



Title	石狩・空知地方の積雪調査
Author(s)	秋田谷, 英次; 遠藤, 八十一
Citation	低温科学. 物理篇, 35: 105-115
Issue Date	1978-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18330
Type	bulletin
File Information	35_p105-115.pdf



[Instructions for use](#)

石狩・空知地方の積雪調査

秋田谷英次・遠藤八十一

(低温科学研究所)

(昭和52年10月受理)

I. はじめに

北海道内の積雪の性質の地域特性を調べるため、昭和50年3月予備調査として石狩平野の一部で積雪調査をはじめた。調査範囲は約30 km四方で、この範囲では積雪の性質、殊に雪質に著しい差異は見られなかった。翌昭和51年には石狩平野とその南部に広がる勇払平野にわたって調査をおこなった。その結果、この地域は、「しまり雪」、「こしもざらめ雪」、「しもざらめ雪」の3種類の雪質の地域に分けられ、その分布は各地の積雪の積り方と気象条件とによって説明された¹⁾。

今冬は石狩平野(岩見沢と石狩当別を結ぶ石狩川下流域、狭義の石狩平野)とその北部の空知低地帯にわたって積雪調査をおこなった。なおここではこの両地帯を、気象台の天気予報の地域区分にしたがい、石狩・空知地方と呼ぶことにする。

この報告では、今冬の各地の雪質分布と気象要素との対応、更に、広域にわたる積雪調査を能率的に進めるために簡便な積雪観測法を試み、積雪特性を表わす指標をうることができたので、その結果についてもものべる。

II. 調査地域と観測方法

調査地域の地図を第1図に示した。石狩地方は冬期日本海からの季節風の卓越方向にのびた(北西—南東)幅20 km、奥行40 kmの地域で、その南部は勇払平野の低地帯につづいている。日本海岸から内陸に入るにしたがい積雪は少なく、気温は低くなり、祝梅付近では、積雪下の地面は1月20日の観測時には20 cmあまり凍っていた。

空知地方は石狩地方の北方につながり、西の増毛山地、東の夕張山地にはさまれた、幅20~30 km、長さ80 kmの細長い平野である。その中で、岩見沢や美唄はたびたび局地的な吹雪や豪雪に見舞れ、鉄道や道路の交通が不通になることがある。

石狩地方の昨冬の調査(昭和51年2月下旬~3月上旬)では、南部にかなり顕著なしもざらめ雪が観測された。

今冬は石狩地方におけるしもざらめ雪の発達過程をみるため、積雪の層構造、雪温分布を中心に、12月下旬から2月初旬にかけて、4回の観測をおこなった。

その後、全地域の厳冬期の積雪特性を調べるために、2月中旬に19地点において簡便法による観測を実施した。3月にはいと石狩地方南部では積雪が少なくなったため、空知地方と多雪地として知られる後志地方の羊蹄山周辺において調査をおこなった。

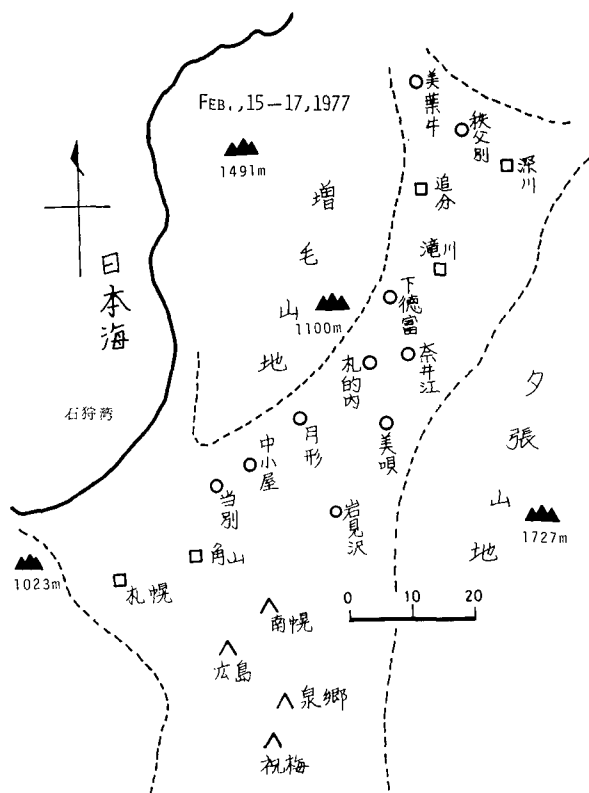
石狩・空知地方の調査に要した日数は延べ17日、観測場所は48カ所、観測回数は92回であった。

