からこの中間層の上部はアラレ層の所で局所的に0℃となっていることがわかる。また中間層の下層は湿雪（ざらめ雪）である。2月4日以降も連続的に降雪があり、2月10日前後には気温が+1℃となり、11日には小雨があったが、

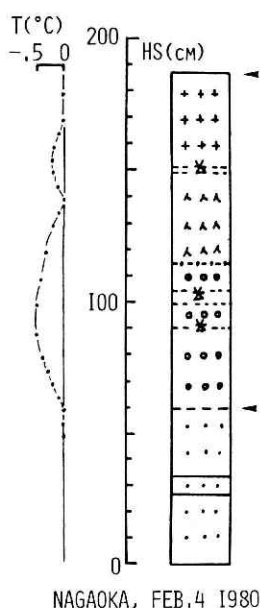


図11 長岡における1980年2月4日の雪温分布と層構造
 Fig. 11 Temperature profile and layer structure of snow cover in the ground of the Institute of Snow and Ice Studies on 4th February, 1980.

中間層の乾雪部分には浸透水は及んでいないことが雪温分布から推定される。1月16日にはこの冬最大の寒気団が入りこの日の表層雪温は -3°C を示し、中間層の乾雪部分が 0°C となる前日の2月20日まで乾いていた。中間層の乾雪部分が -0.1°C になったのは2月12日ないし13日であり、2月4日から8日ないし9日後であった。なお、図11で乾雪層の内部に後節で述べる内部凍結したとみられるざらめ雪層が120cmの位置にある。

乾雪層内の雪温分布は図11に示したように、乾雪の中心に対してほぼ対称であり以後もこの状態が続いた。2月4日の時点における乾雪の中心雪温は $u_0 = -0.5^{\circ}\text{C}$ 、乾雪層の厚さは60cmから140cmまでの約80cm ($l \approx 40\text{cm}$)である。前述のように乾雪層の中心部分が 0.1°C になったのは8～9日後である。この条件での数値計算結果は、約82時間後となった。この場合の数値計算結果は観測値の約半分の時間となっている。このくい違いの理由が数値計算モデルによるのか、用いた熱定数によるのか、または観測の誤差によるのかは明らかでないが、少なくとも時間のオーダーで考えればあっている。熱定数についていえば、雪温の上昇は凍結深と異って温度拡散率（前述のように用いた実験式から得られた値は密度に殆んど依存しない）に関係し、湿雪層の密度や含水率を数値計算で変えても変わらない。なお、湿雪層が凍結した時の温度拡散率は影響を及ぼすかも知れない。湿雪層はざらめ雪であることが多いが、しもざらめ雪の熱伝導率が同密度のしまり雪より1.4～1.5倍大きいという和泉・藤岡（1975）の実験結果から予想されるように、乾きざらめ雪の熱伝導率は同密度のしまり雪に較べて大きいかも知れないからである*。

*校正の時点で、ざらめ雪の熱伝導率は同密度のしまり雪より小さいという報告があった。
 和泉薫（1983）：ざらめ雪の熱伝導率。昭和58年度日本雪氷学会秋期大会予稿集，171。

数値計算結果でも、観測結果でも、乾雪層の昇温は主にその厚さに依存する。山地積雪は平地積雪に較べて深く、気温も低い。したがって、山地積雪では形成された乾雪層は平地積雪に較べて長く保存され、一旦融雪がはじまった場合の浸透水による積雪の変態も遅れるであろう。このことは高標高山地における全層なだれ発生時期を取り扱う場合に検討しなければならぬことがらである。

5.3 乾雪層に挟まれた湿雪層の凍結の観測

5.3.1 なだれ発生地における局部的0℃層の観測

この項では、内部凍結の被凍結層となる湿雪副層のなだれ発生地での観測結果とそのなだれ発生との関連について述べる。

1981年1月7日午前0時9分、守門村大倉において大規模な表層なだれが発生し死者8名、負傷者8名を出した(山田・五十嵐, 1982; 山田・五十嵐・納口, 1983)。この災害なだれについて当日午後現地調査をおこなったが、図12はその時の積雪層構造と降積雪状況であり、図13(a)は雪温を含む詳細な積雪断面観測である。積雪層の中間に1月2日の降雨による厚さ6cm、密度0.335 g/cm³のざらめ雪層が形成されている。このざらめ雪層の含水率の測定はしなかったが、目視では30%前後と推測された。乾雪表層の厚さは152cm、平均密度は0.176 g/cm³、最低雪温は-3℃であった。まず、1月7日以降にこの厚さ6cmの局部的0℃層が凍結する可能性があるかについて前章の数値計算結果と比較してみることにする。図8において、表面雪温 $u_0 = -4$ ℃、厚さ $l = 1$ mの曲線から4cmの凍結に約10日間 ($\sim 8.5 \times 10^5$ sec)を要する。観測値の雪温はこれより低く、厚さが1.5倍である。その上、その数日の内に積雪深は約1m増加している。したがって、4.3節で議論した湿雪層—乾雪接地層界面での凍結を考慮しても10日以上を少くとも要するわけで、このような長期の寒気の持続はこの地方ではふつう起らない。結論として、この局部的0℃層が凍結することは、前章の数値計算結果による限りあり得ないことになる。

