



|                  |   |
|------------------|---|
| Title            | 積雪層の粘性圧縮 II   |
| Author(s)        | 小島, 賢治; KOJIMA, Kenji   |
| Citation         | 低温科学. 物理篇, 15, 117-135  |
| Issue Date       | 1956-11-30  |
| Doc URL          | <a href="https://hdl.handle.net/2115/17917">https://hdl.handle.net/2115/17917</a> |
| Type             | departmental bulletin paper   |
| File Information | 15_p117-135.pdf   |



## 積雪層の粘性圧縮 II\*

小島賢治

(低温科学研究所 応用物理学部門)

(昭和31年8月受理)

### I. はしがき

前回の報告「積雪層の粘性圧縮 I」<sup>1)</sup>で、積雪が野外に自然に積っている状態で示す圧縮粘性係数の測定結果を、1954-'55年の札幌の積雪について報告した。粘性係数を求めるには、まず、積雪を形成している雪の各層毎に、その厚さと密度とを日を追うて測定し、各層の厚さ或は密度の変化速度とこれらの層が受けていた雪圧とを決定した。雪層の厚さの変化、または密度の変化から、積雪層の圧縮速度がきめられるが、これは雪層が形成された時から日を経るに従つて次第に減少して行く。圧縮粘性係数は雪層が受ける雪圧と雪層の圧縮速度との比として定義されるが、各層の粘性係数は日がたつと共に次第に大きくなる。前回の報告では40~60日間にわたる粘性係数の時間的変化を各層毎に求め、その時間的変化を簡単な数式で表わすことが出来た。そして、このとき粘性係数測定の対称とした積雪の各層はいずれも、「新雪」から典型的な「しまりゆき」へと変化し、融雪水の滲透によつて出来る「ざらめ雪」或は積雪の中の温度勾配の影響で出来る「霜ざらめ雪」などはこれらの層には全く含まれていなかった。従つて、前回の測定結果は新雪からしまり雪へかけての変化期間及びしまり雪の老成期間についてのものであつたわけである。そして、普通の場合、北海道の多雪地帯では新雪—しまり雪の期間が積雪期間の大部分を占めている。

ところが、1955-'56年の冬は、札幌地方の積雪は非常に少なく、その上、2月初旬までは低温の日が多かつたので、積雪の中には大きい温度勾配が現われて、積雪の粒子構造は「しまり雪」とは著しく異なる「霜ざらめ」となつた。霜ざらめはドイツ語名 *Schwimmschnee* (浮游雪) に近いものであるが、筆者は斎藤練一の分類<sup>2)</sup>にある「霜ざらめ」という名が最も適切であると考え、以後この分類名を用いることにする。一般に霜ざらめは、厚い積雪の下部、地面と接するところでき易いものである。したがつて研究するのにも困難であるし、また、非常に弱い構造なので、これが斜面の積雪の下層にできると、なだれの原因となると考えられている。今回の報告は、積雪が新雪から霜ざらめになつた2月初旬までの期間について、粘性係数

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第343号

の測定を行つた結果である。

2月初旬以後は気温があがり、積雪は全層にわたつて普通のざらめ雪になつた。ざらめ雪では圧縮速度が小さく、また水平方向に一様でないことが多いので、ここで採用した方法による粘性係数の測定は困難である。ざらめ雪についての粘性係数測定は将来にまつことにする。

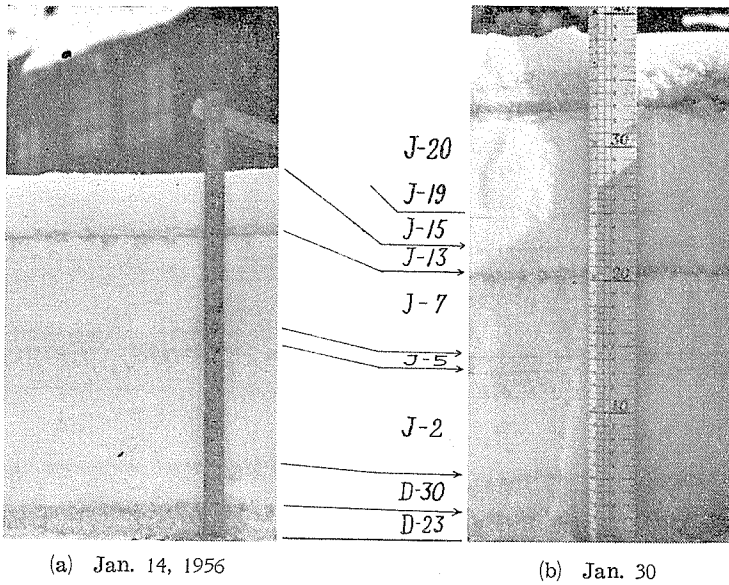
## II. 測定法

積雪各層の厚さと密度とを普通5日おきに測定し、その間に新雪が降ればその都度、新雪部分についての測定を行つた。雪の層の厚さと密度の測定方法は前回の報告で述べたのと全く同じ「断面測定」である。すなわち、積雪のなかに地面にとどくまでの穴を掘り、穴の壁に現われた積雪断面について、雪層の厚さと密度とを測定した。ただ、今回は測定に使う場所を根雪になる前にあらかじめ地ならしをして、土の表面をたいらにしておいたことと、断面測定ごとに必ず積雪断面の写真を一定距離から撮影しておき、写真による層の厚さの測定を加えたことが前回と異なるだけである。しかしこのようにしても、積雪全体の厚さが薄かつたため、ひとつひとつの層が薄いばかりでなく、その変化速度が小さく、層の厚さの変化の測定結果は相対誤差が大きかつた。それで結局、密度の測定値をもとにして各層の圧縮をしらべた。ひとつの層の中で密度の勾配があるときは、その平均値をとつてその層の密度とした。

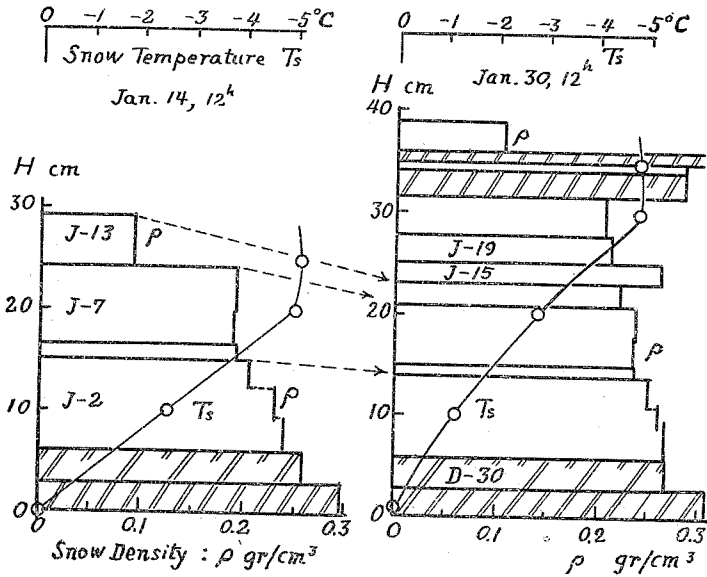
雪の粒子構造をしらべるためには、結晶の顕微鏡写真を5日又は10日おきに撮影した。雪の温度分布は細いアルコール寒暖計を用いて、なるべく頻繁に測定した。