III. 積雪断面観測

昨冬の2月下旬から3月上旬におこなった積雪調査の結果によると、石狩地方はこしもざらめ雪の地域が大部分で、南部の一部がしもざらめ雪、北部にはしまり雪が分布していた。しもざらめ雪は雪の中の温度勾配が大きいときに、積雪内部で水蒸気の昇華蒸発、凝結によって発達する。

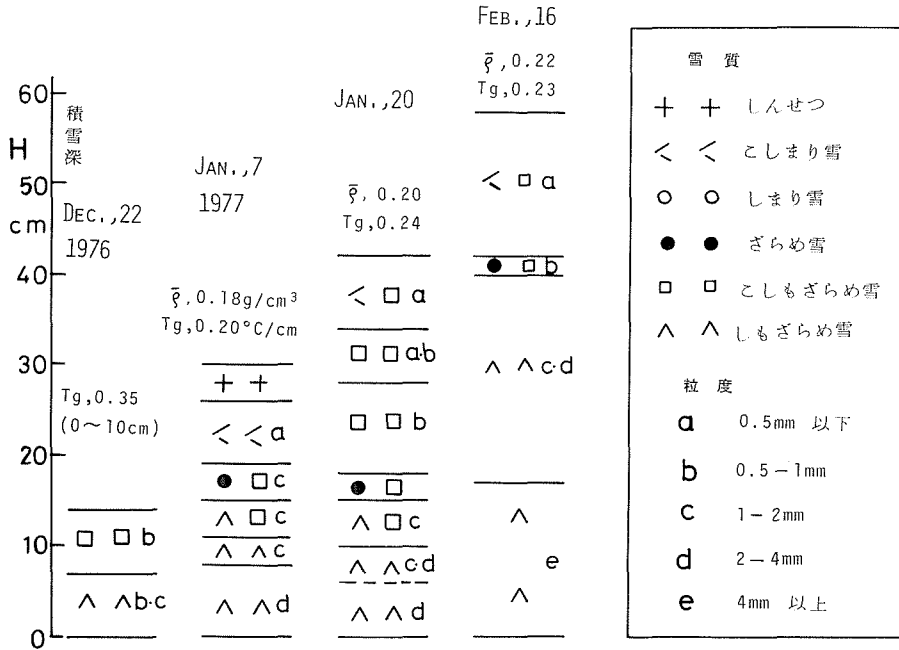
今冬はそのようなしもざらめ雪がいつ頃どのような条件のもとで形成されるかに注目して、石狩地方を中心に、12月末から観測を開始した。しもざらめ雪の発達が最も著しかった祝梅（千歳の東方5 km）での観測結果を第2図に示した。縦軸は積雪深 H (cm) で、図には左から右に12月22日、1月7日、1月20日、2月16日の積雪の層構造が示してあり、右端に雪質の記号、粒度（粒子直径による区分）が示してある。祝梅では12月22日に13 cmの積雪の下半分はすでに小粒のしもざらめ雪に発達していた。祝梅での積雪深の資料がないため、この積雪がいつ頃積ったものか不明である。しかし気象台の資料によると、近くの千歳、島松、長沼の3カ所とも根雪になったのは12月11日であるから、祝梅の根雪のはじまりもこの頃で、積雪は10日あまりでしもざらめ雪に変化したことになる。

12月22日から2月16日までの4回の観測結果によると、ここでは、こしまり雪、しまり雪の過程を経ずに、新雪、こしもざらめ雪、しもざらめ雪へと変態が進んだことになる。祝梅での平均密度 $\bar{\rho}$ は0.18~0.22 g/cm²、温度勾配 T_g は0.24°C/cm（1月20日）でいずれもしもざらめ雪の発達しやすい条件であった。第3図は1月20日の積雪の鉛直薄片で、たて構造の発達した典型的なしもざらめ雪を示している。

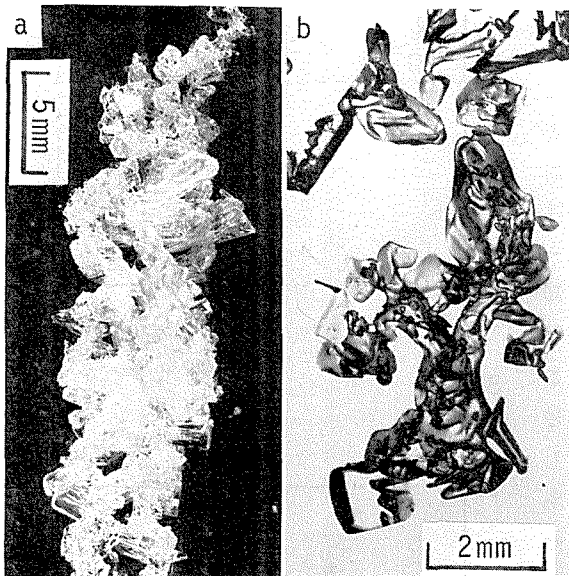


第1図 調査地域と2月中旬の各地の雪質

破線は標高200 mの等高線、当別一岩見沢を結ぶ線より南が石狩、北が空知地方。記号は雪質をあらわす、○印はしまり雪、□印はこしもざらめ雪、△印はしもざらめ雪で特徴づけられる地点



