



Title	大雪山における硬化雪の研究 II
Author(s)	油川, 英明; ABURAKAWA, Hideaki; 対馬, 勝年 他
Citation	低温科学. 物理篇, 30, 129-143
Issue Date	1973-03-05
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18205">https://hdl.handle.net/2115/18205</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_p129-143.pdf



## 大雪山系旭岳における硬化雪の研究 II\*

油川 英明・対馬 勝年

(低温科学研究所)

佐藤 尚之

(北海道大学院 理学研究科)

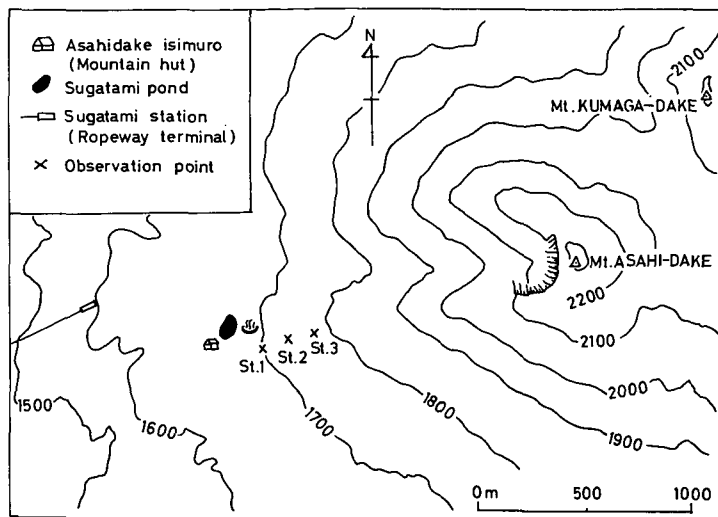
(昭和47年10月受理)

### I. ま え が き

雪は地上に積って積雪になると、圧密と変態によってその物理的性質を変えてゆく。いま、物理的性質の一つとして積雪の硬度を考えると、硬度は一般に密度と共に増すが単純な比例関係ではあらかたあてはまらない。雪質は勿論であるが、その積雪がどんな変態過程をへてきたかまたは経つつあるかによって変わるはずである。圧密化の第1要因は言うまでもなく積雪深、すなわち自重である。ところが山岳地帯には場所によって、特に風の強い尾根筋には積雪深は浅いのに密度も硬度も大きい硬化雪がある。このような硬化雪は一般にアイスバーン (Icy snow) と呼ばれている。この場合、積雪深は浅いから自重はこの雪の圧密硬化の第1要因ではありえない。他に要因を求めるとすれば風の作用と熱的な変態過程とである。山岳地帯には風成雪 (Wind packed snow) とよばれる風圧で硬化したと考えられる堅雪も見出される。アイスバーンも風成雪も共に平地積雪 (里雪) にはあまりみられない現象である。その成因が山岳特有の気象や地形的条件に支配されるとしても詳しい成因はよくわかっていない。山岳積雪の研究は雪崩の基礎的研究の一環としても平地積雪の研究におとらず重要であると考えられる。

今回の調査は、これまでの調査に引き続き大雪山系旭岳において、山岳積雪のうちとくに興味ある硬化雪について、積雪深、密度、木下硬度、気象、及び地形条件を調査し、硬化雪の生成過程、生成条件を明らかにするために行なった。大雪山系旭岳の硬化雪に関しては、これまで黒岩他<sup>1)2)</sup>が、1968年2月、1969年3月の2回、特に札幌オリンピックの雪処理に関連して報告しており、旭岳の硬化雪は密度  $0.5 \text{ g/cm}^3$ 、木下式硬度にして  $10 \text{ kg/cm}^2$  程度であることを観測した。その後、1970年2月及び3月には山田他<sup>3)</sup>が黒岩他と同じ地点の硬化雪を調査している。彼等はこの報告の中で、硬化雪が形成される時期は2月以前であると示唆している。しかし、地形的条件は同じであっても気象条件は異なるから、硬化雪の観測は長期にわたって行なう必要がある。われわれは1970年11月から1971年3月に、それにつづいて1971年12月から1972年3月にかけて観測を行なった。観測場所は第1図に示すように大雪山系旭岳の石室付近の尾根筋 (海拔約1700 m) である。この地域は1968年に降引きつづきこれまで数回硬化雪

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第1233号



第 1 図

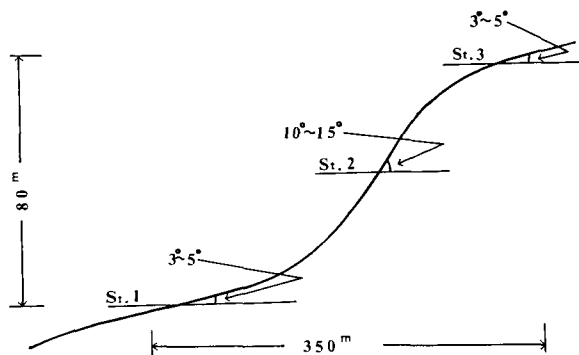
の調査が行なわれた場所である<sup>1)-3)</sup>。気象資料は、観測点から約 1 km 離れた旭岳ロープウェイ姿見駅から提供をうけた。

## II. 観測結果

3つの観測地点は第2図の断面図に示したように、傾斜と高度の違っている所に設けられた。高度の小さい方から St.1 (海拔高度 1700 m, 斜度 3~5°), St.2 (海拔高度 1740 m, 斜度 10~15°), St.3 (海拔高度 1780 m, 斜度 3~5°) とし、毎月1回積雪の断面観測を行なった。3カ所に観測点を設けたのは以下の理由による。これまでの報告<sup>1)-3)</sup>によると、1968年2月には St.2 の付近に硬化雪がみられ、1969年3月には St.3 付近に、1970年2月、3月には3カ所の観測点を包含する全区域に形成されている。水平距離 350 m, 高度差約 80 m 程のきわめて小さな地域でも、年度によって硬化雪の形成される範囲が異なるかのようなのである。これら観測点のうち St.3 は他の2点と比較して尾根上の面積が最も大きい場所にある。St.1 から北西約 500 m 離れた凹地には噴火口があり、風向きによっては各点が噴火口からでる煙の後流におおわれることがある。時によっては St.3 付近の雪面は昇華した硫黄によってうすく着色していることがあった。

