



Title	積雪層の圧縮粘性率及び衝撃破壊抵抗に及ぼす積雪温度勾配の影響
Author(s)	小島, 賢治; KOJIMA, Kenji
Citation	低温科学. 物理篇, 18, 29-45
Issue Date	1959-11-20
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17955
Type	departmental bulletin paper
File Information	18_p29-45.pdf



積雪層の圧縮粘性率及び衝撃破壊抵抗に 及ぼす積雪温度勾配の影響*

小 島 賢 治

(低温科学研究所 気象学部門)

(昭和34年7月受理)

I. 緒 言

低温科学研究所の中庭に側面も天井(屋根)も金網張りの四角な檻がある。骨組は鉄のアンクルで、その上に2 cm 目の金網と1.5 mm 目の細かい金網とが重ねて張つてある。広さは $2.7 \times 3.6 \text{ m}^2$ 、高さは1.7 m ほどで、屋根はたいらで水平である。檻の屋根の金網の上には地面に積るのとはほぼ同じように雪が積る。しかし、札幌の雪はこの檻を埋めてしまうほどには深く積らないから、檻の中には側面の金網を通して外気が自由に出入する。従つて、檻上の積雪は上の表面だけでなく下面も常に外気に接している。地面に積っている雪の下面は札幌では殆んどその温度が 0°C になつてることが多く、稀に 0°C 以下になつても -1°C より低くなることはない。これに反して、金網上の積雪では上下両面共に外気温の変動に応じて温度が変化するから、内部の温度の勾配は地面上の積雪内の勾配にくらべて小さい筈である。

積雪中に温度勾配がある時の結晶の昇華変形速度は、一様な温度の下における変形速度より非常に大きいということは筆者が以前に実験¹⁾によつて明らかにした。そして、一定の向きの大きい温度勾配が積雪中に長く持続すると、積雪中に霜の結晶が成長して、終には霜ざらめ雪になることはよく知られた事実である。従つて、地面に直接積つた積雪と金網の檻上の積雪と(今後これらを夫々[A], [B]と称することにする)では、雪の結晶の変形速度或いは変形様式に差があるであろうし、温度分布の差異が大きければ、[A]と[B]とでは相当に異なつた組織を持つ雪が出来るであろう。そして、此の事は同じ積雪荷重による雪層の圧縮速度或いは衝撃力による破壊に対する雪の強さ等に関しても、同時に同種の結晶が降積つた雪でありながら、[A]と[B]とでは違つた値を示すことになるであろうと考えられた。そこで、1959年1月中旬の[A][B]両方の積雪各層の厚さと密度の時間的变化、温度分布及び破壊抵抗とその時間的变化等を測定するとともに、顕微鏡によつて[A], [B]各層の雪の組織(結晶の大きさ、配列と結合のしかた等)を観察比較した。

霜ざらめ雪の圧縮粘性の特徴に関しては、前にも筆者²⁾が報告したことがある。それは、1955-56年の積雪中の霜ざらめとその前年の締り雪とについての測定結果を比較したものであ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第530号

つた。つまり、比較された霜ざらめと締り雪とは同一の新雪から発したものではなかつた。ところが、此の度は同時に降積つて一方 [A] では大きい温度勾配の下に、他方 [B] では小さい勾配の下におかれたふたつの雪層について、性質を比較することができたわけである。スイスでも低温室内の実験ではあるが、de Quervain⁹⁾ が雪の各種の物理的性質に及ぼす温度勾配の大小、温度の高低、荷重の大小等の影響を調べて興味ある結果を報告している。

II. 測定方法

a) 積雪層の圧縮粘性率の測定

積雪の鉛直の断面を作ると、第1図の写真のように水平に並んで薄黒い縞が何本もあらわれる。これらの縞は1回の降雪が止んでから次に雪が積るまでの間に雪面に溜つた煙灰或いはこの間に融雪のために出来たざらめ雪層等によつてあらわれる。このような黒い線を境界として積雪を幾つかの層に分けると、夫々の層にその層が形成された月日をあらわす名前をつけることが出来る。第1図の雪の切口の写真には此のようにして分けた各層の名称が書込んである。例えば、D-27は12月27日につもつたものである。左側の写真Aは低温研究所の傍のテニスコートの積雪の1959年1月24日の切口で、右の写真Bは同じ日に金網の上の雪に作った切口である。このような雪の断面をテニスコートの雪について12月25日から2月8日までの45