図13(a)の厚さ6cmの乾雪中の局部的0℃層は、なだれ発生状況とRoch(1966)の表層なだれの安定性指標による剪断応力と積雪重量についての簡単な力学的考察からこの面発生乾雪なだれの滑り面と考えられた(山田・五十嵐, 前出)。ざらめ雪化によって積雪底層が弱化し全層なだれ発生の要因となることは知られているが、表層なだれの滑り面としてのヌレざらめ雪についてはこれまで報告されたことはない。日本や海外における積雪の雪温分布を文献(例えば、吉田, 1969等)によって調べてみたが雪温の局部的0℃部分やその後の内部凍結による分布のくびれ(5.3.2項で後述)は、北海道・東北および北陸南部の福井・富山県で数例しか見当らなかつた。また、スイスのここ数年の雪となだれ報告(Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, Winter 1972/73—1980/81)中には1例もなかつた*

* 日米科学技術協力非エネルギー部門の研究交流で、国立防災科学技術センターに滞在中のモンタナ大学T. E. Lang博士によると、アメリカではロッキー山脈にはこのような現象はないがカリフォルニア州では可能性があるという。

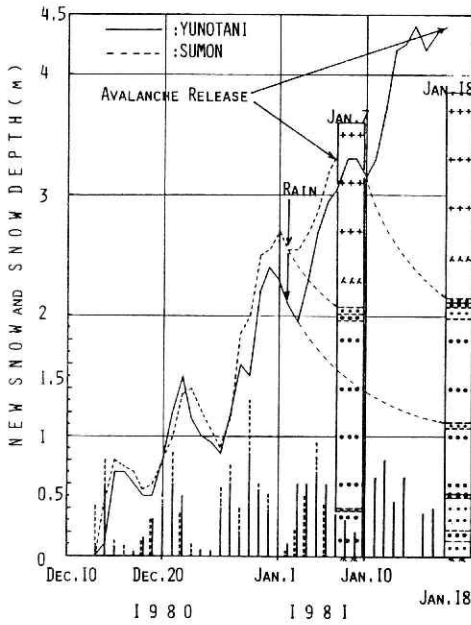


図12 守門村・湯之谷村の降・積雪と積雪層構造

Fig. 12 New snow fall and depth of snow cover at Sumon and Yunotani village.

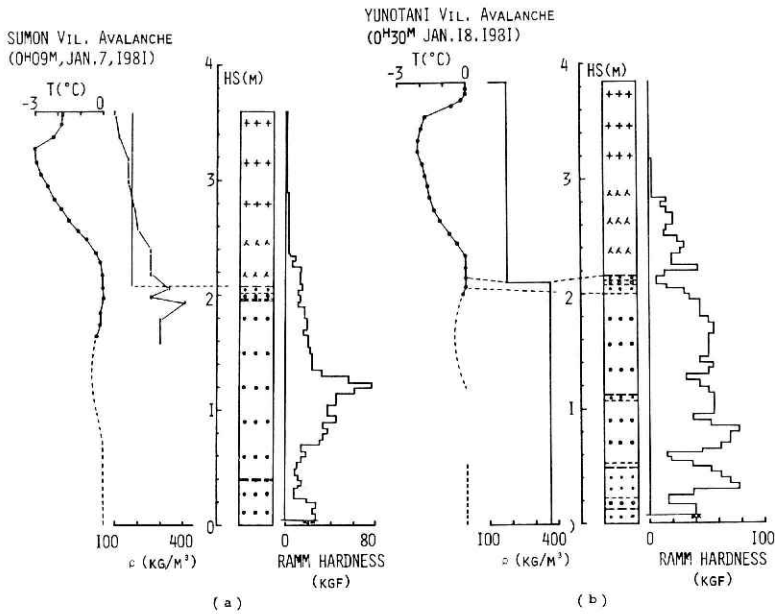


図13 (a)守門村の積雪断面観測図, (b)湯之谷村の積雪断面観測図

Fig. 13 Snow cover structure and its physical properties at Sumon (a) and Yunotani (b).