## III. 積雪の成層状況と各層の雪質

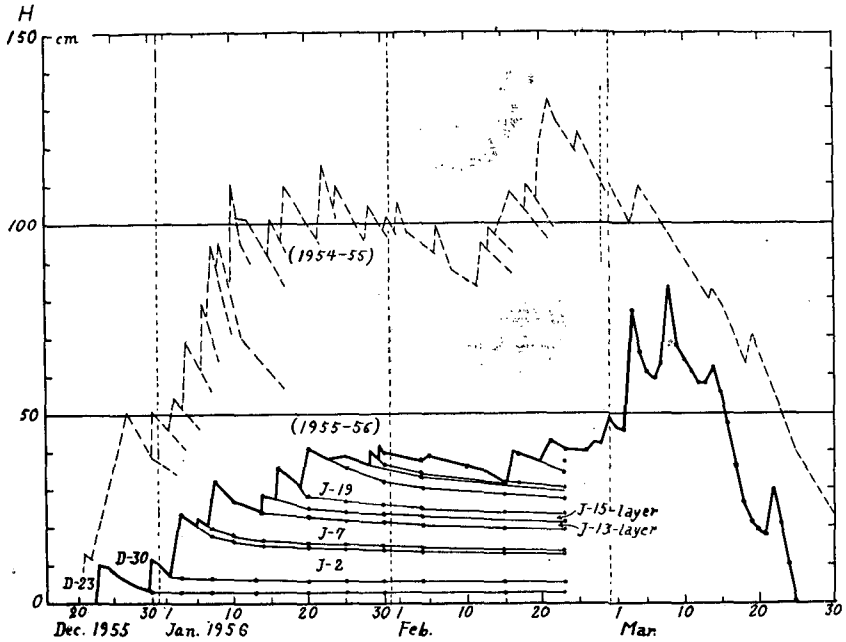
第1図は1956年1月14日と1月30日の測定場所に於ける積雪の切口の写真である。D-23, J-2等の記号は層の名称をその層が降積つた月日であらわしたもので、月の英語名の頭文字と降終つた日を組合せたものである。(前回の報告にある昨年の雪では、下層から順にA, B, C……と名付けた。)例えばD-23は1955年12月23日の雪、J-2は1956年1月1日から2日にかけて降積つた層である。左右の写真の対応する層の境界を線で結んで、層の厚さが縮んでいる有様を示した。この写真の切口について、各層の厚さと密度を測定した結果を示したのが第2図で、これと同時に測定した雪の温度分布も重ねて書き入れてある。図中、斜線を施してある層は融雪のために出来たざらめ雪である。この図は多数の測定のうちから2例だけを取り出したものであるが、このような積雪の断面測定を12月23日から2月4日までに10回、それ以後に6回行つた。それらの測定結果をもとにして、積雪全体の深さと各層の厚さに関する成層変化を図示したのが第3図である。2月15日以後は、それ以前に降積つた雪が全部ざらめ雪となり、層の境界がはつきりせず、又、筆者が用いた密度計の採雪器では一定体積(121 cm<sup>3</sup>)の試料を取出すことが出来なくなつたので、第2図のような密度分布の精確なもの



第1図 積雪の鉛直断面。J-2, J-5等の記号は各層の名称とそれらが形成された月日をあらわす。例えば、D-30は12月30日に、J-2は1月1日~2日に降積つて出来た層である。



第2図 積雪の密度  $\rho$  と温度  $T_s$  の垂直分布の例。第1図の写真にうつっている雪の切口について測定したものである。縦軸は地上の高さ、横軸は密度と雪温を示す。

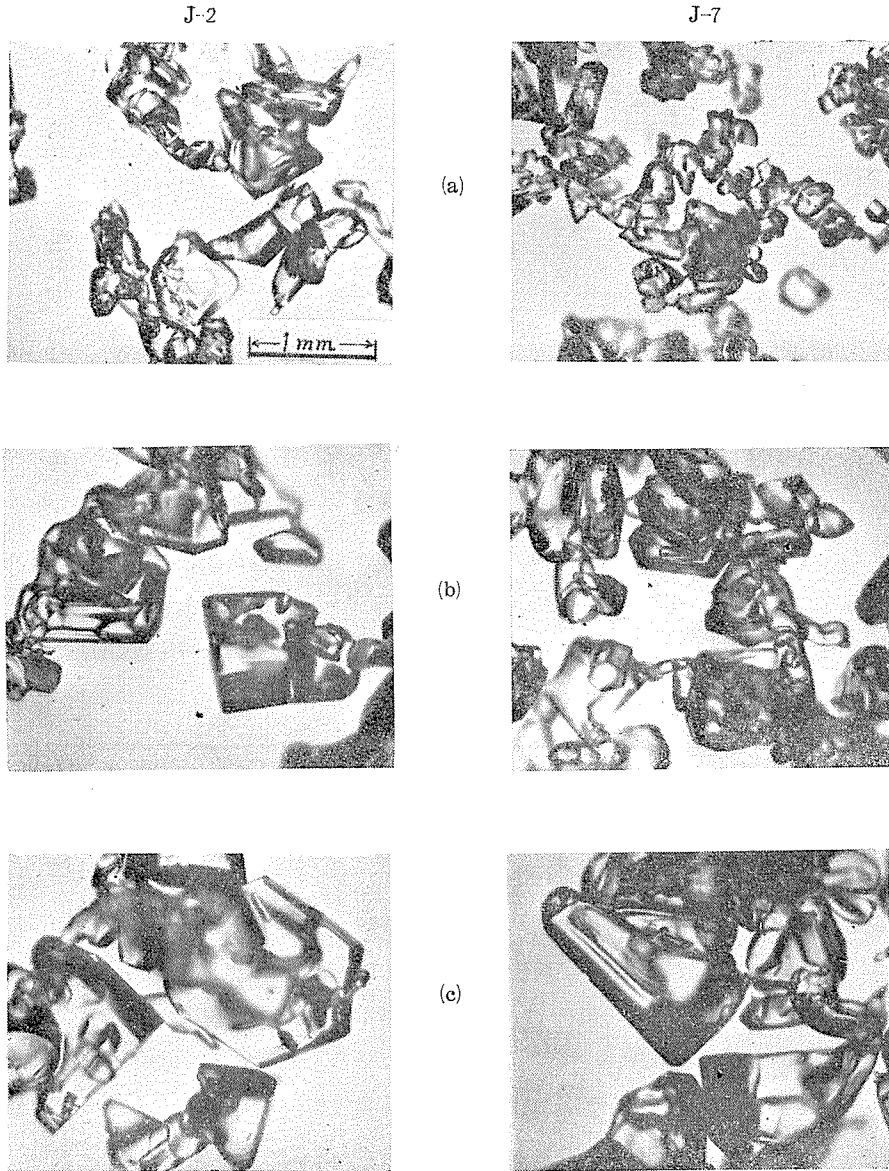


第3図 積雪の深さと成層の変化。比較の為に前年度の積雪の深さを破線で示してある。

が得られなくなつた。それで、第3図の成層変化のグラフにも2月中旬以後は毎日の積雪深だけを示してある。

第3図には、比較のために前の報告に掲げた前年の積雪深変化も書き入れたが、このような雪の積りかたの差異により、雪質も前年とは著しく異つている。第一に、雪が少なくて下層の雪でもそれより上に積つた雪から受ける圧力が小さいために、あまり締らないままで経過した。第二に、雪が少ない上、比較的低温でしかも晴れた日が多く、従つて夜間の冷却もよく行われた日が続いたため、積雪内部(特に中ほどから下の部分)には例年になく大きい温度勾配が持続した。その結果、旧雪になつても積雪粒子は普通のしまり雪にみられるような、まるみを帯びた粒とならず、霜の結晶(depth hoar)におきかわり、「しもざらめ」の粒子構造を持つようになった。この特徴はJ-2層に最もはつきりあらわれて居り、J-5、J-7がこれに次いでいた。J-13、J-15などの層には、積つてから後、温度の逆転が時々あらわれたため、J-13より上にはJ-7層以下にみられるような大きい霜の結晶は測定期間中には発生しなかつた。第4図はJ-2、J-7両層の雪粒の顕微鏡写真である。どちらの層についても、1月12日から2月4日までの間に3回写したものを掲げて、次第に大きい霜の結晶があらわれることを示した。

一般には、第4図(c)のような霜の結晶は、積雪の最も下に位置する大粒のざらめ雪或は雪の層と層との隙間などにだけ出来るように言われている。つまり、大きい霜の結晶が出来るためには、積雪のなかに大きな隙間があることが必要だと考えられているようである。しかし

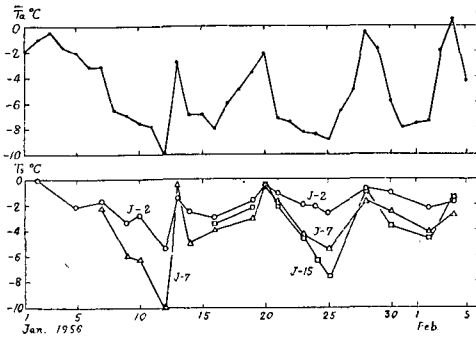


第4図 J-2, J-7 兩層の雪粒の顕微鏡写真

J-2(a) Jan. 12,  $t=10$  days. (b) Jan. 25,  $t=23$  days. (c) Feb. 4,  $t=33$  days.