第1図 積雪の鉛直断面 (1959年1月24日 札幌)。[A]は地面に積つた雪、[B]は金網の囲いの屋根に積つた雪。

日間に22回、金網上の雪について1月8日から1月31日の間に5回作つた。そして、その都度積雪各層の厚さと密度とを測定した。

或る雪層の自重の $\frac{1}{2}$ とその層の上にある雪の重量との和をその層の上層積雪荷重と呼ぶことにすると、各層はその上層積雪荷重によつて粘性的に圧縮される。此の報告では、地面に積つている雪 [A] と金網の上の雪 [B] との各層の圧縮速度を比較するのが目的である。しかし、[A] と [B] とでは積雪水量に多少の違いがあるため、各層の上層雪圧にも [A] と [B] との間に5~10%の差があつた。それで、この上層積雪荷重の差による影響を取除くため、圧縮速度そのものではなく、上層積雪荷重 w と圧縮による歪増加速度 $\dot{\epsilon}_z$ との比として定義した圧縮粘性率 η_z を比較することにする。 $\dot{\epsilon}_z$ は従来の筆者の報告におけると同様ここでも、層の厚さの変化からでなく密度増加の測定結果から求めた。層の厚さは主として密度に掛けて上層積雪水量を求めるのに用いた。

b) 衝撃破壊に対する抵抗(「脆さ」の逆)の測定方法

木下⁹⁾にならつて次のような方法で測定した。

雪の表面に直径10~20 cmの鉄の円板をおく。円板の厚さは0.6 mmである。その中心の真上の適当な高さ(1~5 cm)から重さ2 kgr、底面の直径5 cm、高さ10.8 cmの円柱形の真鍮の錘を落す。錘が円板に衝突すると円板は錘をのせたまま、若干雪の中に沈んで止る。錘の底面の落下前の雪面からの高さ h cm と、円板の沈下量 D cm を測定する。円板の面積を A cm²、錘の重量を W gr とし、円板の沈下に対する雪の抵抗を P gr/cm² とすると、雪の抵抗と錘が落下の際に為した仕事とが等しいとおいて、次の関係が成立する。

$$A \int_0^D P(x) dx = W(h+D)$$

ここで x は雪面から下向きに測つた距離である。雪面から深さ D まで ($x=0 \sim D$) の P の平均値を \bar{P} とすると、 \bar{P} は

$$\bar{P} = W(h+D)/A \cdot D$$

によつて求めることが出来る。

ここでは層毎の破壊抵抗を測るのが目的である。例えば、J-9層について測定する場合には、これより上の雪を取去つてJ-9層の上面を水平に露出させる。そこへ円板をおいて錘を落とし、その沈下量を測る。円板の沈下量がこの層の厚さの $\frac{1}{2}$ 以下になるように円板の大きさ或いは錘の始めの高さを加減した。そして、次のJ-5層の上面を出すために上の雪を削り乍ら、円板の下の雪の圧縮部分の下端がJ-5層に達していないことを確かめるようにした。

c) 雪の温度分布の測定

雪の温度は新しい鉛直断面を作るとに測定した。新しい面を作つた直後に測れば自然のままの温度が測定される。外径5 mm以下の細かいアルコール寒暖計を数本一度に高さ5~10 cmおきに雪の壁に水平方向に差込む。約3分間おいて、寒暖計を一本ずつ途中まで抜いては示度を読みとつた。