第2図 祝梅の断面観測結果
 $\bar{\rho}$ は平均密度, T_g は 0~10 cm の間の温度勾配



第3図 祝梅のしもざらめ雪 (1月20日)
 a たて方向につながつたしもざらめ雪の結晶
 b 鉛直薄片
 写真の上下の方向は実際の上下方向と一致している

IV. 簡便法による積雪の広域観測

一般に積雪観測では、積雪の垂直断面をつくり、成層構造、雪質と積雪粒子の大きさ(粒度)、雪温、密度、硬度の垂直分布を測定する。この方法は、ある地点の積雪の特性を知るために積雪の個々の層に注目し、降雪による層の形成、その後の変態過程、物理的性質の変化等を詳しく知ることができ非常にすぐれている。しかし、この方法の雪質や粒度の判定にはある程度個人差をとまない、一方、密度や硬度の分布の測定にはかなりの時間を要する。又地域毎の積雪の大きな特性を比較する目的のためには、各層毎にその性質

を細かく測定するより、積雪全体の特徴をつかみ比較する方が有利である。さらに、少人数で短期間に広い地域の積雪特性を調べるためには、もっと簡便な観測法が望ましい。

積雪の特性のうち、今回の目的のためには、積雪の深さ、重さ、硬さの3つの基本量が有効と考えられる。そこで石狩、空知地方の積雪の広域測定には積雪深、全水量、積算硬度（積雪全体の硬さ）を測定することにした。

全水量の測定にはスノーサンプラー（断面積 20 cm^2 ）を用いた。今冬は積雪層内に氷板が少なかったため測定誤差が少なく、2回の測定で差が5%以上になったものは少なかった。差が大きい場合には再測をおこなった。積雪の平均密度（ $\bar{\rho}$ ）は全水量/積雪深で得られる。

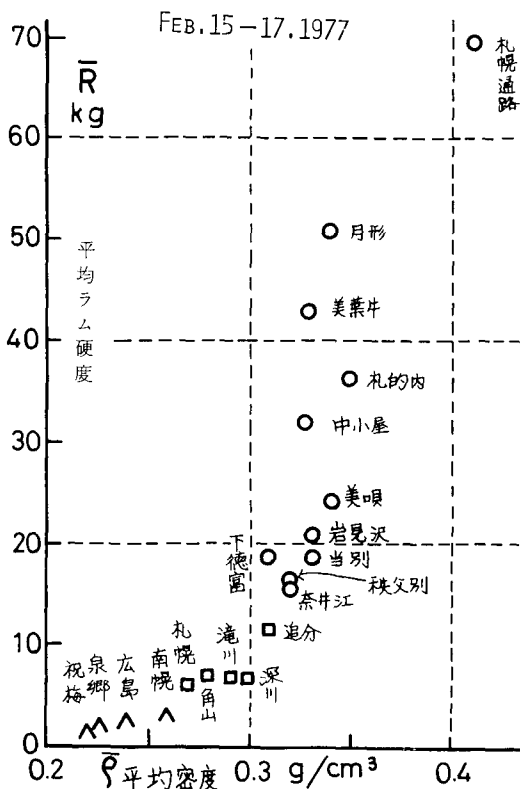
積算硬度の測定にはラムゾンデを用いた。この硬度計はヨーロッパやアメリカでは古くから用いられており、日本でも東北²⁾、北陸³⁾又南極等⁴⁾で用いられている。ラムゾンデを木下式硬度計と比較すると、測定しようとする雪の面を掘り出さなくてもよいのが大きな利点である。ラムゾンデは先端が頂角 60° 、高さ 3.5 cm の円錐になっている細長い棒をつないだもので、錘りを n 回落下させて棒に衝撃を加え、円錐を雪の中にめり込ませて次の式によって硬度 R を測定するものである。

$$R = (m + M) + mh n/d$$

ここに m ；錘りの目方、 M ；棒の目方、 h ；錘りの落下する高さ、 n ；落下回数、 d ；めり込みの深さ。 R (kg) たラム硬度と呼んでいる。

我々のラム硬度の測定法は、途中でめりこみ深さ d は測定せずに先端が地面に到達するまで錘りを落下させる。そのとき上式から得られる値は積雪全体の平均ラム硬度となり \bar{R} (kg) であらわす。 \bar{R} と積雪深 H の積を積算ラム硬度 ΣR (kg·cm) と呼ぶことにする。即ち ΣR は積雪全体の硬さを表わしており、同じ硬さの雪でも厚さが2倍になれば、積算ラム硬度は2倍になるわけである。