この理由は、これらの地方が寒冷で湿雪副層が形成されても内部凍結等により急速に乾雪化し短時間の過渡的な現象となるためと考えられる。逆に、新潟以南の地方では温暖で湿雪化が急速に起こり、局部的0℃層は安定に存在しえないのではなかろうか。これに対して北陸地方の新潟県の平野部では豪雪時には局部的0℃層はかなり安定に存在しうるものと考えられる。

1981年1月18日に湯之谷村下折立において乾雪全層なだれが発生し、死者6名、負傷者7名をだした(山田・五十嵐, 前出)。図13(b)に積雪断面観測図を示した。この場合も約2mのところ局所的0℃層が存在している。なお、約1mの位置のざらめ雪層は守門村なだれの滑り面となった層で形成後約10日になるが、内部凍結による乾雪化は起っていない。湯之谷村の面発生乾雪なだれは、なだれのデブリ・被害状況から推定すると走路の途中で発生直後に流れ型・煙り型の混合型の運動となり、被害を大きくした。このケースは局部的0℃層が運動中に一種の滑り面となった例であると推定される。

もし、局部的0℃層が内部凍結により乾雪化すれば、副層の力学的強度は増し、表層なだれの滑り面となり難しくなると考えるのが自然であろう。次項では、新潟県内において湿雪副層が内部凍結によって完全に乾雪化するような地域があるかどうかを調べた。

5.3.2 乾雪層内に局在する湿雪層凍結の移動観測

観測車(ジープ)による移動観測地点を図14に示した。この地域は、1978年2月下旬にラ

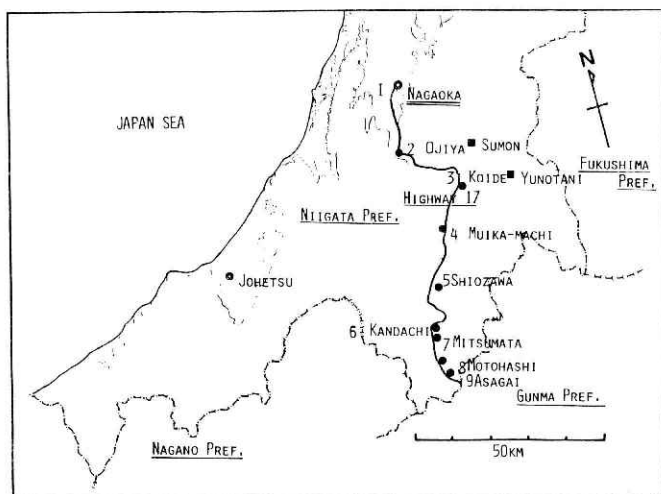


図14 雪温分布の移動観測ルート。1:長岡, 2:小千谷, 3:小出, 4:六日町, 5:塩沢, 6:湯沢町神立, 7:湯沢町三俣, 8:湯沢町元橋, 9:湯沢町浅貝

Fig. 14 Observation route of snow temperature in the Uono and Kiyotsu basins along the Highway 17.

ムゾンデによる移動観測によって魚野川・清津川流域の積雪層構造の地域特性を調べた所である (Yamada and Ikarashi, 1980)。地形的に言えば、標高は三国峠に向かって高くなり神立 (標高 400 m) から急に標高を増して浅貝の標高は約 800 m となっている。このときの観測結果によると、雪質およびラム硬度によってこの2つの流域は、1) 長岡から六日町、2) 塩沢から神立、3) 三俣、4) 元橋から浅貝の4つの地域に分類できることがわかっている。この流域の地域特性を一言で言えば、長岡から群馬県境である三国峠に向かって時空間的に温暖変態が進行するということになる (渡辺・五十嵐・山田, 1978)。

図15に雪温分布の観測結果、図16には層構造とラム硬度を雪温に対比して示した。第1回目の観測は、湯之谷村なだれ災害の発生した4日後の1月22日におこなった。観測地点は長岡、小千谷、小出の3地点であり、いずれの地点でも、守門村や湯之谷村の災害なだれ現地調査でみられた雪温の局部的0°C分布がみられる。また、これらの位置に対応してざらめ雪層があることが積雪層構造から認められる。

第2回目の観測は、最初の観測から5日後の1月27日・28日に小出を始点として湯沢町浅貝までの観測地点についておこなった。小出では、前回の観測と較べて0°C層の厚さが拡がり上・下乾雪層の雪温は上がっている。六日町では小出と同様な雪温分布であるが、塩沢では局部的0°C層が下層にも残り複雑な雪温分布を示している。小出の雪温観測結果では乾雪層の厚さが狭まっている。内部凍結が進行すれば、乾雪層の厚さは拡がるはずであるが、この観測結果とのくい違いは雪温測定精度によるか、または湿雪内の水分の被膜流下による移動現象が実際にはあるためであろう。湯沢町元橋以南では、雪温分布は通常みられる分布を示し、層構造にも目視観測では副層とみられるざらめ雪は存在しない。