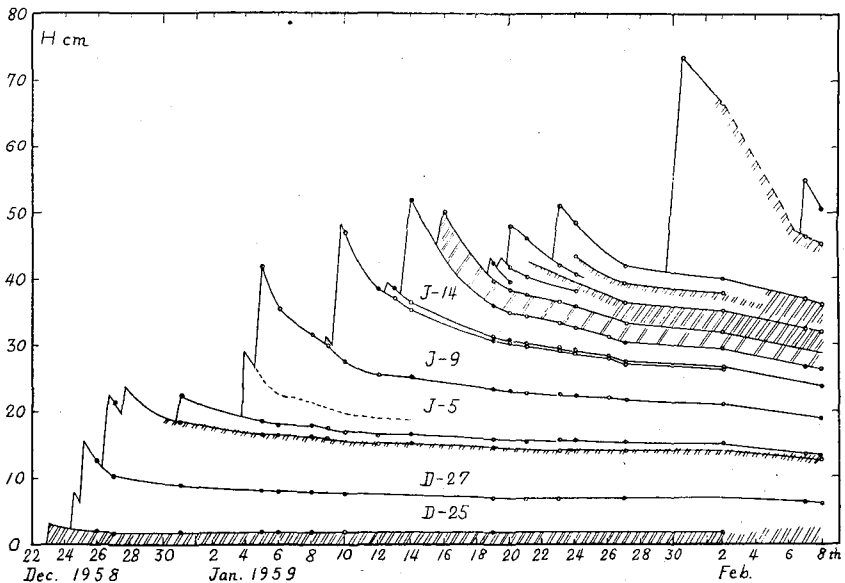
d) 顕微鏡による積雪の組織の観察

密度測定に使った雪の試料を低温実試室に持込み、その一部から厚さ 1 mm ほどの薄片を切り取って顕微鏡写真に撮影した。薄片を切取るには、電流を通じた直径 0.1 mm のニクロム線で融かし切った。ニクロム線はコ字型のエポナイトの枠に糸鋸の歯のような形に張った。水平な回転軸で支えられたアルミニウム棒の端にこのエポナイト枠をとりつけ、このカッターの自重で 3 cm/min の速さで雪の中に沈みこみ乍ら雪を融かし切るようにした。支点(回転軸)に関してカッターの反対側には均合錘をつけてニクロム線が雪を押し出す力を出るだけ小さくし、雪が軟くてもカッターの重みで組織がくずれないようにした。この方法で雪の薄片を作るには、室温は -3°C ないし -10°C の範囲が適当である。

III. 測定結果

a) 測定期間中の雪の積りかた

今冬(1958-59)の根雪の初日から2月8日迄の札幌の雪の積りかたを、各層の境界線の地面からの高さの時間的変化として図示したのが第2図である。これは前に述べたテニスコートの積雪についての断面測定結果にもとづいて画いたものである。この期間中、積雪深が 60 cm

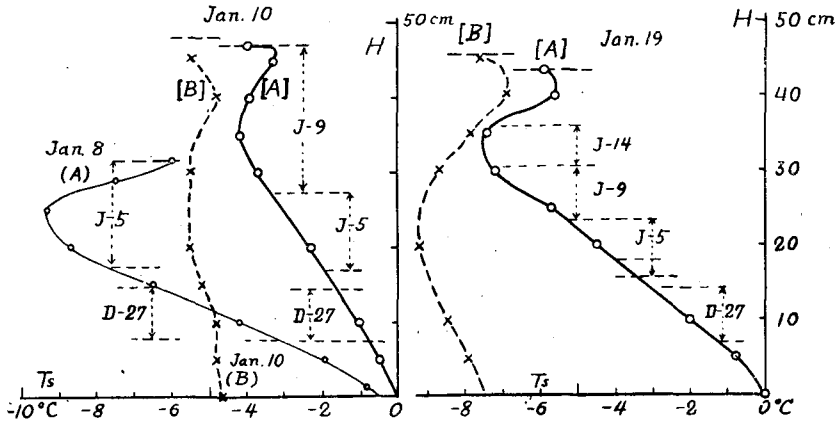


第2図 測定期間中の雪の積りかた(1958-59, 札幌).