J-7(a) Jan. 14,  $t=7$  days. (b) Jan. 25,  $t=18$  days. (c) Feb. 4,  $t=28$  days.

この例のように、新雪から直接に「霜ざらめ」へと隙間の小さい構造からも移行出来るのであつて、前に実験<sup>3)</sup>によつて、新雪或はしまりゆきから直接大きい霜の結晶の集りに変化し得ることを筆者は明らかにした。最も下のふたつの層 D-23, D-30 は、できて間もなく融雪のためにざらめ雪となり、そのなかには depth hoar が発生した。しかし、霜の発達はこれらの層のざらめゆきとしての力学的性質を変えてしまうほど著しくはなかつたのである。

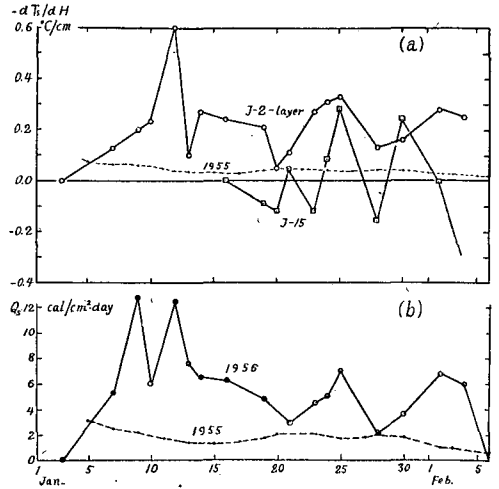


第5図 測定期間中毎日の平均気温  $\bar{T}_a$  及び各積雪層の温度  $T_s$  の変化。(但し  $T_s$  は11~15時の間の1回測定による値である。)

第5図には毎日の平均気温  $\bar{T}_a$  と雪の温度  $T_s$  との変化を示した。 $\bar{T}_a$  は札幌气象台での観測値で、 $T_s$  は三つの層 J-2, J-7, J-15 についての値である。ひとつの層の中でも  $T_s$  はその

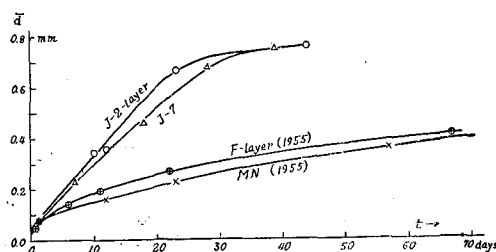
上下の部分で異なるが、ここにはその平均をとつてある。測定は11~15時の間に1回行つただけなので、 $T_s$  は日平均ではない。また毎日測定したわけではないが、この図で、各層の温度変化の傾向はうかがうことが出来る。第6図(a)には各層のなかの温度勾配のうち、J-2層とJ-15層についての値を示した。上にも述べたようにJ-2層の温度勾配は測定期間中常に方向が一定(上部の方が低温)で値も大きい。J-15では方向が時々逆になり、絶対値もJ-2程大きくない。比較のため前年の積雪下層の温度勾配を細い点線で示しておいた。この場合も向きは一定であるがJ-2にくらべると非常に小さい。或る層の温度勾配  $|dT_s/dH|$  にその層の熱伝導率  $\mu_s$  をかけて、水平な単位面積を通過して1日のあいだに下から上へ流れた熱量  $Q_s$  を求めることが出来る。 $Q_s$  の変化をD-30層と前年の最下層について示したのが第6図(b)である。屢々述べたように、前年(1954-'55)の雪には霜ざらめが全然なく、今年(1955-'56)の雪にはこれがよく発達したのであるが、それはこのような温度勾配の大きい差異によるものにはない。

霜ざらめの粒子の特徴としては、その形が結晶形であることと、普通のしまりゆきにくらべて大きいこととがあげられるが、更にもうひとつの特徴として、大きく成長した霜の結晶の他に、ごく小さい粒の連鎖が混つていることが注意される。このことについては、後の章でも詳しく述べる予定である。粒子の大きさの違いは前回の報告にあげたMN層のしまり雪の粒子の顕微鏡写真と今回の第4図とを比較すればすぐにわかることであるが、数量的に比較できるように、昨年(1954-'55)の雪のF層とMN層のしまり雪の粒子と、今年(1955-'56)のJ-2, J-7層の粒子との平均直径の時間的変化を第7図に示した。これは、顕微鏡写真に写っているひとつひとつの粒について長径と短径との平均を求め、これを更に数10ないし150箇の



第6図 J-2層及びJ-15層内の温度勾配:  $dT_s/dH$  及び積雪下層部を1日間に下から上へ向つて流れる熱量  $Q_s$ 。破線は前年度の測定値を示す。

粒子について平均した値をひとつの測点としたものである。ただし、ここには霰又は、小さい六花が混った多数の雲粒の不規則な集合が積つて出来た4つの層を撰んである。それは次の理由による。平面的な六花型結晶や角板あるいは細長い形の針状結晶などは、球形からの距りがあまりに大きく、降つてきたままの結晶形が層のなかに残っている初期にあ



第7図 雪粒の大きさの時間的变化。1955年のF, MN層はしまりゆき, 1956年J-2, J-7はしもざらめゆきへと変化した。

つては、粒子の大きさを直径というひとつの量であらわすのに無理がある。一方、雲粒がたくさんついた結晶からできた層の場合は、初期に於いての層の構成粒子を雲粒それ自身にとつて考えることにすれば、はじめから構成粒子の直径を無理なく考えることが出来る。そして実際にこのようにすると、第7図に示されるとおり、構成粒子が時間的に大きくなって行く有様が滑らかな曲線で表わされるのである。前年のしまり雪の場合(F, MN層)も、今年の霜ざらめの場合(J-2, J-7層)も、はじめの粒子の大きさは凡そ同じくらいの値を示している。しかし、降積つてから1箇月後には、霜ざらめの平均粒径はしまり雪のその約2倍になつている。それに、しまりゆきでは粒子の大きさが大体そろつているが、霜ざらめでは1箇月くらい経つと大きい結晶と小さい粒子との開きが大きくなるのであつて、最大粒の直径をしまり雪と比較すれば第7図にあらわれている両者の差より更に大きい差が出る筈である。