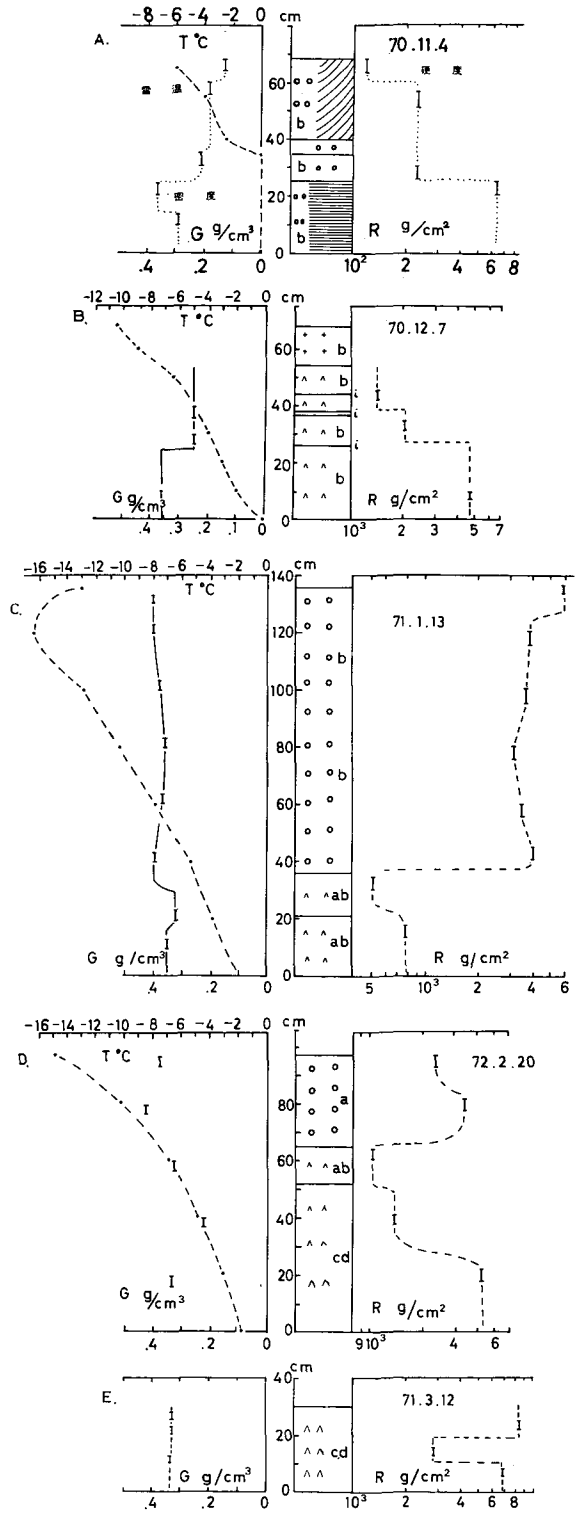
### a) St.1 の観測結果

第3図は St.1 における 1970年11月から1971年3月までの5回にわたる断面観測結果である。本来ならば一冬を通じての連続観測が望ましいことはいうまでもない。しかし



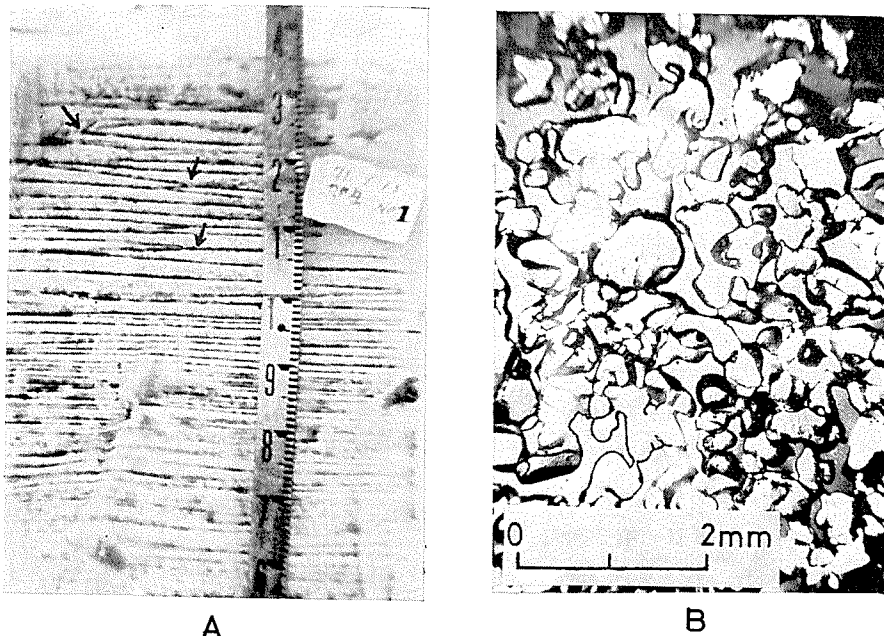
第 2 図 積雪観測地点 (St.1, St.2, St.3) の断面図

観測設備のない厳冬期の山岳ではそれは不可能なことである。これら5回の観測結果から全体的な特徴を述べると、第3図Aにみられるように初冬の11月4日の積雪深は70cmで全層しまり雪層であった。通常地面に近い層はしもぎらめ化しているのが普通であるが、この時点では降雪がそのまま沈下したことを示す水平な成層構造がみられた。しかし上層30cmの雪は強風で輸送された雪の沈降を特徴づける乱れた層構造を示していた。12月7日の観測(第3図B)では新しく降った表層の新雪を除いてすっかりしもぎらめ化していた。ただし粒度はほとんど変化していなかった。次にこのしもぎらめ雪の硬度の垂直分布を11月4日のしまり雪のそれと比較してみよう。この図にみられるごとく硬度のプロファイルはほぼ似ているが、硬度そのものの値はしもぎらめ雪の方が約10倍も大きい。そして密度も増大しているのである。積雪深は70cm位であるから、自重による沈下が密度と硬度の増加をもたらしたとは考えにくい。事実このあとで述べるように、11月4日→12月7日の間に最低気温が0°C以上の日が何日かあって、全層の雪温が0°Cになったと考えられる事実がある。雪質をあらわす記号でiと印した水平の線はこのときできた氷板をあらわしている。ところが1971年1月13日(第3図C)に断面観測を行なったときは、積