をこえたのは1月末から2月はじめにかけての僅か数日間である。例年にくらべると雪は非常に寡かつたが、1月はじめから20日間は比較的低温に経過したため、地面に積った雪の内部には例年よりも大きい温度勾配があらわれた。図中に二重斜線を施してある所は融雪のためにできたざらめ雪の層である。

b) 積雪温度及び温度勾配

第3図はテニスコートの雪[A]と金あみの上の雪[B]の内部の温度垂直分布の例である。ここでは、温度勾配の小さいときと大きい時の例があげてある。いずれの場合も[B]の温度勾配は[A]の勾配にくらべると著しく小さい。



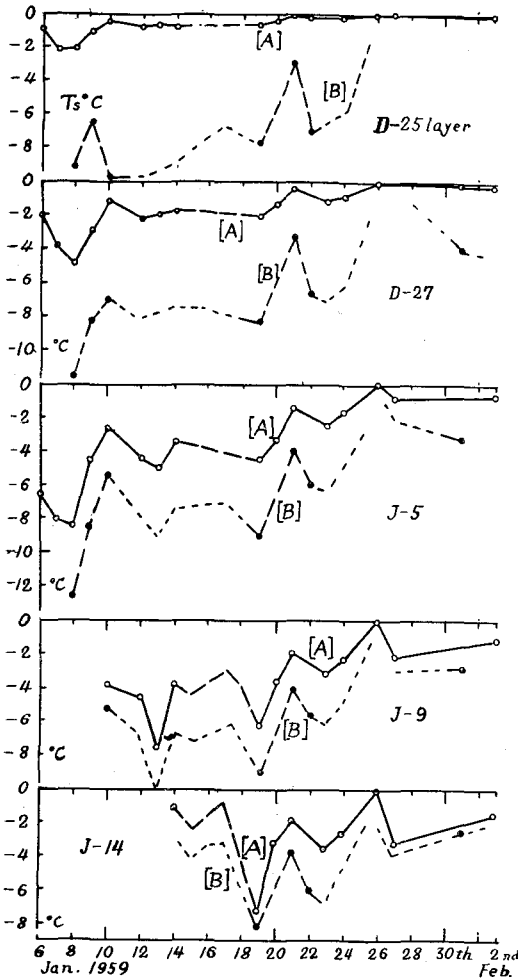
第3図 積雪の温度分布の例。Hは地面或いは金網の面からの高さ、 T_s は雪の温度。[A](実線)は地面上の積雪、[B](破線)は金網上の積雪の温度分布。

第4図は積雪各層の温度の時間的変化である。各層毎にテニスコートの地面に積つた雪[A]と金網上の雪[B]についてのグラフを一組にして夫々実線と破線とで示し、傍に夫々A、Bと記号をつけた。測点は[A]に対しては白円印、[B]に対しては黒円印であらわした。以下、或る測定値を[A]と[B]とについて比較する場合にすべてこれと同様のあらわしかたをする。第5図にはD-27、J-5及びJ-9各層の温度勾配の時間的変化を示した。ここでも[A]、[B]に関するグラフを一組にしてある。J-5とJ-9層の積つてから数日間の温度勾配は記入してない。積雪の表面近くではひとつの層の内部でも昼間は上部と下部とで温度勾配の向きが逆になっているし、日中と夜間とで温度分布がはげしく変化するから、温度勾配の値をひとつに決め難いのである。なお、ここでは温度が下に向つて上昇している場合を勾配の正の向きにとつてある。第3図～第5図からわかるように、[B]ではここに比較の対称としたどの層も[A]におけるより温度が低く、温度勾配も小さい。[B]がある所は陽当たりも風当たりも悪い中庭で、そこは一日中日射を受けるテニスコートより昼間は常に気温が低かつた。

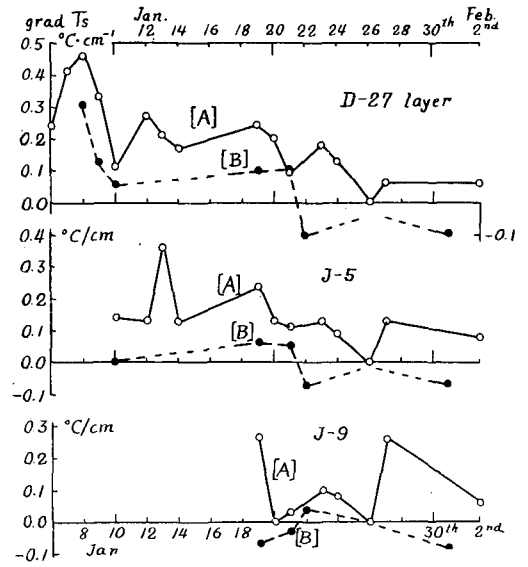
雪の切口の外観は第1図の写真のように、殆んど同じように見える。ところが、次に述べるように、内部の雪の組織にも力学的性質にも[A]と[B]とでは可成り明瞭な差が現われた。これは疑いもなく[A][B]の間の温度分布の差異に基づくものである。