第2回目の観測で特異なのは、湯沢町神立および三俣の雪温分布である。図15で明らかのように、この両地点の雪温分布には局部的0°C部分は存在しないが、どちらも約2mの深さで雪温プロファイルがひょうたん形にくびれている。このくびれは、観測以前に存在した局部的0°C層が凍結し通常みられる温度分布に向う途中の段階であると考えてよい。実際、神立の層構造にはくびれに対応する位置に薄いざらめ雪が見られるし、三俣では、明確な対応とはいえないがくびれ付近にやはり薄いざらめ雪層が見られる (図16)。神立での乾雪表層の厚さは約1m、表面雪温は日変化を考慮して平均-4°Cと考えてよい。神立の雪温のくびれに対応する湿雪層は、厚さ約1.5cmで降雪および気温の推移から1月18日に形成されたものと特定できる。図8の該当する直線からこの条件で1.5cmの湿雪が完全凍結する時間は4日強となり、守門村・湯之谷村の場合とは異り、十分に観測時まで凍結できる条件下にあったものと考えられる。三俣の場合も神立と同様の結果となった。

3月4日の第3回目の観測では湯沢町元橋以南では依然として通常の雪温分布を示しているが、神立および三俣では局部的0°C型の分布に変わっている。また、塩沢町以北ではこの時点で完全に全層が湿雪化した状態にあった。

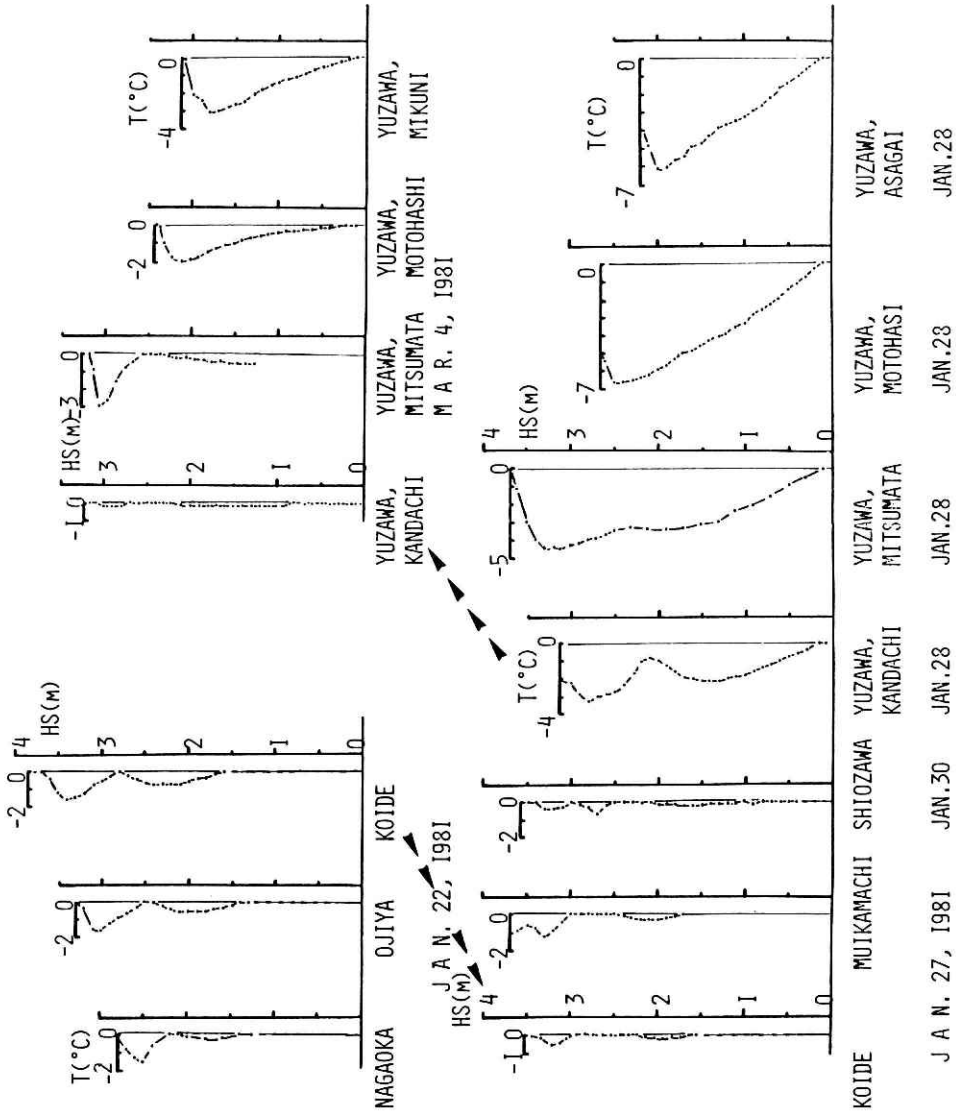


図15 魚野川・清津川流域における雪温分布の地域特性と内部凍結
 Fig. 15 Regional characteristics of snow temperature profile and internal freezing case (2) in the Uono and Kiyotsu basins.