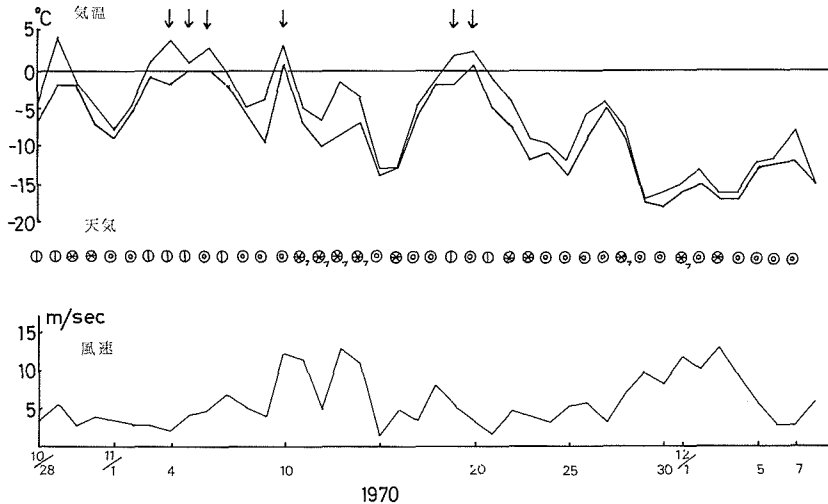
第3図 St. 1における積雪断面観測結果

雪深は図にみられるごとく、135 cm もあった。そして下層 35 cm がしもざらめ雪で上層ほぼ 1 m が均質な、粒の細かい風成雪であった。ところでこの下層のしもざらめ雪層が 1970 年 12 月 7 日に観測されたしもざらめ雪層であると考え、第 3 図で i と印した地上から 38 cm ぐらいのところにある氷板から上の層が吹きとばされ、その上に約 1 m に及ぶ風成雪がつもったことになる。ただ一寸、奇妙にみえる現象は 11 月から残っている下層のしもざらめ雪層の硬度が 12 月 7 日の値に比べて約 1/5 に減少したことである (但し密度は不変)。この硬度の減少は 1 m 以上に及ぶ風成雪の堆積によって断熱され地面付近の温度勾配がゆるくなったためと、密度が昇華変態で硬度を増す限界値に達していなかったためと考えられる。この点についてはこの後で述べる。さてこのしもざらめ雪層の上に堆積した風成雪の断面にインクをかけると、第 4 図 A のように細かい成層構造がみられた。風成雪層の平均密度は  $0.35 \text{ g/cm}^3$ 、平均硬度は  $4 \text{ kg/cm}^2$  で、第 4 図 B はその薄片の顕微鏡写真である。この薄片写真からも明らかなように、風成雪は粒径が小さく、やや丸味をおびた雪粒でうまっている。風が弱い時、降雪が沈降してできる成層構造の縞は互に地面に平行で交わることがない。しかし風成雪の断面にみられる縞模様は第 4 図 A の矢印で示すように、ところどころで交わっていて完全に平行でない。これは強風で雪面を輸送されてくる雪の堆積にムラがあるからである。地形が複雑で風の乱れが大きい場所にてできる風成雪や吹溜りの積雪層構造は、一般に第 4 図 A よりもひどく乱れたものになる。第 3 図 D はつづく 1971 年 2 月 20 日の同じ場所の積雪断面である。このときは地面から高さ 60 cm までの雪がしもざらめ化していた。そして下層の地面に近い、古いしもざらめ雪層の硬度は再び増加し、 $5 \text{ kg/cm}^2$  をこえ、粒径も大きくなった。さらに 1971 年 3 月 12 日の観測では、図 E に示すように、積雪深は、わずかに 30 cm で、表面硬度は  $8 \text{ kg/cm}^2$  を越えるしも



第 4 図 A: 風成雪の成層構造, B: 風成雪の顕微鏡薄片写真

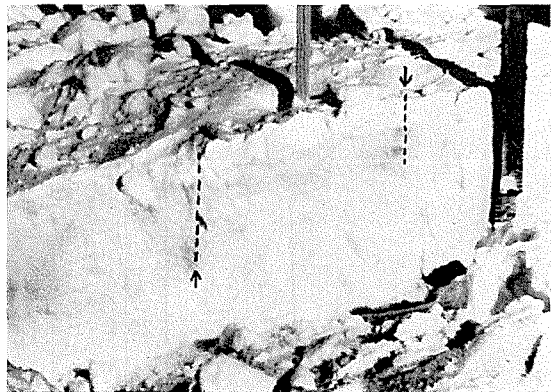
ざらめ雪に変わった。このように積雪深が浅く、内部に強い温度勾配が生ずると霜の結晶が沿直に配列する傾向を生じて、硬度は増す。この硬化雪は、1970年11月4日に観測された最下層が残っていたものであることを強調しておこう。これより上に積る雪は、ある場合には1mを越すかと思えば、それはいつのまにか強風でふきとばされるというように、激しい盛衰をくりかえす。山岳の尾根筋に積る雪は平地積雪のように、いったん根雪になると春の融雪期までその場所に安定にとどまることはまれである。



第5図 旭岳姿見駅における気象観測結果

11月4日と12月7日との断面観測結果を現地での気象資料と照合してみよう。第5図は旭岳姿見駅で毎日8, 9, 12, 14時に観測された天気, 平均風速, 及び気温の最高, 最低値をグラフにしたものである。このデータには、夜間の観測値が含まれていない。夜間の気温はこのグラフに示された値以下に下がることはあり得る。姿見駅での積雪は11月29日から始まっている。第5図に見られるごとく、11月4日の観測から12月7日までの間に最低気温が0°C以上の日が数日観測されている(図中矢印)。

そんな日には積雪は融解をおこしたものと考えられる。積雪表面で融けた水は積雪の中に浸透し止水面に達するとそこに満留しやがて凍って氷板を形成するであろう。11月4日に観測された積雪の中には氷板は見られなかったが、12月7日に観測した時は、3枚も見いだされたのはこのためであろう。そして積雪の密度も表面の新雪を除いて平均0.23 g/cm<sup>3</sup>から0.30 g/cm<sup>3</sup>と増加している。この融雪と融雪水の浸透を証明するのはあらかじめ