c) 結晶の変形と組織

前にも述べたように、積雪が同じ向きの大い温度勾配の下に長くおかれると、雪の組織は普通の「しまりゆき」の組織とはならず、霜ざらめに向つて変形する。終には骸晶型の



第4図 積雪各層の温度 T_s の時間的变化



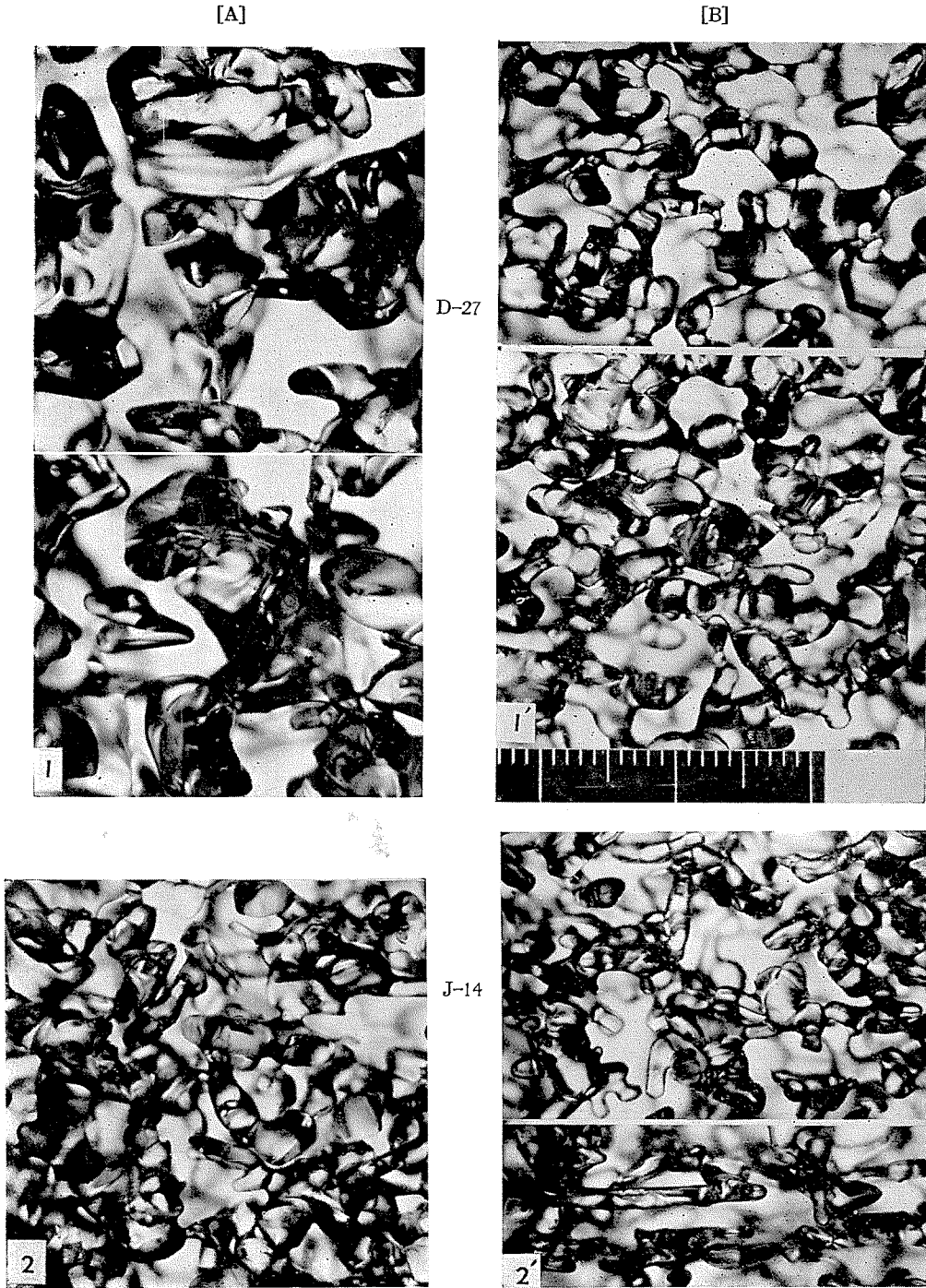
第5図 積雪各層の温度勾配 $\text{grad } T_s$ の時間的变化. Aは地面上, Bは金网上的の積雪に関するグラフ.