2月15日から2月17日に石狩・空知地方19カ所で簡便法による観測をおこない、この地方の厳冬期の積雪特性を知ることが出来た。第1図には各地の雪質を記号で示してある。スノーサンプラーで採取した雪の試料から、どの雪質が一番顕著であるかを判定して得たものである。第4図に平均ラム硬度 \bar{R} と平均密度 $\bar{\rho}$ の関係を示してある。△印のしもざらめ雪の地域では硬度、密度とも小さく各々 5 kg 、 0.26 g/cm^3 以下である。○印のしまり雪の地域では密度が $0.31 \sim 0.34 \text{ g/cm}^3$ とあまり差はないが硬度は $15 \sim 50 \text{ kg}$ で、ばらつきが大きい。

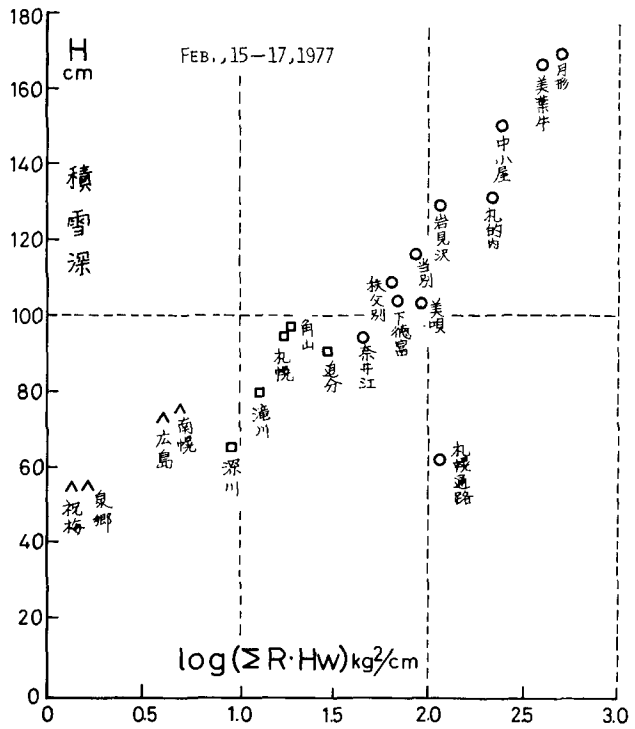


第4図 平均ラム硬度と平均密度
雪質の記号○, □, △については第2図の説明参照

□印のこしもざらめ雪の地域では密度、硬度とも上の2つの地域の間に入っている。同図右上に札幌通路とあるしまり雪は、北大構内の積雪観測露場への通路の雪で人に踏み固められた雪で密度、硬度とも特に大きい。この図から積雪全体の特性をある程度知ることができる。しかしこの図では、積雪特性を示す1つの基本的な量である積雪深が表現されていない。

深さ、硬さ、重さの3つの独立した量を一枚の平面的な座標で同時に表現することは出来ない。そこで積算ラム硬度 ΣR と全水量 H_w の積 ($\Sigma R \cdot H_w$) を積雪の特性をあらわす一つの指標と考えた。この量 ($\Sigma R \cdot H_w$) はそれ自体物理的な意味を持たないが、除雪、排雪など積雪の処理の難易の度合をあらわす指標になると考えられる。同じ深さでも、硬くて重い雪はもろくて軽い雪よりも処理するのに多くのエネルギーを要するであろう。 $\Sigma R \cdot H_w$ (kg^2/cm) は絶対値が大きく表現するのに不便であるから、その対数を用いることにする。今簡単のために $\log(\Sigma R \cdot H_w)$ を RH ナンバー (RH) と呼ぶことにする。

第5図に各地の積雪深と RH ナンバーの関係を示した。図で1m前後の積雪深の所は札幌、角山、追分、奈井江、秩父別、下徳富、美唄の7カ所である。但し札幌通路とするされたしまり雪は、踏み固められた雪であるから、ここでは別扱いにし、自然積雪のみについてみることにする。これらの地点の積雪深はほぼ等しいが、RH はかなり違っている。すなわち札幌の RH は1.23、美唄では1.96で両者の差は0.73(約5.4倍)となり、美唄の雪は硬くて重いことになる。第5図で○印のしまり雪、□印のこしもざらめ雪の測定値はほぼ右上りの直線上に分布している。この直線は