#### IV. 積雪各層の圧縮粘性係数

積雪の或るひとつの層が降積つてから $t$ 日後の厚さ及び密度を夫々 $H(t)$ ,  $\rho(t)$ とする。 $t$ 日から $t+dt$ 日までこの層が $H(t)$ から $H(t+dt)$ まで縮めば、雪の層は

$$(ds)_t = \frac{H(t) - H(t+dt)}{H(t)} \quad (1)$$

の歪を受ける。この $dt$ 日間の歪の増加速度 $\left(\frac{ds}{dt}\right)_t$ が圧力 $P(t)$ に比例するとして

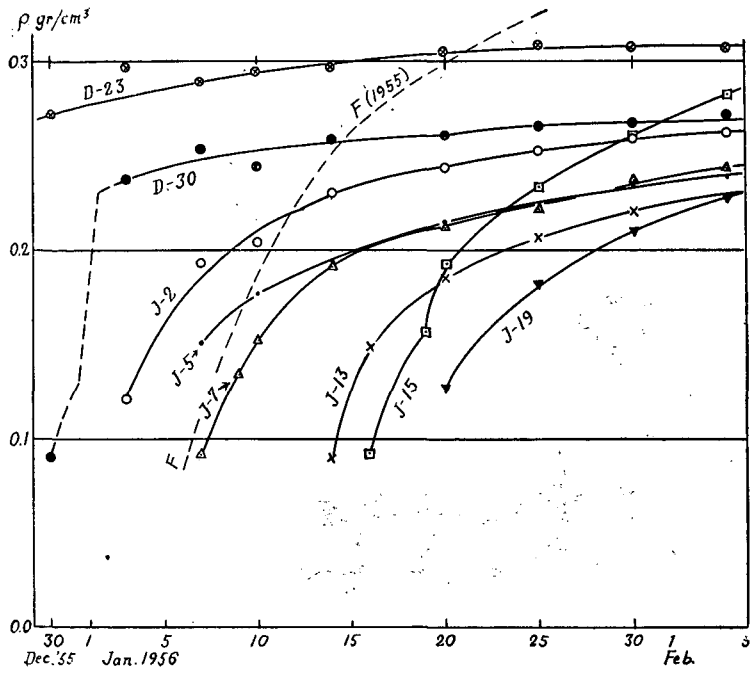
$$\left(\frac{ds}{dt}\right)_t = \frac{P(t)}{\eta(t)} \quad (2)$$

とすれば $\eta(t)$ が $t \sim t+dt$ 間のこの層の圧縮粘性係数である。圧力 $P(t)$ はこの層の中央より上に積っている雪の重量である。ひとつの層について $\rho(t) \cdot H(t) = w$ が時間的に変化しなければ

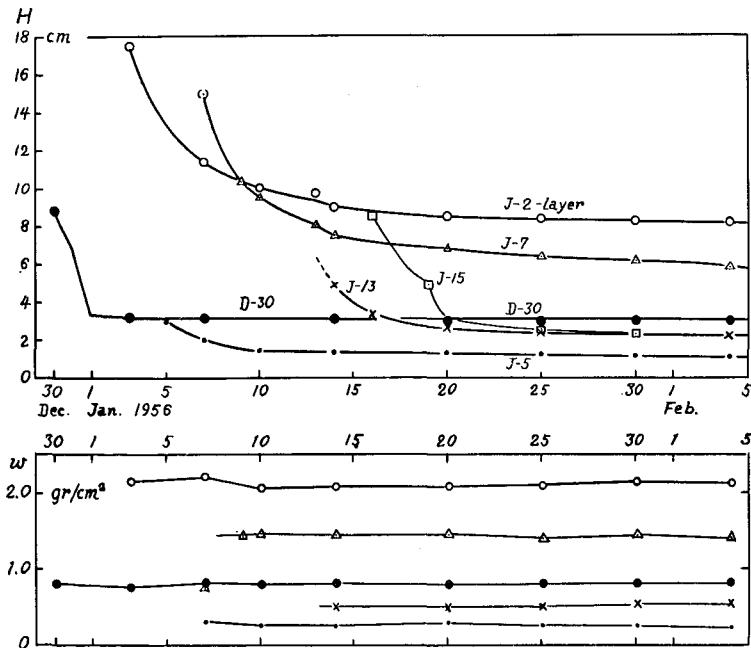
$$\frac{P(t)}{\eta(t)} = \left(\frac{ds}{dt}\right)_t = \frac{H(t) - H(t+dt)}{H(t) dt} = \frac{\rho(t+dt) - \rho(t)}{\rho(t) dt} \quad (3)$$

がなりたつので、密度の変化によつてでも $\eta(t)$ の値を求めることが出来る。

第8図には今回(1956)の測定で得た各層の密度の時間的变化と、比較のために昨年(1955)の雪のF層(下から6番目の層)の密度変化の曲線とを示した。第9図には各層の厚さ $H(t)$ の



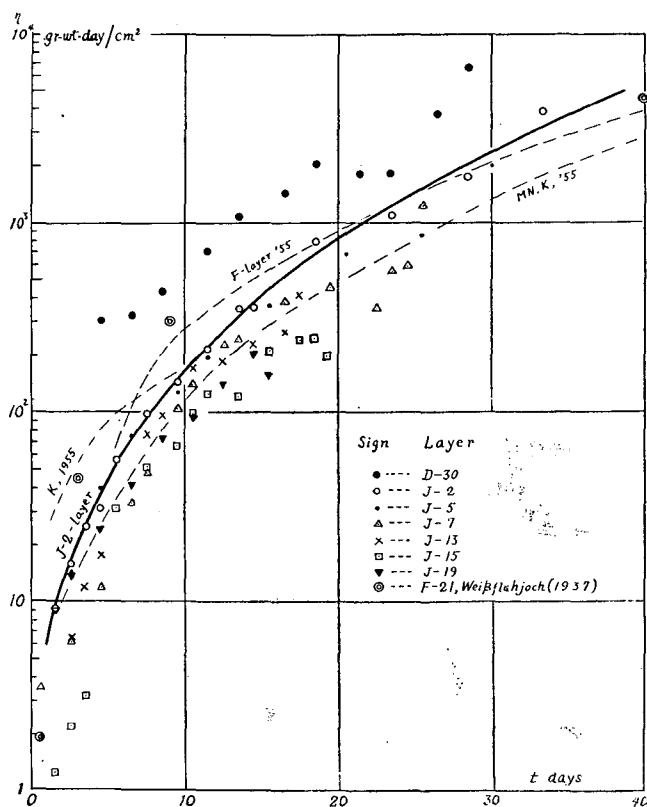
第8図 各層毎の密度  $\rho$  の変化



第9図 各層毎の厚さ  $H$  と水量  $w$  ( $\text{gr}/\text{cm}^2$ ) の測定値の変化  
但し  $w$  は密度  $\rho$  と厚さ  $H$  の測定値の積である。

変化と  $H(t)$  と  $\rho(t)$  の測定値の積として求めた各層の水量  $w(t) = \rho(t) \cdot H(t) (\text{gr/cm}^2)$  を示してある。この図で見られるように  $w(t)$  はほぼ一定と見做してよいので、粘性係数  $\eta(t)$  は  $H(t)$  のかわりに  $\rho(t)$  の変化を使つて式(3)により計算した。このようにして求めた  $\eta(t)$  の値を各層毎にそれぞれ形のちがう記号で示したのが第10図で、太い曲線はJ-2層の点をつないだものである。細い破線のグラフは前の報告に掲げた前年のしまりゆきの層についての  $\eta-t$  曲線で、その代表的なものを比較のためにかき込んだ。第8図で見ると、昨年(1954-'55)のしまりゆきのF層の密度の増加速度は今年のJ-2, J-7層及びJ-19層などのそれにくらべて著しく大きい。しかし、昨年(1954-'55)は今年(1955-'56)に比べて積雪が2倍以上厚く、層の受ける圧力は昨年の方が今年よりはるかに大きかつたのである。そして、これらの層の各々が受けた圧力と歪速度との比として求めた  $\eta(t)$  は、第10図で見られるように、若干の層の新雪時を除いて大体同じ値の範囲に入っている。このことは圧縮速度が圧力に比例するとして大体差支えないことを示すものである。

J-2層とJ-7層とは殆んど完全な霜ざらめ層で、その粒子の形や大きさが普通のしまり雪と著しく異なることは前章で述べた。そして、これらの層は力学的に非常にもろいのが特徴で