組織の違いは次の第6図に掲げる積雪薄片の顕微鏡写真によると非常に明瞭である。

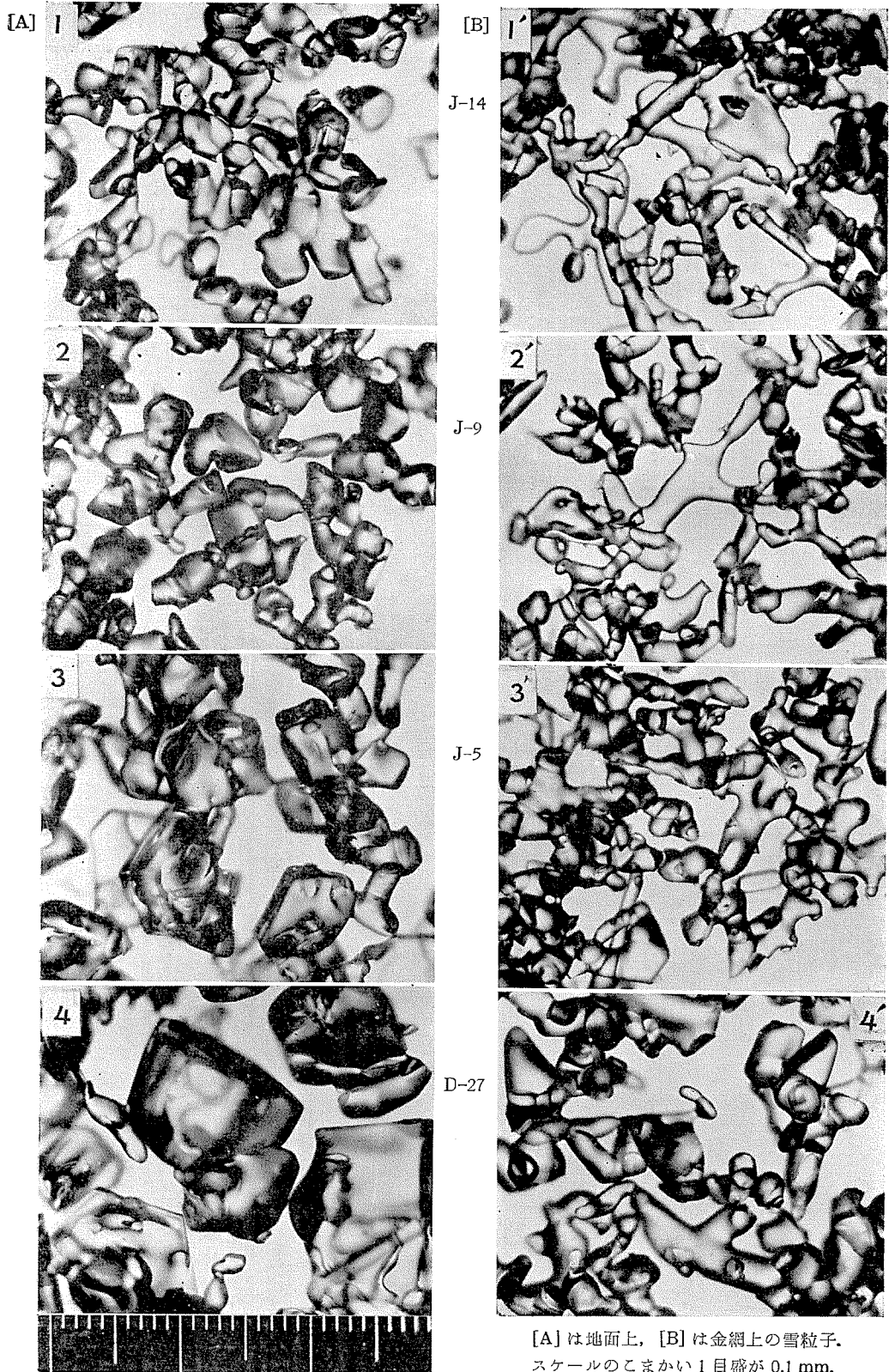
第6図は1月31日の断面測定の際にJ-14層とD-27層の密度測定を試料から切断した積雪薄片の顕微鏡写真である。薄片の厚さはD-27 [A]層だけは1.5 mmであるが、その他の層については1.0 mmとした。第6図(1)が霜ざらめD-27 [A]の組織である。写真(1)は金あみの上に積ったD-27 [B]の薄片の顕微鏡写真で(1)と同じ倍率である。云うまでもなく、降積つた時にはどちらも同じ種類の結晶形を持っていた筈であるのに、1カ月余にわたる温度分布の違いのためにこのように大きな変化が起つたわけである。写真(1)に見られるD-27 [A]層の組織の特徴を列挙すると次のように云うことができるであろう。