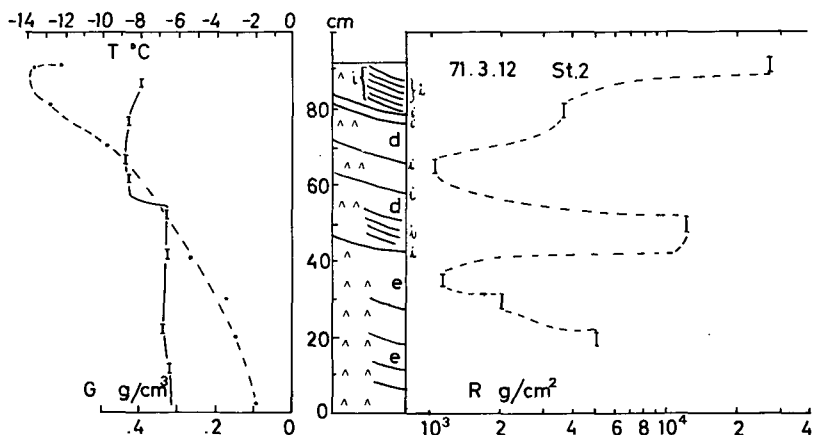


第6図 エオソンの流下(積雪断面にうす黒く流れている部分が水に溶けて流下したエオソン)

め積雪内に入れておいた粉末エオシンの斜面の最大傾斜方向への流動である。第6図の写真は、11月4日に粉末のエオシンを積雪に垂直に切った狭い溝の中(矢印で示す)へ入れておき、12月7日の観測時に掘りおこして写真にとったものである。積雪の壁にうす黒く広がっているものがエオシンである。エオシン粉末は水溶性の染料であるから明らかに融雪水に溶けて拡散流動したことを示す。ただここに一つ注意しておかねばならないことがある。それは、この積雪が11月4日から12月7日の間に、数回気温融雪をこうむっているにもかかわらず、12月7日に観測した積雪の粒径はほとんど11月4日の観測のそれと変わっていないという点である。この事実は、たとえ数回にわたる気温融雪があったとはいえ、とけつつあった時間のごくわずかで、融雪水は積雪粒子の表面をうすい膜になって流れる、いわゆる被膜流<sup>4),5)</sup>をしたものと考えられる。しかしこの程度の融解であっても、いったん凍ると硬度は大幅に増大するはずである。12月7日の観測では、これら融解を経験した積雪粒子がしもざらめ化していたのであるが、それは第5図に見られるごとく、12月20日以後の気温低下によって積雪内部に生じた温度勾配によるものである。強い温度勾配は積雪内部での水蒸気の移動を促進する。かくて12月7日に見いだされた下層の厚い氷板は、1月13日の観測ではきわめて薄い氷板に変わり、やがて2月20日の観測ではまったく消失してどこにも見いだすことは出来なかった。これと同時に、粒度はCないしDまで大きくなっている。第3図Eに示すように、硬度は3月12日には最高 $8.4 \text{ kg/cm}^2$ まで大きくなっている。このように山岳の積雪は厳冬期といえども、たまに訪れる暖期と日射によって融解と凍結をくり返し、密度と硬度を増していく。そして強風にさらされている場所では、積雪深は浅いので強い温度勾配ができ、縦方向につながるしもざらめの成長を促すであろう。これが硬化雪形成の一つの機構である。

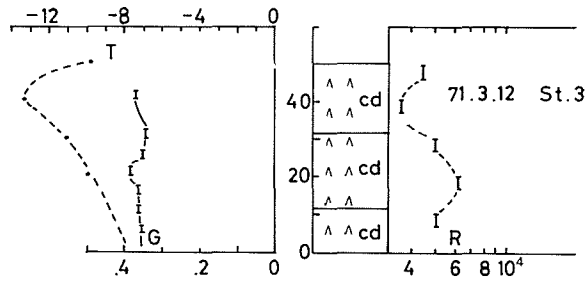
#### b) St. 2 と St. 3 の観測結果

次に St. 2 と St. 3 における積雪の観測結果について簡単に述べる。第2図に示す様に、St. 2 は St. 1 と St. 3 との中間に位置しているが、斜度は両地点よりも2~3倍急である。断面観測は St. 3 では St. 1 の観測と同じく1970年11月4日、同12月7日、1971年1月13日、同2月20日、同3月12日と5回行なった。(St. 2 は11月4日が欠測で12月7日より4回行なっ



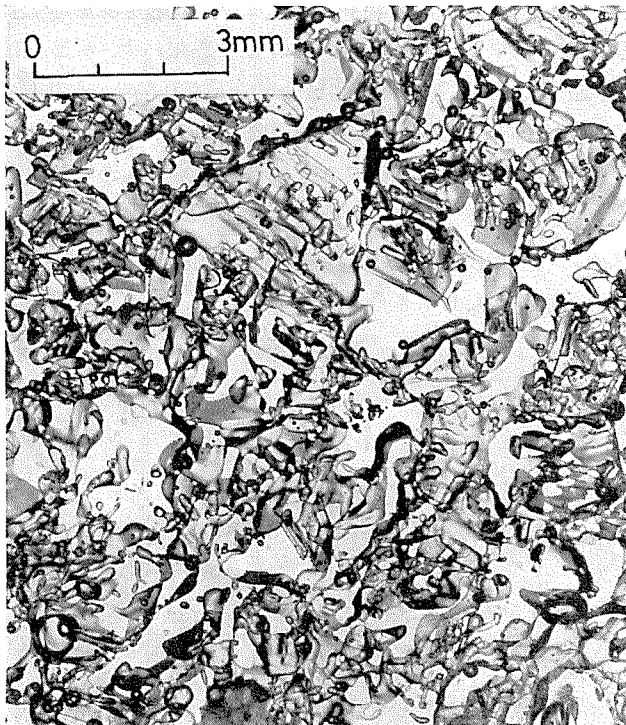
第7図 St. 2 における1971年3月12日の積雪断面観測結果

た。)これら3つの観測点は第1図の地図の上では互に接近しているから一寸と考えると積雪量、雪質などに大きな地域的差があるようには思われれない。しかし、せまい尾根の上では、風速や風向は地形の影響で大きくちがう。従って降雪量はもとより、風で輸送されてくる地吹雪量も大いに異なるはずである。事実、3



第8図 St.3における1971年3月12日の積雪断面観測結果

地点の同じ日における積雪量、硬度分布などは互に相関が見出せない程異なっていた。全部の観測値を掲げるのは繁雑になるので、第7図と第8図にSt.2とSt.3の1972年3月12日の断面観測の結果を掲げる。第7図にみられるように、斜度の急なSt.2の積雪深は約90cmであるが、斜度がSt.1にほぼ相等しいSt.3のそれは、第8図のごとく僅かに50cmである。また、St.2の積雪の表面硬度は27kg/cm<sup>2</sup>という大きさで、断面を掘ってみると無数の氷板が入っていた。雪質は全層しもぎらめ雪で、粒径も大きい。最上層の薄片を作ってその組織をみると、第9図のように大きな霜の結晶がつながりあっていた。このような硬い雪は春先の光をうけて輝いているアイスバーンの代表的なものである。第7図の断面構造に示すように、内部に入っている多くの氷板は、この斜面がSt.1とSt.3のゆるい斜面に比べ、日射を多くうけて