第5図 積雪深と RH ナンバー $\log(\Sigma R \cdot H_w)$
 雪質の記号○, □, △については第2図の説明参照

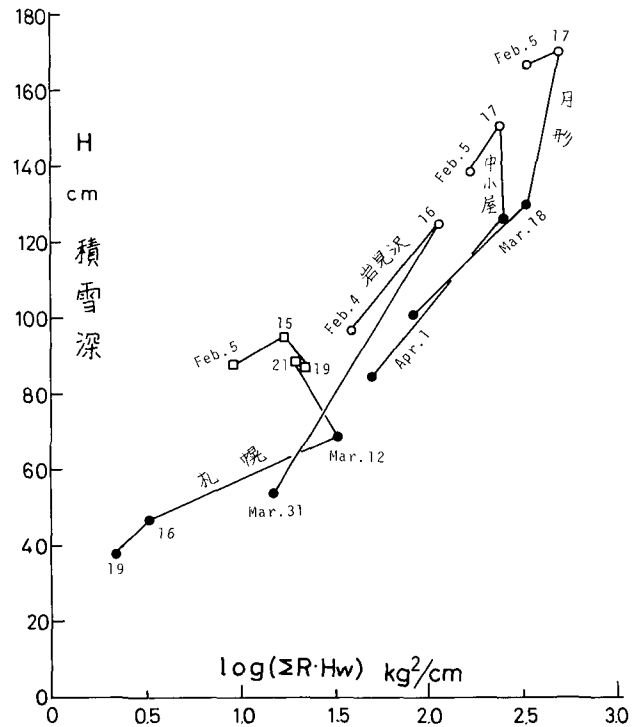
$$H = 5.58 \log(\Sigma R \cdot H_w) + 11.4$$

であらわされる。

札幌と美唄の RH ナンバーの差 0.73 を上式に代入すると $H=52$ cm になる。すなわち同じ 100 cm あまりの積雪深でも、美唄の雪は札幌の約 150 cm 分に相当することになる。又、岩見沢の 130 cm の積雪全体と、札幌の 63 cm の通路の雪全体は、硬さと重さに関しては同じ程度の度合であるということになる。

融雪期に入り、積雪がぬれてくると、全水量はあまり変わらないが、ラム硬度は減少する。

更に融雪が進むと全水量，ラム硬度とも減少する。厳冬期から融雪末期までの積雪深とRHナンバーの変化を第6図に示した。第6図には札幌，岩見沢，中小屋，月形の4地点の積雪の積雪深 H とRHナンバー $\log(\Sigma R \cdot H_w)$ の時間的推移を示してある。4つの地点とも大体おなじ変化の仕方をしている。例えば，札幌では2月5日から15日迄こしもざらめ雪のRHナンバー， H とも増加したが，その後 H は減少し，RHナンバーは3月12日迄増加して雪は●印のざらめ雪にかわった。その後3月19日迄 H ，RHナンバーの何れも減少した。積雪全体に融雪水が浸透した頃から，積雪深の減少とRHナンバーの減少が起きている。



第6図 積雪深とRHナンバーの時間的推移
 厳冬期から融雪期にかけての積雪深とRHナンバーの
 関係，雪質の記号○，□，●については第2図参照

V. 気象要素と雪質との関係

積雪はどんな雪がどのような積り方をしたか，またその後どのような気象環境の下におかれたかによってさまざまな変態過程をたどる。北陸地方のような気温の比較的高い地域では，新雪からざらめ雪に変わりやすい。一方寒さがきびしいが積雪のあまり多くない地域では，積雪の上下の温度差が大きいため，こしもざらめやしもざらめ雪が発達する。このような地方でも春になるとざらめ雪となり，やがてとけて消失する。

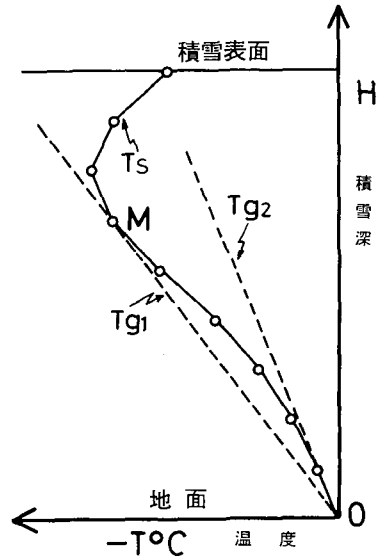
先に述べたように石狩・空知地方の厳冬期の積雪は，しまり雪，こしもざらめ雪，しもざらめ雪の3つの型の積雪地域に分けられた。どの雪質になるかは主に積雪中の温度勾配によって決まる。観測された雪質からその地方の大まかな気象状況が推察されるし，又反対に，ある地域の気象状況がわかれば，その地域の雪質も推定できるであろう。ここでは観測された雪質と気象台の気象資料から，各雪質に変態する限界の温度勾配を求めてみる。