(1) 積雪中に新に成長した大きい霜の結晶がたくさんあつて、これらが大体下向きに発達

大きい霜の結晶(いわゆる Depth hoar)の集りに変わるが、その途中の段階でも既に、小さい温度勾配の下におかれたまま昇華変形を行つた「しまり雪」とは違つた組織を持つようになる。第4図に温度変化を示した5個の層の中テニスコートに積つて最も長時間霜ざらめの形成に適した条件におかれたのは下層のD-25とD-27とである。その粒子が造る組織



第 6 図 雪の組織の顕微鏡写真. [A] (1, 2) は地面に積つた雪, [B] (1', 2') は金網の上の雪. 1 と 1' は 12 月 27 日に, 2 と 2' は 1 月 14 日に夫々同時に積つた雪の 1 月 31 日に於ける組織. スケールは細かい 1 目盛が 0.1 mm.



第7図 雪の組織からくずした雪粒の顕微鏡写真

している。

(2) 結晶同志の結合は水平方向より鉛直方向に密である。即ち横のつながりが少ない。

(3) 結晶が大きい割合にその結合部分が細い。互に離れた位置にある霜の結晶は非常に細長い形に変形した氷で連絡されている。

(4) 結晶の大きさだけでなく、結晶の間の空隙も大きく、全体粗な構造である。

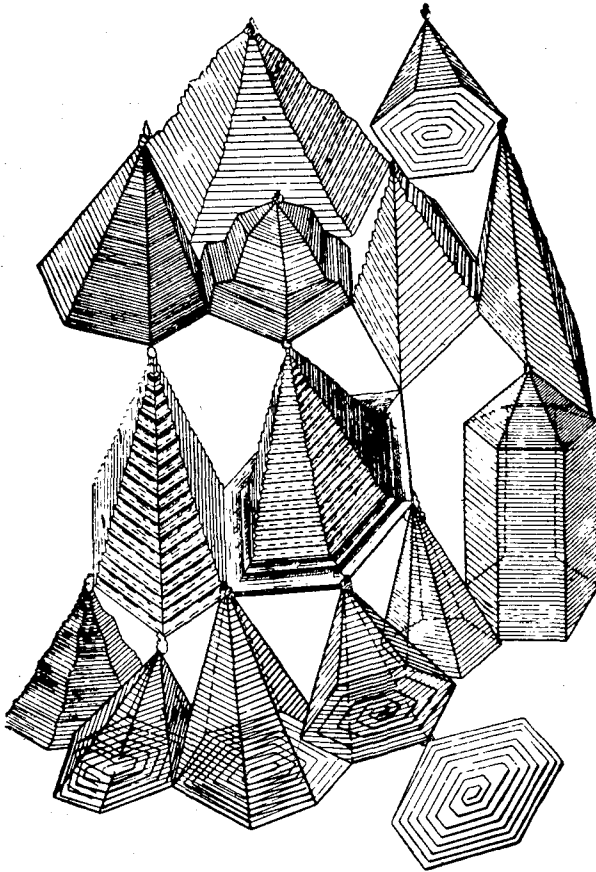
これに反して、写真(1')の D-27 [B] 層では、二次的に成長した霜の結晶は殆んど見られず、粒は小さくて数が多い。結晶間の結合部分も同体積中の数を比較すれば D-27 [A] よりはるかに多いことが写真 1 と 1' とからうかがわれる。