第9図 硬化雪の顕微鏡薄片写真(1971年3月12日, St.2の表面)

融雪量も多かったことを暗示している。

### III. 考 察

#### a) 山岳積雪と平地積雪の硬度の比較

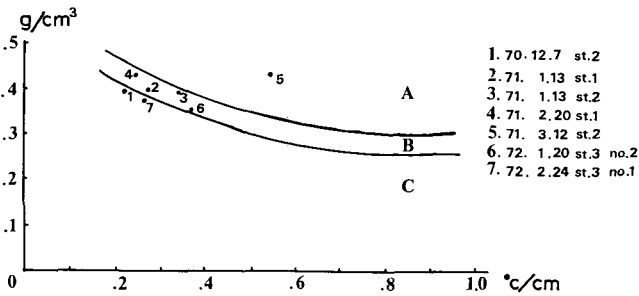
これまでの観測によると、大雪山系旭岳の尾根では11月から12月にかけての積雪硬度の変化が特に著しい。このことから積ってからの変態速度がはやい山岳積雪の硬度は同一密度の平地積雪の硬度に比べて大きいことが予想される。木下<sup>6)</sup>は1960年、平地積雪について、密度 $\rho$ と硬度 $H_p$ との関係を調べ $H_p = 100 \rho^4$ という実験式が成り立つことを見出した。この実験式は、雪温が $0 \sim -9^\circ\text{C}$ の範囲でのしまり雪の測定地から求められたものである。大まかに言うと、雪温がだいたい $-5^\circ\text{C}$ でのしまり雪の硬度と密度との関係を表わすものと考えて差しつかえない。第1表は、山岳積雪の例としてSt.3の1970年11月と12月に観測した積雪硬度分布をまとめて表にしたものである。ここで、 $H_0$ は実測された値、 $H_p$ は木下<sup>6)</sup>の式を用いて各層の積雪の密度の値から計算された硬度、 $H_{-5}$ は対馬の式<sup>7)</sup>によって $H_0$ の値を雪温が $-5^\circ\text{C}$ における値に換算したものである。従って $H_{-5}/H_p$ は大雪山で観測された積雪の硬度と、同一密度の平地積雪の硬度との比を表わすので、この値が大きい程平地積雪に比較し、硬度が大きいわけである(ただし、 $H_p$ は雪質をしまり雪とした時の硬度である)。これで見ると、11月はこの比は1.5以下で平地積雪と余り変わらない。しかし、12月では最高で11倍、最低で約4倍近くも硬度が大きくなっていることがわかる。このような硬度増加の原因は、第5図の気象資料に見られるように気温が $0^\circ\text{C}$ 以上の日が数日もあり、そのため融解変態によって積雪の粒子と粒子との結合が強固になった結果と考えられる。融解をとまわず、昇華だけで積雪が硬化してゆくためには、後でも述べるが、積雪層の密度が少なくとも $0.3 \text{ g/cm}^3$ 以上のものであることが必要である。積った雪が自重によらず、密度が $0.3 \text{ g/cm}^3$ 以上になるためには融雪水の侵透によるか、または粒度の小さい雪片が強風により圧密され、いわゆる風成雪を形成するからである。融解があった場合は、1970年11月から12月、風成雪の場合は1971年1月に見られた(第3図C)。この時の風成雪の平均硬度は平地積雪の硬度と比較して1.4倍強である。顕微鏡薄片で組織を観察すると硬化雪はかたしもざらめ雪から成り立っている。かたしもざらめ雪は、積

第1表 St.3における1970年11月4日と12月7日の積雪硬度分布表

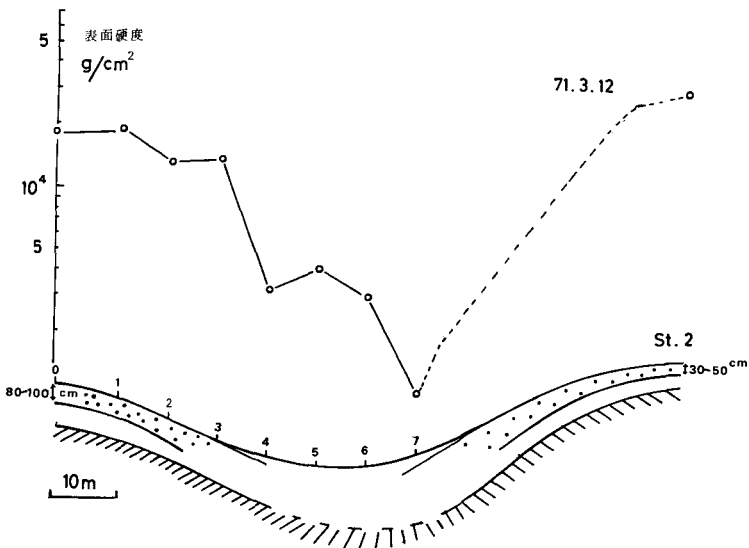
cm	11 月				12 月			
	$H_0$ kg/cm <sup>2</sup>	$H_{-5}$	$H_p$	$H_{-5}/H_p$	$H_0$	$H_{-5}$	$H_p$	$H_{-5}/H_p$
84	0.25	0.24	0.27	0.89				
70	0.17	0.14	0.13	1.08	(65) ……			
60					3.9	3.3	0.29	11.38
50	0.09	0.08 <sup>5</sup>	0.06	1.42				
40					4.4	4.6	1.20	3.83
30	0.28	0.27	0.19	1.42				
20					8.9	9.8	1.50	6.53