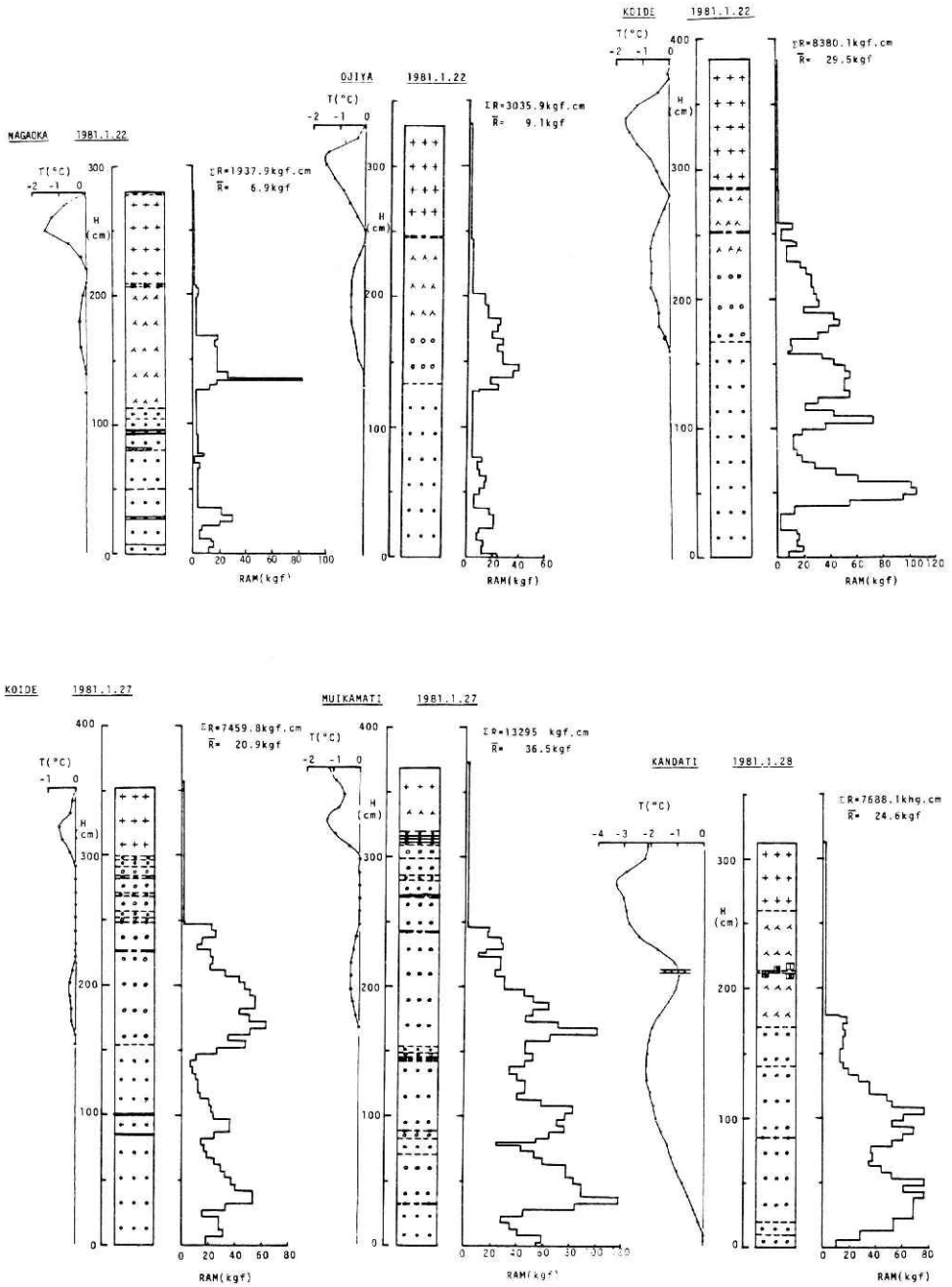


図 16.1 魚野川・清津川流域における積雪層構造・ラム硬度・雪温分布
 Fig. 16.1 Snow cover structure, temperature profile and ram hardness in the Uono and Kiyotsu basins.