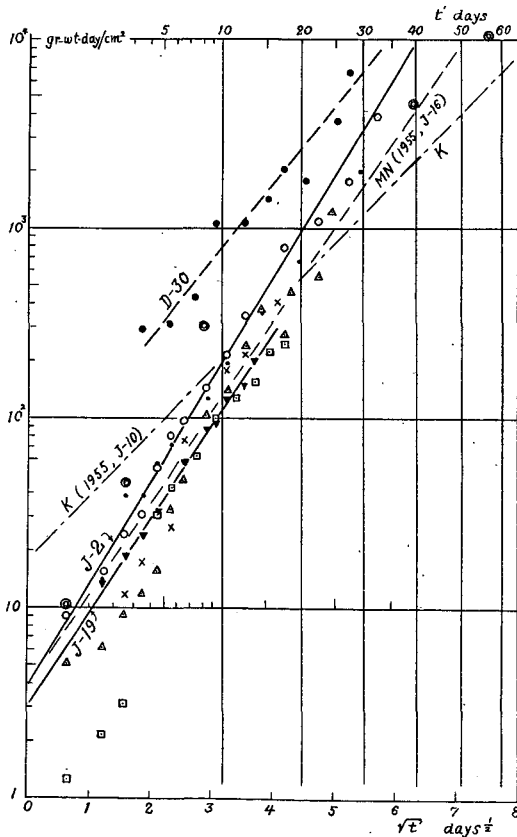


第10図 積雪各層の圧縮粘性係数  $\eta$  の時間的变化  
 $t$  は降積つてからの経過日数

特に J-2 層はもろい雪であつた。言いかえれば、衝撃破壊に対して弱いのである。ところが、第 10 図の  $\eta-t$  曲線を見ると J-2 層の  $\eta(t)$  は新雪の時こそ丈夫な構造のしまりゆきの  $\eta(t)$  より小さいが、後にはかえつてしまり雪の  $\eta(t)$  より幾分大きい値を示すようになる。つまり、衝撃的な力に対する強弱と弱い力に対する強弱とが一致しないのであるが、このことは、次の章で述べるように、粒子構造と考えあわせて検討すれば説明がつくのである。

第 10 図の  $\odot$  印であらわした点は、Haefeli の論文<sup>4)</sup>の中に記載されているスイスの Weissfluhjoch の積雪に関する密度と雪圧の測定値をもとにして、筆者が計算した値である。昨年札幌のしまり雪とだいたい同じ経過をたどつて変化している。雪質に関する記載がないが、密度の変化速度、雪温などからみてしまりゆきであると思われる。この雪は 2 月 21 日に積つたものであるが、6 月初めに融け去るまでの間にこの雪が受けた雪圧の最大は  $40 \text{ gr/cm}^2$  という大きい値になつた。

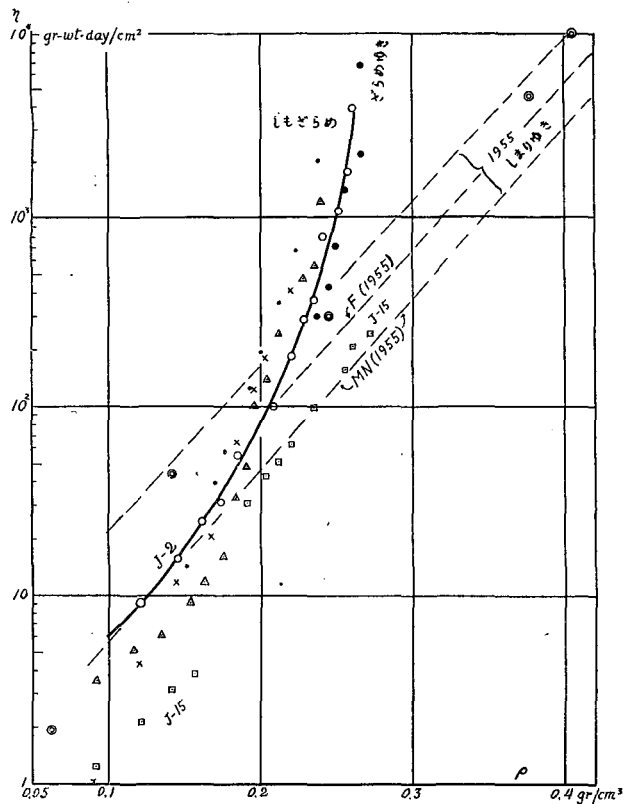
第 11 図は  $\log \eta$  と  $\sqrt{t'}$  との関係である。但し  $t'$  は雪の層が形成された翌日から起算した経過日数である。J-2, J-5, J-19 などの層については  $\log \eta$  は  $\sqrt{t'}$  に比例する。しかし他の層につ



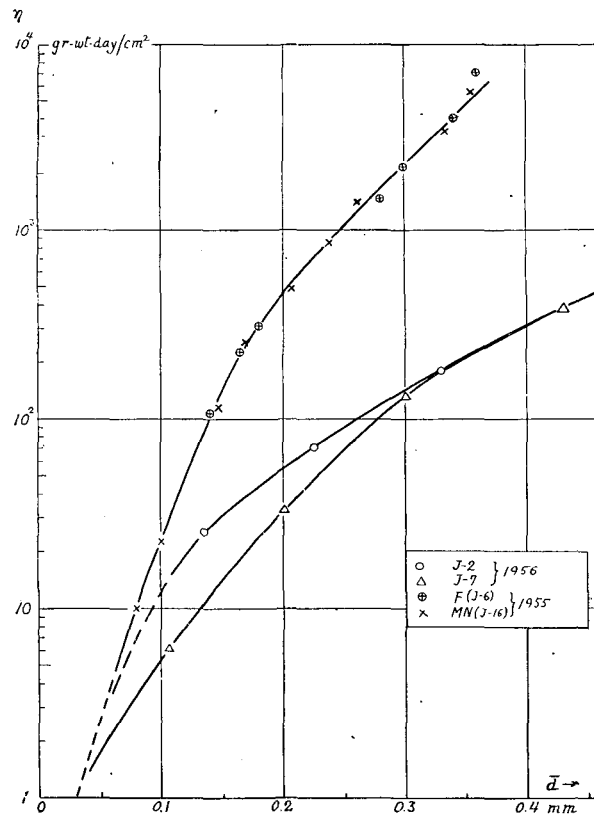
第 11 図  $\log \eta$  と  $\sqrt{t'}$  との関係  
( $t'$  は積つた翌日から数えた経過日数)

いては部分的に直線関係から外れている。これはひとつには温度変化に対する補正をしていないことに由るものと考えられる。実際、今回の積雪はあまり厚くなかつたので気温の変動の影響を強く受けたのである。

しまり雪の個々の層については、 $\log \eta$  と層の密度  $\rho$  との間に直線関係があり、多くの層についての  $\eta-\rho$  直線は互に平行であることを前の報告で述べた。今回の積雪各層について  $\log \eta$  と  $\rho$  との関係を図に画いたのが第 12 図であるが、この場合には直線関係が成立たない層が大部分であつた。そして、一般に密度の増加に対する  $\log \eta$  の増しかたが前年のしまり雪の場合より大きい。特に J-2 層の  $\log \eta-\rho$  曲線はかなり直線から外れている。 $\log \eta$  と  $\rho$  の関係に関して、密度の小さいうちは普通のしまりゆきと同じくらいの値を示しているが、密度が大きくなると、同じ密度のしまり雪よりも 10 倍も大きい  $\eta$  を持つようになる。これは前にも言及したことであつ



第12図 圧縮粘性係数 $\eta$ と層の密度 $\rho$ との関係  
(層の区別をあらわす記号は第10図と同じ)