$$H_{-5} = \frac{H_0}{1 - 0.0606(T-5)} \quad H_p = 100 \rho^4$$

雪内の温度勾配が大きく、かつ積密雪度が大きい程形成されやすい<sup>8)</sup>。このことに関して秋田谷<sup>9)</sup>は低温室内の実験において、密度  $0.35 \text{ g/cm}^3$  のしまり雪の2つの雪塊にそれぞれ  $-0.22^\circ\text{C/cm}$ 、 $-0.89^\circ\text{C/cm}$  の温度勾配を与え同じ日数だけ放置した後、硬度を測定した。その結果によると温度勾配の大きい方がはるかに硬度を増した。彼は薄片観察の結果、硬化した主な理由は、密度が  $0.35 \text{ g/cm}^3$  以上の雪の場合には、小さい結晶が大きなスケルトン型の霜の結晶同志をくっつけたためであると考えている。秋田谷はまた、積雪の硬度が昇華変態によってはじめよりも大きくなる為の臨界密度と臨界温度勾配の関係を求めた<sup>8)</sup>。その関係をグラフに書くと第10図のようになるが、これに我々の観雪結果を書き入れたのが黒丸である。第10図においてAは、はじめよりも硬度が増加する領域、Bは変化のない領域、Cは硬度がかえって減少する領域である。観測値(1~7)はBの領域にほとんど含まれているが、これらの温度勾配の値は、全て日中晴天時に観測された雪温から求められたものである。従って、気温が下がる夜間や吹雪の場合では温度勾配が急になり、これら1~7の点はグラフの上で右側(A領域)へ移動すると考えられる。これらの結果から、強い温度勾配によって観測点の積雪が硬度を増加してゆくのであろう。



第10図 秋田谷<sup>8)</sup>の実験による硬度増減に関する密度と温度勾配のグラフ。  
1~7点は、著者らの旭岳における観測結果



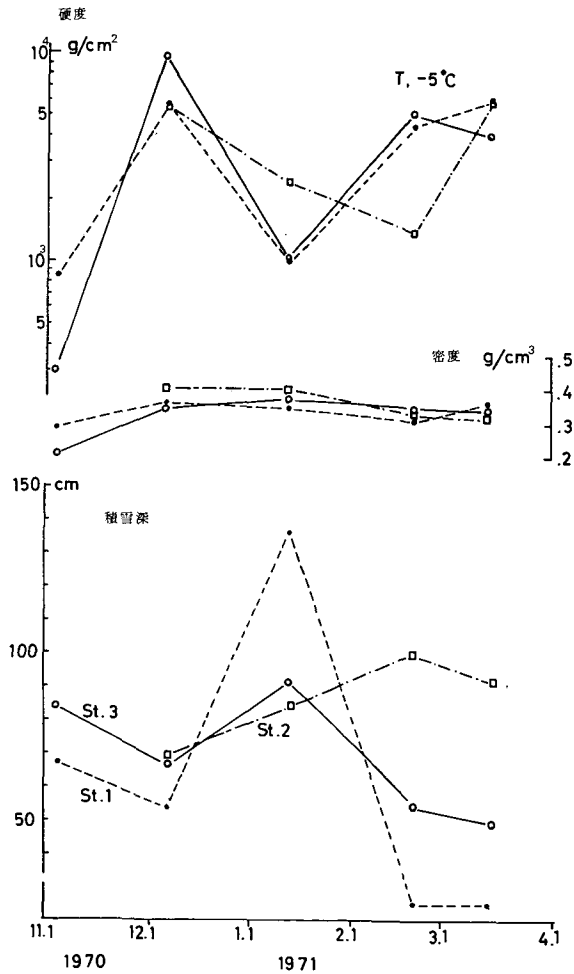
第11図 硬化雪の埋没断面図と表面硬度

**b) 積雪深と硬度の関係**

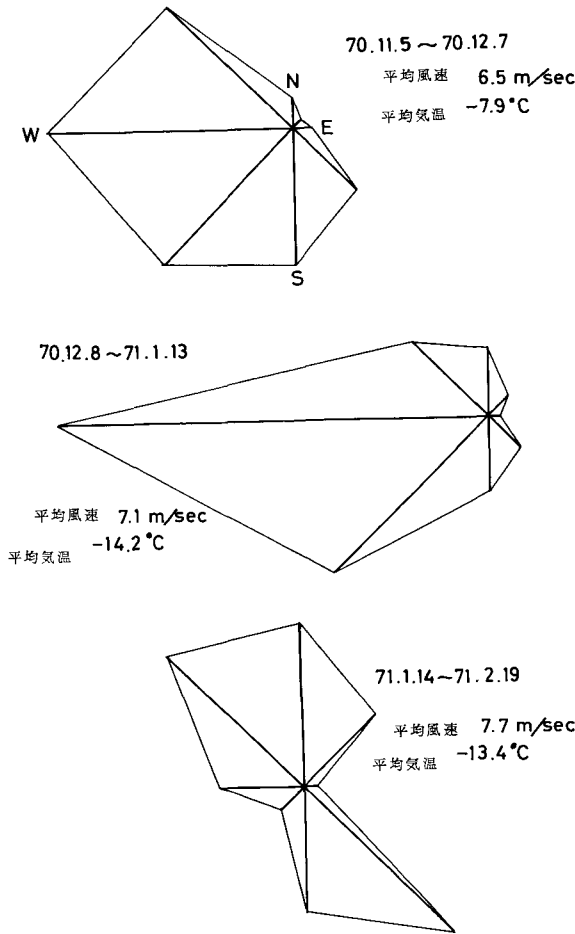
積雪内部の温度勾配が大きくなるためには、積雪深が小さい程有利となる。従って、積雪深が小さい程、硬度が大きいう現象は自然の山岳積雪においてもなりたつ。我々は旭岳の観測点 St. 2 の積雪が少ない尾根から、積雪の多い谷部を横断して、となりの尾根まで積雪の硬度分布を調べた。第 11 図がその結果である。図から明らかなように、尾根近くの積雪深が小さいところでは硬度が大きく、谷部へ向って積雪深が増すとともに硬度は小さくなっている。硬度は積雪深と逆の相関を示している。積雪深のプロフィールは積雪断面観測と 10 m 間隔でのボーリングで求めた。積雪深が大きくてボーリングができなかった場所は点線であらわした。

第 12 図は St. 1, 2, 3 における積雪深の変化と最下層 (0~20 cm) の雪の硬度との関係を示した。この場合も明らかに積雪深と硬度の値とは逆の相関がある。