積雪の内部凍結—山田・五十嵐

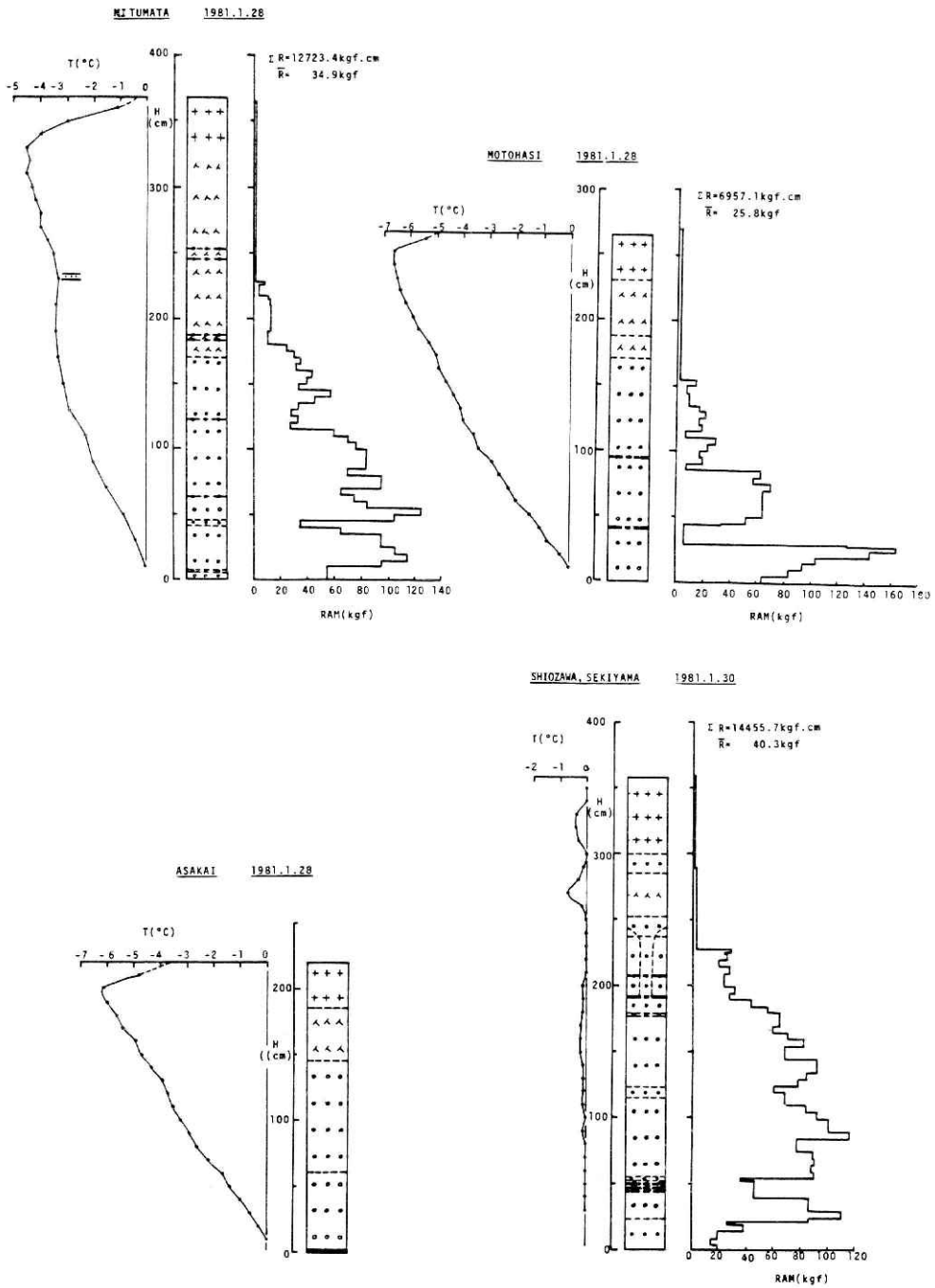


図 16.2 魚野川・清津川流域における積雪層構造・ラム硬度・雪温分布
 Fig. 16.2 Snow cover structure, temperature profile and ram hardness in the Uono and Kiyotsu basins.