積雪中の温度分布の代表的な例を第7図にかかげた。積雪表面近くの雪温 T_s は，気温，日射などとともに大きく変動するが，雪面から下に入ると温度変化の幅は小さくなり，変動の周期も次第に長くなる。今簡単のために，図のM点を境にして，積雪の上半分では雪温は日変化をし，下半分では長周期の変化をするものとする。積雪の温度勾配も表面近くでは大きな変化を，地面に近づくにつれて小さな変化をしているわけである。平均的な温度勾配は

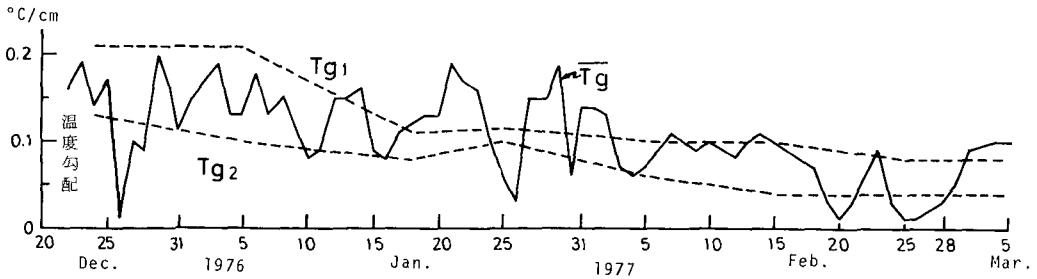
OM を結ぶ最大の温度勾配 T_{g1} と、O 点における温度分布の線の切線である最小の温度勾配 T_{g2} の間にあるであろう。積雪中の温度分布は必ずしも第7図のようになるわけではなく、年と場所によっては T_{g2} の温度勾配が T_{g1} の方よりも大きくなることもあるであろう。しかし今冬の石狩・空知地方では、温度分布を観測した1月中旬まで、又札幌では1冬を通して T_{g1} の方が T_{g2} よりも大きかった。雪面の平均温度は平均気温にほぼ等しく、又地面ではほぼ 0°C であるから、平均温度勾配は平均気温を積雪深で割ったものに等しいとしてあまり違いはないであろう。

今冬の札幌における積雪の定期観測の資料⁵⁾ から(毎月5日, 15日, 25日の観測) 第7図に示した最大, 最小の温度勾配 (T_{g1} , T_{g2}) を求め, 気象資料から求めた平均の温度勾配との比較をおこなった。

第8図の破線は積雪の温度測定の実測値から求めた最大, 最小の温度勾配 (T_{g1} , T_{g2}), 実線は気象資料⁵⁾ から求めた平均の温度勾配(日平均気温/積雪深)である。実線の計算で求めた温度勾配は, かなり変動しているが, ほぼ実測値 (T_{g1} , T_{g2}) の2本の破線の間に入っている。札幌よりはるか

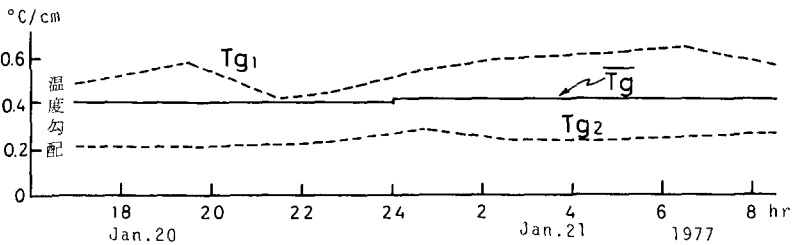


第7図 積雪内の温度分布の模式図
 T_{g1} を最大温度勾配, T_{g2} を最小温度勾配と呼ぶことにする



第8図 札幌の積雪の温度勾配

T_{g1} , T_{g2} ; 毎月5日, 15日, 25日におこなった実測値から求めた最大, 最小の温度勾配
 T_g ; 気象資料から求めた平均勾配(日平均気温/積雪深)



第9図 祝梅の積雪の温度勾配

に気温が低く、しもざらめ雪の発達著しかった千歳郊外の祝梅についても、気象資料から積雪の温度勾配の推定を試みた。1月20日の夕方から21日の朝にかけて、現地で1~2時間おきに積雪内の温度測定をし温度勾配を求めた。この日は輻射冷却により冷え込みがきびしく最低気温は-27.3°Cまで下った。第9図はその結果で2つの温度勾配 T_{g1} , T_{g2} を示す2本の破線のはぼ中央に計算から得られた温度勾配の実線はおさまっている。このときの地面の温度は-1.2°C~-2.1°Cと変化したが、地面が凍結する地域でも上に述べた平均温度勾配の推定法(日平均気温/積雪深)によって、雪の中の実際の温度勾配が推定できることがわかった。