第 13 図は、大雪山系旭岳の冬季における風向分布図であるが、この図と積雪深の変化を示



第 12 図 積雪深と積雪最下層 (0~20 cm) の硬度との関係

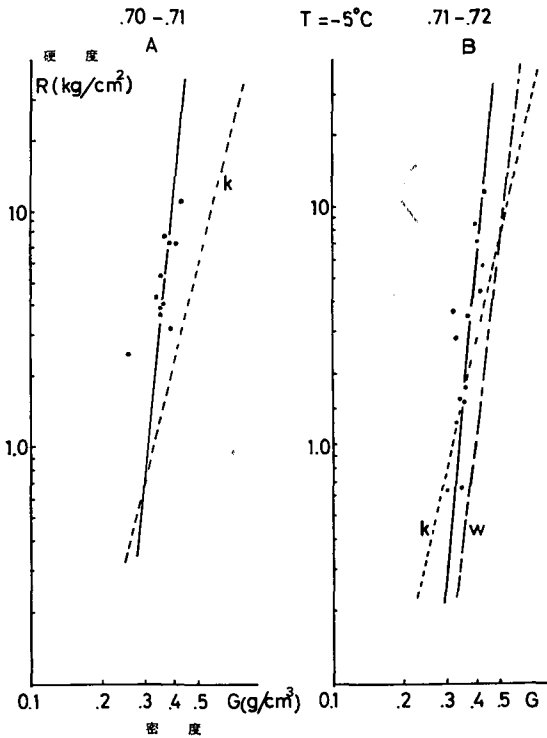


第13図 旭岳姿見駅での風向分布図

す第11図とを対照してみると次のことが言える。つまり、西風が卓越している12月から1月中旬の間では積雪深が増し、1月中旬から2月中旬にかけて南北寄りの風が卓越している期間は積雪深が減少している。第1図に示したように、観測点の設けられた尾根は西方向に伸びているので、尾根と平行した風が卓越している場合は尾根上の積雪が増し、尾根と垂直方向に吹く風が卓越している場合は尾根上の雪が吹きとばされて積雪深が減少するのであろう。ただし、このことは斜度のゆるい St.1 と St.3 では成り立っているが、斜度の急な St.2 では必ずしも成り立っていない。

c) 硬化雪の密度—硬度の関係

1970~71年の冬に行なわれた積雪の密度と硬度との関係を、両対数のグラフに表わすと第14図のAようになる。同様の観測を同じ場所で1971~72年の冬にも行なったが、その結果が第13図のBである。Aの結果を実験式で表わすと、硬度を  $R(\text{kg/cm}^2)$ 、密度を  $G(\text{g/cm})$  とした場合、 $R=4.84 \times 10^4 G^9$ 、B図の結果は  $R=5.68 \times 10^4 G^{10}$  となる。これらの結果はしまり雪に関する木下の式<sup>6)</sup>  $R=100 G^4$  (図では点線で示す)、またぬれざらめ雪に関する若浜他<sup>10)</sup> の式

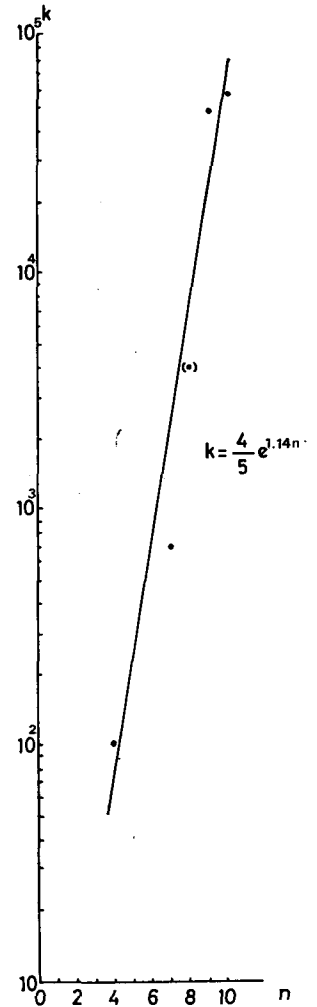


第14図 硬化雪の硬度—密度の関係（硬度は、対馬の式<sup>7)</sup>を用いて -5°Cの雪温硬度に換算した値）

$R=700G^7$  (図では破線で示す) よりも大きい指数を示す。A図では木下の直線との交点は、密度  $0.29\text{ g/cm}^3$  で、硬度  $0.65\text{ kg/cm}^2$ 、B図では  $0.33\text{ g/cm}^3$ 、 $1.7\text{ kg/cm}^2$  である。このことから密度が  $0.3\text{ g/cm}^3$  程度よりも小さい場合には、積雪がしもざらめ雪になると平地積雪よりも硬度は小さくなる可能性があることがわかる。それ故、積雪が硬化雪となるために必要な密度の条件は  $0.3\text{ g/cm}^3$  以上であり、積雪の温度勾配の効果を考えると圧密によってではなく、積雪初期にこの条件を満たしていなければならないであろう。これまで求められてきた密度と硬度の関係をあらわす式において、係数 ( $K$ ) と指数 ( $n$ ) との関係をグラフにすると、 $K = \frac{4}{5} e^{1.14n}$  の式で表わされる (第15図)。そうすると硬度—密度の関係式は一般に

$$R = \frac{4}{5} e^{1.14n} G^n$$

と書き表わすことができる。ここに、しまり雪では  $n=4$ 、ぬれざらめ雪  $n=7$ 、成瀬他<sup>11)</sup> の求めた南極の積雪 (ただしカナデアンゲージによって測定した結果)  $n=8$ 、旭岳硬化雪  $n=9\sim 10$  である。この  $n$  はいうまでもなく、積雪の構造組織に関する大切な因子であると考えられる。



第15図  $R=kG^n$  における  $k$  と  $n$  の関係

#### IV. 結 び

冬の大雪山系旭岳において、硬化雪の調査を1970年11月より1972年3月まで行なった。厳冬期、現地で積雪断面観測を行ない、硬化雪の形成過程を調べた。

調査地点は旭岳石室近くの海拔1700 mで、西方向に伸びた尾根筋である。

結果は次のとおりである。

積雪深の小さい山岳積雪が機械的な圧密によらずして硬化し、いわゆるアイスパーンになる機構は大ざっぱに二つある。それは融解変態と昇華変態である。融解変態は、主として冬の初めと冬の終りにおこるのであろう。昇華変態は主として中間の厳冬期におこる。冬のはじめ、時々おとずれる暖気によって積雪は融解するが、山岳であれば、平地とはちがって融雪速度は小さく、融雪水は被膜流下の程度にとどまるであろう。このように積雪は融解を経験することによって積雪全体の硬度を増してゆくほか、止水面によって氷板が形成されることによっても硬度を増す。真冬になると昇華変態が優先するようになる。昇華変態を促進するのは温度勾配である。温度勾配は積雪深の大小によって変るが、積雪深が小さい程変態速度が増すことは当然である。薄片観察によると昇華変態をうけた硬化雪は太い霜の結晶が、強固につながりあった構造をもつ。温度勾配による変態で、硬度が増すためには密度が少なくとも $0.3\sim 0.35\text{ g/cm}^3$ 以上なければならないが、自然に発達している硬化雪は、勿論この条件を満しているわけである。積雪の密度と硬度をあらわすと、一般式で $R = \frac{4}{5} e^{1.14n} G^n$ となったが、我々の観測した硬化雪では $n=9\sim 10$ であった。この値は平地積雪のしまり雪やざらめのそれよりもはるかに大きい値である。