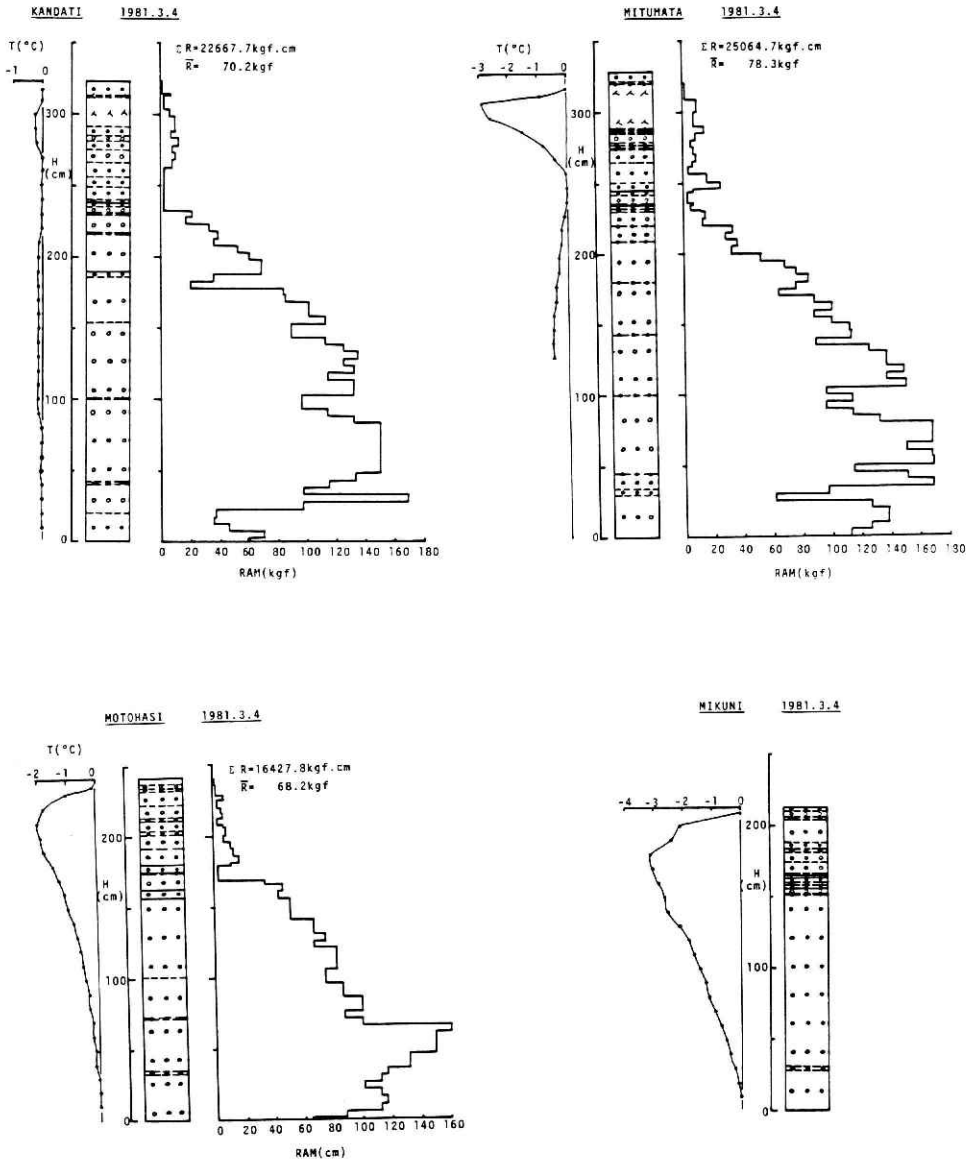


図 16.3 魚野川・清津川流域における積雪層構造・ラム硬度・雪温分布

Fig. 16.3 Snow cover structure, temperature profile and ram hardness in the Uono and Kiyotsu basins.

湯沢町神立および三俣で内部凍結が起ったのは、直接のデータのほかに、この地域の気象・降雪の連続性を考慮することによっても受け入れられよう。この意味で、雪温分布の形と湿雪副層の存否から積雪の状態を次の3つに分類することができる。1) 局部的0℃層が存在する状態、2) 局部的0℃層は存在しないが雪温にくびれのある不安定な状態、3) 肉眼で観測しうるような湿雪副層が形成されず通常の温度分布を示す状態の3つの状態である。

6. おわりに

この報告では、内部凍結現象を単純化したモデルにもとづき、乾雪層の雪温の初期値や厚さを与えたときの凍結深や昇温の時間変化の数値計算をおこなった。また、野外観測により積雪の内部凍結の2つの形態が実際に存在することを確認し、観測値と前述の単純なモデルによる数値計算結果を比較し、両者がほぼ一致することを示した。さらに、移動観測により湿雪層の形成と内部凍結の進行状態を示す雪温分布から積雪の状態を3つに分類した。

内部凍結の数値計算モデルにおいては、実験値や観測値がなかったこともあって、かなり大胆な仮定をしたところや限られた数値例しか計算できなかったところもある。例えば、乾雪層内の密度変化や湿雪層内の凍結部分熱伝導の違いを考慮しなかったこと、湿雪副層の含水率等の効果を検討できなかったことである。これらについては次の課題として熱収支、融雪水の浸透や積雪の変態も含め総合的に検討する必要がある。