石狩・空知地方の厳冬期の積雪調査は2月15~17日におこなわれた。このとき観測された雪質は根雪になってからそれまでの気象環境によってつくられたものである。普通、積雪の表面から少し下方では、急激な温度変化は起らないし、マイナスの温度下では短時間で雪の変態が進むとは考えられない。そこで我々が観測した2月中旬の雪質には、1月の気象条件が一番強く反映されたものと考えられる。各地の1月の気象資料からその地域の1月の平均の温度勾配を求めた。ここで

$$\text{1月の積雪の平均温度勾配} = \frac{\text{1月の平均気温}}{\text{1月の平均積雪深}}$$

である。

第1表には上の計算で求めた今年の1月の平均温度勾配と実測した雪質を示してある。こ

の表から各雪質とそれをつくる限界の温度勾配を求めると第2表のようになる(A欄)。同様に昨年(昭和51年)の石狩、勇払平野での雪質観測結果と同年1月の気象資料から温度勾配を求めると、ほぼ今冬と同じ結果が得られた(第2表B欄)。2冬期の結果をまとめると各雪質の発達する限界の温度勾配は次のようになる。

- しまり雪 0.12°C/cm 以下
- こしもざらめ雪 0.13~0.17°C/cm
- しもざらめ雪 0.21°C/cm 以上

上の結果では温度勾配0.18~0.20°C/cmの範囲はこしもざらめ雪かしもざらめ雪になるかは不明である。なおこれらの値は実験的に得られた値⁷⁾よりやや小さい。

上で得られた限界の温度勾配の適合性を調べるため過去10カ年間の札幌で実測された2月中旬の雪質と、計算により求めた温度勾配の比較を第3表に示した。又、長沼、岩見沢、深川の過去10カ年の厳冬期

第1表 各地の積雪の1月の平均温度勾配と雪質

地 名	計算で求めた1月の平均温度勾配(°C/cm)	実測した雪質	実測月日
島 松	0.22	△	1/20
新 篠 津	0.12	○	2/5
北 村 豊 里	0.11	○	2/5
札 幌	0.13	□	2/15
岩 見 沢	0.12	○	2/16
滝 川	0.16	□	2/16
深 川	0.15	□	2/16
月 形	0.07	○	2/17
長 沼	0.27	△	2/16
南 幌	0.21	△	2/16
祝 梅*	0.35	△	2/16

雪質の記号については第2図参照

第2表 雪質毎の限界温度勾配

雪 質 記号	A (昭和52年) (°C/cm)	B (昭和51年) (°C/cm)
しまり雪(○)	0.12 以下	0.10 以下
こしもざらめ雪(□)	0.13~16	0.14~0.17
しもざらめ雪(△)	0.21 以上	0.24 以上

第3表 過去10カ年の雪質の変化

昭和年		43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
札幌	温度勾配	0.07	0.17	0.17	0.11	0.09	0.11	0.07	0.09	0.08	0.13
	実測雪質*	○	△	△	○	○	○	○	○	○	□
	推定雪質	○	□	□	○	○	○	○	○	○	□
岩見沢	温度勾配	0.09	0.07	0.08	0.15	0.09	0.08	0.06	0.06	0.09	0.12
	推定雪質	○	○	○	□	○	○	○	○	○	○
長沼	温度勾配	0.12	0.26	0.28	0.15	0.28	0.21	0.20	0.20	0.17	0.27
	推定雪質	○	△	△	□	△	△	□△	□△	□	△
深川	温度勾配	0.09	0.14	0.12	0.11	0.14	0.13	0.08	0.08	0.14	0.15
	推定雪質	○	□	○	○	□	□	○	○	□	□

温度勾配は気象資料により求めた(1月の平均気温/1月の平均積雪深)

* 2月中旬の実測した雪質

雪質の記号については第2図参照

の雪質を温度勾配から推定し、第3表に示してある。札幌での実測された雪質と推定される雪質はほぼ一致していることがわかる。なお、温度勾配0.18~0.20°C/cmの範囲にある雪質は実測例がないため、推定雪質欄にはしもざらめ雪とこしもざらめ雪の両方の記号で記してある。表によると札幌、深川はしまり又はこしもざらめ雪、長沼はこしもざらめ又はしもざらめ雪、岩見沢はしまり雪が多い地域であることがわかる。

今冬の北海道は異常寒波におそわれたが、第3表でみる限り、第1図の今冬の石狩・空知地方の雪質は特に異常なものでないことが推定される。

VI. ま と め

昨冬(昭和50~51年冬)に引き続き石狩・空知地方の積雪調査をおこなった。その結果次のことがあきらかになった。

- 1) 石狩地方の南部は寡雪ときびしい寒さのためしもざらめ雪が発達する地域である。
- 2) 札幌近郊および空知地方北部(深川付近)ではこしもざらめ雪が発達する。
- 3) 厳冬期の雪質(2月中旬)は1月の平均気温と積雪深から積雪の平均温度勾配を求めることにより推定できる。すなわち、温度勾配0.12°C/cm以下ではしまり雪、0.13°C/cm以上ではこしもざらめ雪およびしもざらめ雪が発達する。
- 4) ある地域の積雪の特性は、積雪深(H)、全水量(H_w)、積算ラム硬度 ΣR を測定することにより表わすことができる。積雪深(H)とRHナンバー($\log(\Sigma R \cdot H_w)$)が積雪特性をあらわす指標として有効であることがわかった。