#### 謝 辞

この研究調査は、北大低温科学研究所の黒岩大助教授の指導によって行なわれた。調査に際しては、若浜五郎教授、藤野和夫助教授から適切なる指導と援助を受けた。故田沼邦雄助教授、遠藤八十一助手、大学院学生石川信敬君、河村俊行君、西尾文彦君、石本敬志君からは、観測に際し多くの協力を得た。大雪山ハイランド株式会社には、非常に観測の便宜をはかっていただいた。

以上の各位に厚く感謝する。

また、観測結果及び原稿に対して検討と批判をいただいた小島賢治教授、清水弘助教授、秋田谷英次助手、小林大二助手に深く謝意を呈する。

なお、この研究に用いた費用の一部は、文部省特定研究「積雪の変態過程の地域的特性の総合的研究」一代表者吉田順五一から支出された。

#### 文 献

- 1) 黒岩大助・小林楨作・若浜五郎・藤野和夫・堀口 薫・田沼邦雄・鈴木重尚・成瀬廉二・北原武道・佐藤尚之 1968 下藤野リージュコース, 北の峰アルペン競技コース, 及び大雪山アイスパーンの雪質調査. 低温科学, 物理篇, **26**, 249-267.

- 2) 黒岩大助・若浜五郎・藤野和夫 1969 大雪山及び八方尾根における硬化雪の調査. 低温科学, 物理篇, **27**, 247-254.
- 3) 山田知充・対馬勝年・油川英明・佐藤尚之・中尾正義 1970 大雪山における硬化雪の研究. 低温科学, 物理篇, **28**, 155-164.
- 4) 若浜五郎 1963 積雪内に於ける融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.
- 5) 吉田順五 1968 融雪水の積雪内滲透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
- 6) 木下誠一 1960 積雪の硬度 I. 低温科学, 物理篇, **19**, 119-134.
- 7) 対馬勝年 1972 温度による積雪の硬度変化 II. — $-5^{\circ}\text{C}$  から  $-55^{\circ}\text{C}$  での硬度の測定—, 低温科学, 物理篇, **30**, 47-52.
- 8) 秋田谷英次 1972 印刷中.
- 9) 秋田谷英次 1965 しもぎらめ雪の研究 II. 低温科学, 物理篇, **25**, 37-47.
- 10) 若浜五郎・清水 弘・秋田谷英次・成瀬英器・田沼邦雄・山田知充・成瀬廉二・北原武道・佐藤尚之・石川信敬・河村俊行 1969 大雪山の溪雪調査. 低温科学, 物理篇, **27**, 181-194.
- 11) 成瀬廉二・遠藤八十一・成田英器・山田知充 1972 南極昭和基地付近の内陸地域で採取された 10 m 深の積雪コア解析. 南極資料, **45**.

### Summary

A series of field study was carried out on alpine hard snow in the area of the Asahidake, Daisetsu Mountains, Hokkaido, during the last two winters: the first period from November, 1970, to March, 1971, and the second period from December, 1971, to March, 1972.

Pit observations of the snow cover in this area were made once a month through those periods to investigate the times, conditions and processes of formation of hard snow.

These observation sites were set up in a location on a west mountain ridge near the Ishimuro, a stone hut, Mt. Asahidake, the elevation of which was approximately 1700 m above sea level. The following results were obtained:

- 1) It was presumed that hard snow was formed during the period from the latter part of November to the early part of December. The snow was compact in early November; it changed into depth hoar in early December. During this period, the snow density increased by 30~50% and the hardness of snow (by Kinoshita's gauge) by 8~30 times. Such an increase of density and hardness of snow could be caused by penetration of water, which comes from sleet and snow melt at the surface of the snow cover because of high air temperature early in winter, into the snow cover, thus forming ice layers. Hereafter, no such abrupt increases of density and hardness of snow were observed until March.
- 2) It was observed that formation of hard snow predominated on a steep mountain ridge with the considerably thin snow cover (up to a thickness of 50 cm) and strong winds blowing perpendicularly to the ridge line.

A large temperature gradient is easily generated in such a thin snow cover by the descending of air temperature and/or the snow surface radiation at night; depth hoar is actively formed in such a snow cover.

Akitaya's experiment<sup>7)</sup> in a laboratory showed that hard depth hoar was obtained from the snow, the density of which was larger than  $0.35\text{ g/cm}^3$ , with the temperature gradient in the snow cover,  $-0.5^{\circ}\text{C/cm}$ .

The snow of the observation site was compact snow with a density of  $0.3 \text{ g/cm}^3$  or more and the temperature gradient generated in the snow cover was larger than the critical value to form hard depth hoar which varied depending upon the density of the original snow that fell in early November. Therefore it was reasonably presumed that formation of hard depth hoar resulted in alpine hard snow. It was also considered that strong winds played an important role to increase the density of the original snow by wind packing action.

3) As Tusima's experiment<sup>6)</sup> showed, the hardness of snow varied depending upon the snow temperature, whereby all the values of hardness of snow obtained by this observation were converted into the values at  $-5^\circ\text{C}$ . The relations between density and hardness of snow at  $-5^\circ\text{C}$  were given in Fig. 14: the graph A was the result of the observations in 1970~1971, and the graph B, that of 1971~1972. From these results, empirical formulas were obtained as follows:

$$R = 4.84 \times 10^4 G^9 \quad \text{for period I,}$$

$$R = 5.68 \times 10^4 G^{10} \quad \text{for period II,}$$

were  $R$  is hardness of snow by Kinosita's gauge in  $\text{kg/cm}^2$ , and  $G$  snow density  $\text{g/cm}^3$ .

As shown in Fig. 14, the result on alpine hard snow did not coincide with the result obtained by Kinosita on the snow at a low altitude, making an intersection somewhere around  $0.3 \text{ g/cm}^3$  in density. The alpine hard snow showed a larger value of hardness than the snow at a low altitude for the same density of snow, if the density was larger than  $0.3 \text{ g/cm}^3$ . It is considered that the alpine hard snow was formed by considerably different processes under different conditions from the snow at a low altitude.