第13図 圧縮粘性係数 $\eta$ とその層の雪粒の  
平均直径 $\bar{d}$ との関係

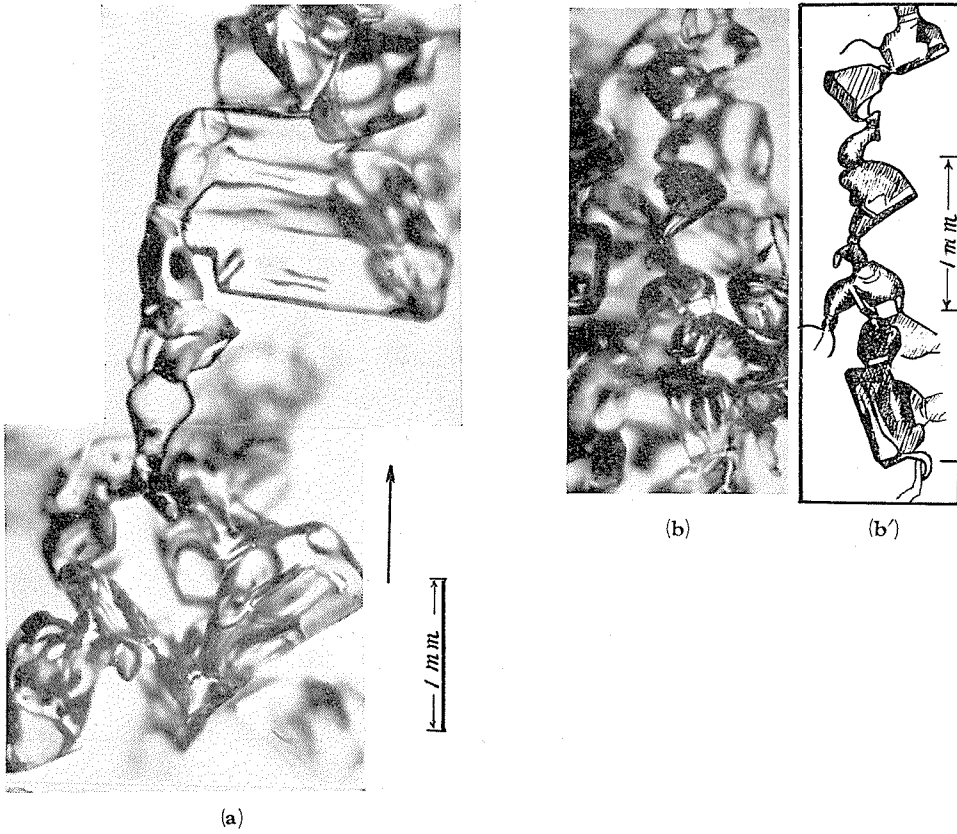
て、次章で述べるように、しまり雪と霜ざらめとの粒子構造の差によつて説明することができる。

第10図の $\eta$ と $t$ の関係及び第7図の雪の粒子の平均直径 $\bar{d}$ の時間的变化とから、しまり雪と霜ざらめとについて $\eta$ と $\bar{d}$ との関係を求めると第13図のようになる。ここでもまた、しまり雪と霜ざらめとの間には大きい差異が認められる。そして、これによつて、雪粒の大小だけでは雪の性質を推定することができないということがはつきりと示されている。しかし、ふたつのしまり雪F層とMN層とを比較すると、前回の報告に示したように $\log \eta-t$ 、 $\log \eta-\rho$ の関係はこれらの両層の間で一致しなかつたにもかかわらず、第13図の $\log \eta-\bar{d}$ 曲線はほとんど完全に一致している。これは注意すべきことであると考えられる。

### V. 霜ざらめの力学的性質の特徴と粒子構造との関連

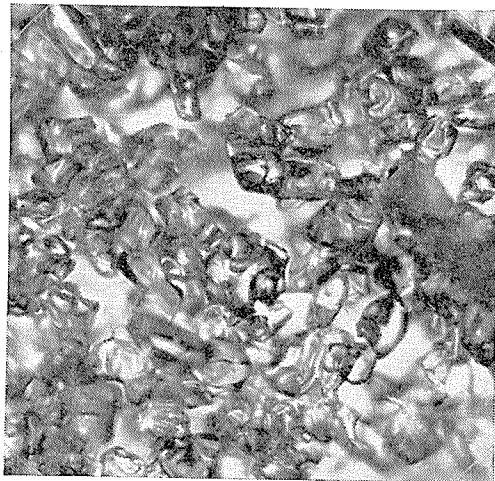
前節でも述べたように、J-2層の粘性係数 $\eta$ は密度が小さい初期に於いては「しまり雪」とおなじ程度であるが、密度が $0.2 \text{ gr/cm}^3$ を越えたところから $\eta$ は急に増大して、遂には同じ密度のしまり雪よりはるかに大きい粘性係数を持つようになった。このようになった霜ざらめ層は前述のように非常に脆いのである。このような性質はJ-7層でも同様に認められたのであるが、木下誠一<sup>9)</sup>がJ-7層について得た衝撃破壊強度(単位質量の雪塊を破壊するのに要する衝撃エネルギー)は、前年に測定したしまり雪の破壊強度の $1/5 \sim 1/4$ に過ぎない。又、第10図に於いてJ-2、J-7、J-15層について降つてからの経過時間が同じ時の粘性係数 $\eta(t)$ を比較すると、この順に前が大きく後が小さいが、破壊強度の方は逆にJ-2が最も小さく、J-15が最も大であつた。そして顕微鏡で調べた結果によると、霜ざらめが最もよく発達したのはJ-2層であり、J-15層はしまりゆきに近い構造を持つていた。

積雪の内部に著しい温度勾配があると、勾配の方向に向い合つた雪粒の表面の温度差にもとづく水蒸気の拡散により、雪粒の高温側に向いた面には水蒸気の凝結が起つて霜の結晶が生じ、逆に低温側に向いた面は蒸発によつてやせる。積雪の上層部は気温の変化の影響を受けて、そのなかの温度勾配の方向は交替するけれども、中層より下では上が低温で下が高温の温度勾配が持続する。従つて、積雪の中層以下では霜の結晶は下向きに成長をつづける。しかし、雪粒の下向きの面のどこにも一様に水蒸気の凝結が起るわけではなく、特に大きく成長し易い部分が他の部分より速かに成長して、それはますます大きい霜の結晶となり、他の部分は一度小さい霜の結晶が出来ても、しまいに蒸発してその水蒸気は大きい霜の結晶の成長のために費されてしまう。その結果、はじめは多数の小さい雪粒が一様に分布している構造の雪でも、次第に少数の大きい霜の結晶におきかわり、小さい粒はそのための水蒸気の供給源となつて蒸発する。しかし小さい粒は完全に消失してしまふのではなく、細長く連つた形で大きい結晶の間をつなぐ形で残るものもある。霜ざらめ層はこのような経過によつて作られるのであつて、今年の積雪はその内部に長い期間続いた著しい温度勾配のために、ほとんど全層にわたつて霜ざら



第14図 霜ざらめ雪の粒子構造の特徴を示す顕微鏡写真

- (a) 霜 (depth hoar) の結晶及びそれらの間のつながりかた。
- (b) 大きい霜の結晶の間をつなぐ小さい雪粒の細長いつながり。



第14図(c) しまり雪の粒子構造。倍率は(a), (b)と同じ。1955年1月18日D層(1月1日に降つた雪) 密度  $0.32 \text{ gr/cm}^3$ 。

め化したわけである。

第 III 節に掲げた結晶の写真第 4 図 (c) は霜ざらめ層から霜の結晶をばらばらに取出したものなので、大きく成長した霜の結晶だけが写つていて、それらをつなぐ小さい結晶の連鎖は撮られていない。それを見るためには、霜ざらめ層の構造をくずさずにそのまま観察しなければならない。第 14 図 (a) は構造をくずさぬように注意し乍ら霜ざらめ層から小部分をとり出して顕微鏡で撮った写真である。大きい結晶同志はこのようにしてつながっている。写真に書入れた矢印は鉛直上方を示している。写真 (b) は大きい結晶のあいだに残つていた特に小さい粒の細長いつながりだけに着目して撮った写真で、(b') はその一本の連鎖をとり出したスケッチである。以上が一般の場合であるが、特に成長の速い霜の結晶があると、その成長が下隣りにある大きい結晶の上面の(蒸発による)後退に迫いついて大きい結晶同志直接に接触することもあり、更に進んで二つの結晶が完全にひとつの長い霜の結晶となることがある。或は又、大きい結晶同志が丁度第 14 図 (b') を数倍に拡大したような形で連つていることもある。しかし、何れの場合にも、結晶は温度勾配の方向つまり鉛直方向に長くつながる傾向が強い。水平方向のつながりはこれにくらべて数も少なく、所々小さい粒子の連鎖で支えられていたり、特に大きい霜の結晶の角が接触しているにすぎない。特によく発達した霜ざらめ層では、切口を肉眼で見ただけで、粒子構造の方向性が認められるほどである。