この調査に御協力いただいた大学院生岡野正君、論文を校閲していただいた藤岡敏夫教授に心から感謝します。

なお、本研究に要した費用の一部は、文部省雪崩特別事業費から支出された。

文 献

- 1) 遠藤八十一・秋田谷英次 1976 石狩・勇払平野における積雪の特性. 低温科学, 物理篇, **34**, 133-145.
- 2) 北村昌美・今永正明 1977 豪雪地スギ林の雪害発生条件に関する研究 (I). 雪氷, **39**, 77-83.
- 3) 渡辺興亜・五十嵐高志・山田 稔 1976 51. 1 豪雪の積雪現象および積雪災害に関する広域調査報告. 国立防災科学技術センター主要災害報告, **11**, 58 pp.
- 4) Watanabe, O. 1977 Stratigraphic observations of surface snow cover. *JARE Data Rep.*, **36**, (Glaciol.), 61-125.
- 5) 遠藤八十一・他 1977 札幌の平地積雪断面測定資料報告, 昭51~52年. 低温科学, 物理篇, 資料集, **35**,
- 6) 札幌管区気象台 1977 北海道気象月報, **1-3**.
- 7) Akitaya, E. 1974 Studies on depth hoar. *Contr. Inst. Low Temp. Sci. A* **26**, 1-67.

Summary

Regional characteristics of the snow cover were investigated in the winter of 1976-1977 in Ishikari and Sorachi Districts, Hokkaido. The snow observed in mid-winter (15~17, February) had the following three major types distributed as shown in Fig. 1: fine-grained compact snow (open circle), solid-type depth hoar (open square) and skeleton-type depth hoar (inverted V-letter).

The metamorphism of the snow was influenced by the climatic conditions after deposition of the snow, especially by temperature gradients in the snow, which, except near the surface layers of the snow cover, will fluctuate between the maximum T_{g_1} and minimum T_{g_2} , as defined in Fig. 7. On the other hand, the mean temperature gradient \bar{T}_g in the snow may be determined by the following formula from meteorological data:

$$\text{Mean temperature gradient } \bar{T}_g = \frac{\text{Mean air temperature}}{\text{Snow depth}}$$

Two broken lines in Fig. 8 show the maximum and the minimum temperature gradient which are measured in Sapporo on the 5th, 15th and 25th of each month in the winter of 1976-1977. The solid line which shows the mean temperature gradient calculated from the meteorological data fluctuates between the two broken lines. The figure shows that the formula mentioned above is suitable to determine the mean temperature gradient in the snow cover.

The snow types observed in mid-winter were strongly influenced temperature gradients after deposition, especially during January. Table 1 shows the observed snow types in the districts in mid-winter and calculated temperature gradients from the meteorological data of January. The snow types and the ranges of temperature gradient concerned with them follow:

snow type	temperature gradient
Fine-grained compact snow (○)	0.12°C/cm and lower
Solid-type depth hoar (□)	0.13~0.17°C/cm
Skeleton-type depth hoar (∧)	0.21°C/cm and higher

The snow depth (H), water equivalent (H_w) and hardness of the whole snow layers seem to be the fundamental values to distinguish the general characters of the regional snow cover. Figure 4 shows the mean snow densities ($\bar{\rho}$) which are calculated from the water equivalents and mean Ram hardnesses (\bar{R}). The figure represents precisely the differences of snow characters, but it does not show another important factor, that is, the snow depth.

Then, we proposed the following index called RH number to present snow characters concerned with the weight and hardness of the snow cover ;

$$RH = \log (\Sigma R \times H_w),$$

where

$$\Sigma R = \bar{R} \times H$$

ΣR : total Ram hardness

The snow depth and RH number described above in mid-winter in the districts are shown in Fig. 5. The figure shows that the snow depths at seven observation sites are about 100 cm and their RH numbers ranges from 1.3 to 2.0. It means that the magitude of $\Sigma R \times H_w$ which indicated hardness and weight of the snow cover differ about 5 times under the same snow depth.

When air temperature rises and snowmelt begins in spring, the RH number decreases rapidly, as shown in Fig. 6.

It has been known from these investigations that it is easy to measure the RH number, that is, new index to present snow characters, which provides data to distinguish the characteristics of the regional snow.