内部凍結現象は、本文で述べたように、ある種の表層なだれや全層なだれの発生条件と密接に関連している。なだれ予知手法の現在の主流は、積雪層の継続的観測が困難なことから、気象要素となだれ発生データに基づく統計的な手法によっている。この報告で述べたような表層なだれ発生1つの必要条件である局部的0℃層の発生条件およびその凍結機構等がより詳細に判明すれば、雪温の直接観測や、統計的手法による場合も気温・降水量のような気象要素と関連させることによってなだれ予測の精度向上にも寄与できるであろう。この報告では、このようななだれ予測のための応用を意識してまず内部凍結現象の基本的な性質を調べた。

謝 辞

おわりに、この研究の遂行にあたって種々有益なご討論を頂いた名古屋大学水圏科学研究所渡辺興亜博士ならびに日本海沿岸積雪シンポジウムの参加者の皆様方に感謝の意を表す。また、数値計算の手法について京都大学工学部野木達雄博士からご教示いただいたことに厚く感謝する。

参 考 文 献

- 1) Akitaya, E (1972) : Studies of depth hoar. *Con. Inst. Low Temp. Sci.*, A. **26**, 67pp.
- 2) de Quervain, M (1948) : Über der Aufbau der Alpinen Schneedecke. *IUGG, Assemblée générale d'Oslo*, II, 55-68.
- 3) 深見造司・小島賢治 (1980) : 積雪の内部昇温. 低温科学, 物理篇, 第**39**輯, 109 - 117.
- 4) 石川信敬・石田完 (1970) : 氷及び雪の内部昇温 I. 低温科学, 物理篇, 第**28**輯, 165 - 173.
- 5) 石川信敬・石田完 (1973) : 冬期及び融雪期の夜間輻射冷却 - 積雪内の相変化を考慮した一次元モデルによる熱収支の計算 - . 低温科学, 物理篇, 第**31**輯, 108 - 116.
- 6) 和泉薫・藤岡敏夫 (1975) : 積雪の変態と熱伝導率の研究 I, 低温科学, 物理篇, 第**33**輯, 91-102.
- 7) Jaccard, C. (1982) : Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, Winter 1980/81. *Winterbericht des Eidg. Inst. für Schnee und Lawinen forschung Weissfluhjoch / Davos*, Nr**45**, 140 pp.
- 8) Mellor, M. (1964) : Properties of Snow. *CRREL*, III - A1, 105pp.
- 9) Roch, H. (1966) : Les Déclenchement d'Avalanches. Internatinal Symposium on Scientific Aspect of Snow and Ice Avalanches, Symp. of Davos, 1965. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. No. 69*, 182-195.
- 10) Stefan, J. (1891) : Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere. *Annalen der Physik und Chemie, Neue Folge*, Bd.**42**, Ht. 2, 269-86.
- 11) 若浜五郎・長谷美達雄 (1974) : 亜極地寒冷氷河における上積水の生成について. 低温科学, 物理篇, 第**32**輯, 161 - 184.
- 12) 渡辺興亜・五十嵐高志・山田穰 (1978) : 1976-1977年冬期の新潟県を中心とする地域の広域積雪現象について. 国立防災科学技術センター研究速報, No **29**, 85 pp.
- 13) Yamada, Y. and T. Ikarashi, (1980) : Study on the Snow cover stratigraphy in the Uono Basin. *Rep. of National Research Center for Disaster Prevention*, No. **23**, 215-229.
- 14) 山田穰・五十嵐高志 (1982) : 昭和56年豪雪による雪崩災害, 昭和56年豪雪による北陸地方の災害現地調査報告. 国立防災科学技術センター主要災害調査, 第**17**号, 337 - 354.
- 15) 山田穰・五十嵐高志・納口恭明 (1983) : 広域的雪崩危険地域の予測に関する研究, 昭和56年の豪雪に関する特別研究報告書. 科学技術庁研究調査局, 121 - 143.
- 16) 山口昌哉・野木達夫 (1977) : ステファン問題. 産業図書, 167 pp.
- 17) Yen, Y. - C. (1981) : Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. *CRREL Rep.*, **81-10**, 27 pp.
- 18) 吉田順五 (1948) : 積雪による日射の吸収. 低温科学, 物理篇, 第**4**輯, 17-26.
- 19) 吉田順五・岩井裕 (1950) : 積雪の熱伝導率の測定. 低温科学, 第**3**輯, 79-87.
- 20) 吉田順五 (1960) : 日射による積雪の内部融解. 低温科学, 物理篇, 第**19**輯, 97 - 110.
- 21) 吉田順五 (1969) : 積雪災害の基礎的研究. 文部省科学研究費 (特定研究) 積雪災害研究班, 67pp.
- 22) 吉田順五 (1973) : 乾き雪のなかへ融雪水の浸透. 低温科学, 物理篇, 第**31**輯, 117 - 133.

(1983年6月13日 原稿受理)