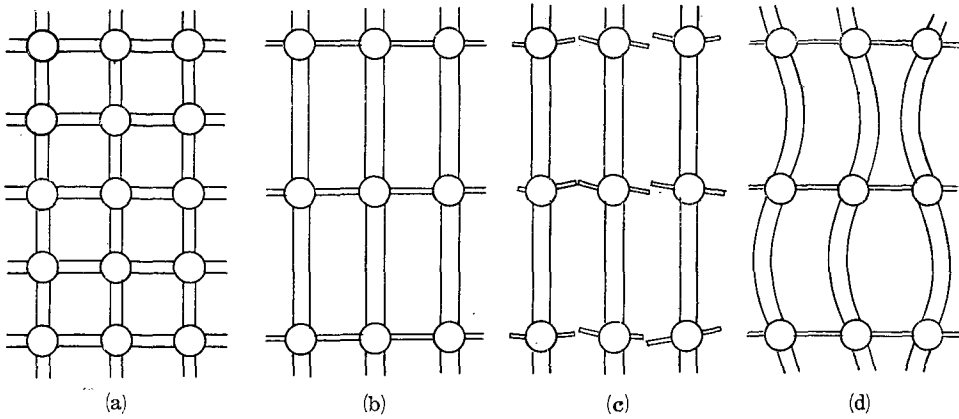
一方、しまり雪では粒子の大きさが霜ざらめのように大きくなり、しかも一様である。そして、その結びつきも各方向にはば一様であつて特に方向性が無く、霜ざらめより(全体の密度は同じでも)構造が稠密である。第 14 図 (c) は昨年(1954-'55)のしまり雪 D 層の降雪後 17 日、密度  $0.32 \text{ gr/cm}^3$  に於ける粒子構造を示す顕微鏡写真である。

以上のようなしまり雪と霜ざらめの粒子構造(粒子の大きさ、形、大きさの分布、粒子間のつながりかた等)の著しい差異が、はじめに述べたような霜ざらめとしまり雪の力学的性質のちがいの根本的な原因になつていることはあきらかである。

粘性圧縮は小さい圧力で起り、破壊は大きい圧力でおこるのであるが、上のように、霜ざらめとしまり雪について、粘性圧縮についての強弱の關係が破壊に対しては逆になることは著しい事柄であるので、一応の説明を与える必要があるであらう。これについて、試みとして次のような考えをしてみた。

霜ざらめとしまり雪とではその構造が違うが、圧力が小さいうちは、その構造自体には変化なく圧縮が行われる。しかし、圧力が或る大きさに達すると、構造自体が変化するということはあり得ることである。それで、小さい圧力に対しては霜ざらめの方が丈夫なのであるが、構造の変化がおこる圧力は、しまり雪より霜ざらめの場合の方が小さく、構造に変化が起つた後には霜ざらめの方が弱くなるということが云えれば、上の強弱關係の逆転が説明されることになる。

第 15 図の (a) と (b) とは、それぞれ「しまり雪」と「霜ざらめ」の構造を模型的に表わした



第15図 雪の粒子構造の模型

(a) しまり雪 (b) 霜ざらめ (c), (d) 破壊の初期に於ける霜ざらめ

ものである。しまり雪は、きわめて簡単には、氷の粒が氷橋でつながったものと考えられる。しかも、しまり雪には上下方向と水平方向とで性質の上に差がないから、(a)のような構造で代表してもよいであろう。霜ざらめは、上に説明したように、氷粒が主として上下方向につながった構造であるから、(b)のような鉛直の氷の柱の集合と考えてよいであろう。氷の柱のあいだはところどころで細い水平な氷の橋によつて結ばれている。

(a)と(b)とで密度が互いに等しいとすれば、鉛直の柱の太さは(b)の方が(a)より太い。水平な氷の橋に使われている氷の量が(b)の方が少ないからである。したがつて、(a)(b)の構造に变化がない限り、(b)の構造の方が、上下方向の圧縮に対しては、(a)の構造より強いわけである。圧力の小さい粘性圧縮の場合は、このような事情により、霜ざらめ構造の(b)の方がしまり雪構造の(a)より強いと云える。しかし、細長い氷の棒が鉛直に立っている状態は、釣合状態ではあるが不安定な釣合状態である。したがつて、(b)の構造に圧力を加えても、なおかつ氷の柱が立っているためには、柱は水平な氷の橋で支えられていなければならない、氷の橋には歪が存在する筈である。この歪は圧力が増せばそれにつれて大きくなり、もともと細い弱い橋であるから、ある圧力のところで破壊して(c)のような状態になるであろう。そうすれば、氷の柱は一本一本が独立になり、不安定な状態を保つことが出来なくなるので、柱は倒れて構造全体がこわれてしまう。一方、しまり雪構造の(a)では、このようなことはおこりえない。このようにして、大きな圧力に対しては霜ざらめ構造(b)の方が弱いということの説明がつく。

また、霜ざらめ構造(b)で、水平な氷の橋が破壊されないとしても、ある圧力で大きい構造上の変化の起ることが考えられる。一本の細長い鉛直な柱を上下方向に  $F$  なる力で押すときに、 $F$  が  $F_0 = \pi^2 E \omega \kappa^2 / l^2$  を越えない時は柱は直線のままであるが、 $F$  が  $F_0$  をこえれば柱は曲つてしまうということがある。ここで、 $l$ 、 $\omega$ 、 $\kappa$  はそれぞれ柱の長さ、断面積、断面の慣性半径で、 $E$  は柱の物質のヤング弾性率である。ただし、柱は細長くて  $l \gg \kappa$  なることが必要であ

る。これはオイラーの問題として知られているもので、柱の曲りは  $F$  が  $F_0$  を越えると急激に増して行く。したがって、柱の歪も急激に増して、ついに柱は折れてしまうであろう。このようなことから考えて、霜ざらめ構造 (b) では、ある圧力までは、氷の柱がはじめの直線の形のままで圧縮されるが、圧力が或る値に達すると、水平な氷の橋は破壊されなくても (d) に示したように構造が変わるのである。そして、構造がこのように変つた後は、柱は大きい歪のために折れて全体の構造はこわれてしまう。しまり雪構造 (a) の場合には、個々の氷の柱は短いから、このような現象はおこらない。

オイラーの現象が上のようなはつきりした形で現われるのは、断面が一樣な真直な棒の場合だけである。したがって、この破壊機構も霜ざらめの構造を (b) 図のように模型化したときにはじめて云えるのである。ところがもともと、この模型の氷の柱は実際には曲りくねり、断面も一樣でない氷の柱を理想化したものであるから、上のような考えに対して、この模型に意味があるか否かということ自体が己に問題になつてくる。しかし、雪の破壊はただ一通りの形で起るのではなく、雪のなかの各部分でいろいろなちがつた形で起るものと考えられるから、そのうちのひとつの可能な形としてこのようなものを考えてもよいであろう。

## VI. ざらめ雪の粘性圧縮

多雪地方の積雪の密度の垂直分布で、最下層の密度がかえつてそれより上の中層の密度より小さいことがある。筆者が 1956 年 2 月末にニセコアンヌプリ中腹で測定した結果によれば、全体の厚さ 350 cm の積雪のうち、地上 50 cm ないし 150 cm の中層の密度が  $0.47 \text{ gr/cm}^3$  であつたのに、50 cm より下では  $0.31 \sim 0.35 \text{ gr/cm}^3$  であつた。そしてこの密度の小さい下層の雪は融雪のために出来る通常のざらめ雪であつた。地面近くにこのような密度の逆転があると、一般には、ただ漠然と地熱の影響であろうと考えられがちであるが、上にあげた例のような場合は地熱の影響ではないのである。

冬のはじめ、新雪が積つて間もないうちに気温が上昇して融雪が起ると、融雪水がこの新雪層にしみ込んで通常のざらめ雪に変わり、これが後に気温の低下と共に凍ると、雪は急に堅くなる。そして粘性係数の値は急に、ざらめ雪になる前の 10 倍程度に増大する。密度も融雪と同時に増大して、もとの値の 2 倍程度になるが、それでも冬の初期に出来るざらめ雪では  $0.2 \sim 0.35 \text{ gr/cm}^3$  の範囲内の値であつて、堅い締雪が最後に示す密度よりは余程小さい。そして、その後このざらめ雪の上に新たに雪が厚く積つても、粘性係数が大きいため、その後のざらめゆき層の密度の増加はいたつて緩慢である。一方、上に積つた雪がざらめ化することなしに、次第に増加する雪圧を受けて圧縮され続ければ、密度の増加速度は下のざらめ雪のそれよりはるかに大きいから、遂にはしまり雪の密度は下のざらめ雪の密度を越えることになるのである。積雪の中層にある薄いざらめ雪についても、その密度がそれより上下両方のしまり雪の密度より著しく小さいことがあるが、これも上に述べたのと同じ理由によつて出来たものである。

今年(1955-'56)の札幌の積雪の最下層 D-23, D-30 はざらめ雪であつたが、その上に積つた J-2, J-7 などは通常のしまり雪とならずに、霜ざらめとなり、又これらの霜ざらめが受けた雪圧も小さかつたために、上に述べたような密度の逆転が起らなかつた。しかし、これら D-23, D-30 層のざらめ雪の密度の増加のしかたは、第 8 図にみられるように他の層の密度変化とはあきらかにちがう。第 10 図には D-30 層の粘性係数の時間的変化を黒丸印であらわしてある。この D-30 層はざらめ雪としては密度も粒子の大きさも小さい方であつたが、粘性係数の値は同じ古さのしまりゆき或はしもざらめのどの層より一桁大きい値を示している。η と密度との関係をあらわす第 12 図の黒丸印も D-30 層についての測定値である。比重が 0.95 以上になると同じ密度のしまりゆきより粘性係数が大きくなるという性質は霜ざらめ層 (例えば J-2 層) と同じである。

## VII. 結 語

積雪の各層が自然に積つたままの状態ですす圧縮粘性係数を、前年に引つづき今年(1955-'56)も札幌の雪について測定し、その結果をここに報告した。此の年は雪が少ない上に普通のしまり雪が無く、前回に報告したようなしまり雪に関する測定値を充実することは出来なかつたが、そのかわり前年には見られなかつた霜ざらめ層が発達し、これについての測定値が得られたことは幸であつた。しかしその反面、雪が少ないために雪の温度の変動がはげしく、それが雪の圧縮速度にも影響していた筈であるのに、前にあげた密度の測定結果からはその間の関係を正確に把握することが出来なかつた。それは、測定の時間的間隔に対して雪温の変化が急激に過ぎたためである。雪の粘性圧縮に対する温度の影響を実際の積雪状態のまま測定することは将来の研究で行う予定である。

なお、各種の雪の粒子構造を自然の状態をくずさずに顕微鏡写真に写すことが出来れば、それぞれの場合の粒子構造の表現に非常に便利である。これについては従来もいろいろ試みているがなかなかむずかしいので、さしあたり、自然の粒子構造を保つたままの雪の薄片(厚さ 0.5~1 mm, 1~2 cm<sup>2</sup>四方)を雪塊から切りとり、これを顕微鏡写真に撮影するという方法を採ることとし、そのような薄片を切出す方法を現在研究中である。この薄片は又、適当な装置を用いて圧縮することによつて、構造の塑性変形の過程を直接顕微鏡で観察するのにも使えるのである。

最後に、此の研究を指導され、種々有益な助言を賜つた吉田順五教授に厚く感謝する。又札幌管区気象台観測課からは多くの観測試料を拝借した。ここに併記して謝意を表わす。研究費は文部省科学研究助成補助金によつた。

## 文 献

- 1) 小島賢治 1955 積雪層の粘性圧縮 I. 低温科学, 物理篇, **14**, 77.
- 2) 斎藤鍊一 1948 座標系による積雪の新分類法. 雪氷, **10**, No. 1, 9.
- 3) 小島賢治 1952 雪の結晶の変形 III. 低温科学, **9**, 205.
- 4) Haefeli, R. 1939 Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik. Der Schnee und seine Metamorphose, Beitr. Geolog. der Schweiz-Geotechn. Serie-Hydrologie, Lieferung **8**, 65.
- 5) 木下誠一 1956 衝撃による積雪の破壊 II. 低温科学, 物理篇, **15**, 149.

## Résumé

The viscous compression of snow layers composing the snow cover deposited on the ground was studied in winter of 1955-'56 at Sapporo by means of the method described in the previous report "Viscous Compression of Natural Snow-Layer I." Let the density and the thickness of a snow layer at time  $t$  (counted from the formation of the layer) be denoted by  $\rho(t)$  and  $H(t)$  respectively, then the increment  $ds$  of strain of that layer occurring during the time interval  $dt$  is

$$ds = \frac{H(t) - H(t+dt)}{H(t)} = \frac{\rho(t+dt) - \rho(t)}{\rho(t)} = \frac{d\rho}{\rho} \quad (1)$$

and the coefficient of viscosity  $\eta(t)$  of the snow composing the layer is defined by the relation

$$\left( \frac{ds}{dt} \right)_t = \frac{P(t)}{\eta(t)}, \quad (2)$$

where  $P(t)$  is the pressure acting on the layer. The pressure was here put equal to the total weight of snow deposited above the mid-point of the layer concerned. The density and the thickness of every layer were measured every five days. The curves shown in Fig. 8 show how the density  $\rho(t)$  of each layer increased as time  $t$  (days) went on. From these curves the values of  $d\rho/\rho = ds$  and  $\left( \frac{ds}{dt} \right)_t$  were determined for each layer and values of  $\eta(t)$  calculated by means of Eq. (2) is plotted against  $t$  in Fig. 10.

The snow of the winter now under consideration was fragile in structure owing to the rapid metamorphosis by sublimation caused by intense temperature gradient prevailing in the interior of the snow. But the viscosity  $\eta(t)$  was found, as seen from Fig. 10, to have almost the same values as those existing in the snow of the preceding winter, in which case the snow had settled into the condition of hard compact snow by slow metamorphosis. But, when the viscosity  $\eta$  is plotted not against the time  $t$  but against the density  $\rho$  of snow, a difference is found between the snows of 1955-'56 and of the preceding year. The simple linear relation between  $\eta$  and  $\rho$  found on the snow of 1954-'55 was not shown by the snow of 1955-'56.  $\eta$  increased more rapidly than linearly with the increasing  $\rho$  in the winter of 1955-'56.

Microscopic observation of the snow crystals composing the snow cover revealed the presence of a large number of hoar crystals (depth hoar) in its interior as shown in the

photographs of Fig. 4. It should be noticed that the well-developed depth hoar layer, for example J-2 layer (cf. Fig. 1), had such a particular structure that the large hoar crystals were connected with one another in almost only the vertical direction with rare connections in the horizontal direction. The fact that the snow of the 1955-'56 winter showed, in spite of its fragility, the viscous resistance not less than that shown by the ordinary settled snow seems to have arisen from such a particular structure of the snow.