D-27 [B] の温度勾配は平均して D-27 [A] 内の勾配の $\frac{1}{2}$ 程度であつた。これらの層の粒子組織が著しく異なつたのは、温度の勾配の違いだけでなく、温度が常に D-27 [B] の方が D-27 [A] より $5\sim 6^{\circ}\text{C}$ 低く経過したことにもよる。雪の内部での霜の結晶の成長に直接関係するのは、実は温度勾配そのものではなく、これに原因する水蒸気圧勾配である。同じ温度勾配に対する水蒸気圧勾配は温度が低いほど小さい。[B] の温度勾配が [A] のその $\frac{1}{2}$ でも、温度が [A] で -1°C 、[B] で -7°C ならば、[B] の内部の水蒸気圧勾配は [A] での約 $\frac{1}{2}$ になる。

又、仮に温度勾配が全く無い場合でも、結晶の昇華変形速度は温度が低いほど小さい。温度勾配が全く無い場合の結晶の昇華変形と水蒸気圧勾配による変形とは別の現象であつて、実際の積雪の結晶の変形にはこのふたつの現象が重なつて現われるのである。上にあげた D-27 [A] と [B] の二つの層では、これらの別々の変形のどちらも [B] の方が小さかつた結果が第 6 図に見られるような組織の差となつてあらわれたのであろう。

第 6 図(2) と (2') とは夫々 J-14 [A] と J-14 [B] 層の薄片の顕微鏡写真である。J-14 層では D-27 層ほどには [A] と [B] とで組織の上に著しい差がない。写真(2) も (2') も普通のしまり雪の変形過程に見られる組織を示している。しかし、それでも [A] の方が [B] よりは結晶の変形(粒状化)が進んでいることは明瞭である。この層は大型の樹枝状六花型の結晶が積つたものである。この写真では、六花の雪の結晶はどこにもみられないが、(2') の下の写真に見られる特異な組織が実は始め雪の結晶が六花であつたことの結果なのである。第 6 図はいずれも鉛直方向に切つた薄片の写真であつて、大分変形してしまつた結晶ではあるけれども、樹枝状結晶が水平に横わつて並んでいるのを横(水平方向)から見た有様である。降積つてから 17 日後になつてもかなりはつきりと(金網の上では)始めの結晶が残つていたのである。このことは次の第 7 図の顕微鏡写真 1 と 1' 及び 2 と 2' とを見るときなおよくわかる。第 7 図は雪の結晶をその組織からくずしてスライドガラスの上に並べ、写真に撮つたものである。1, 1' は夫々 J-14 [A], [B]; 2, 2' は夫々 J-9 [A], [B] の結晶である。金あみの上の雪 1' と 2' には樹枝状の形を残した結晶が見えるが、地上の雪 1, 2 にはそのような痕跡は殆んど無い。

J-14 層は積雪の表面に近い層である。それで、[A] と [B] との温度差は小さく、僅かに 1°C [B] の方が [A] より低いだけであつた。温度が一様であれば、 1°C の温度差ではこれほどの結晶形の差はあらわれない。その上、J-14 も J-9 層も一定の向きの温度勾配の下におかれた



第8図 霜ざらめ雪の組織の模型図
(Г. К. Тушинский)

8図)が掲載されている。霜ざらめ組織の実際の写真第6図(1)と比較してみると、霜の結晶の結合のしかたの描写には疑問の余地はあるが、かなりよく組織の特徴がとらえられている。力学的に不安定な平衡状態を保っている構造の特徴もよくあらわされている点で興味深いものと思うのでここに紹介した。

d) 破壊圧縮に対する抵抗

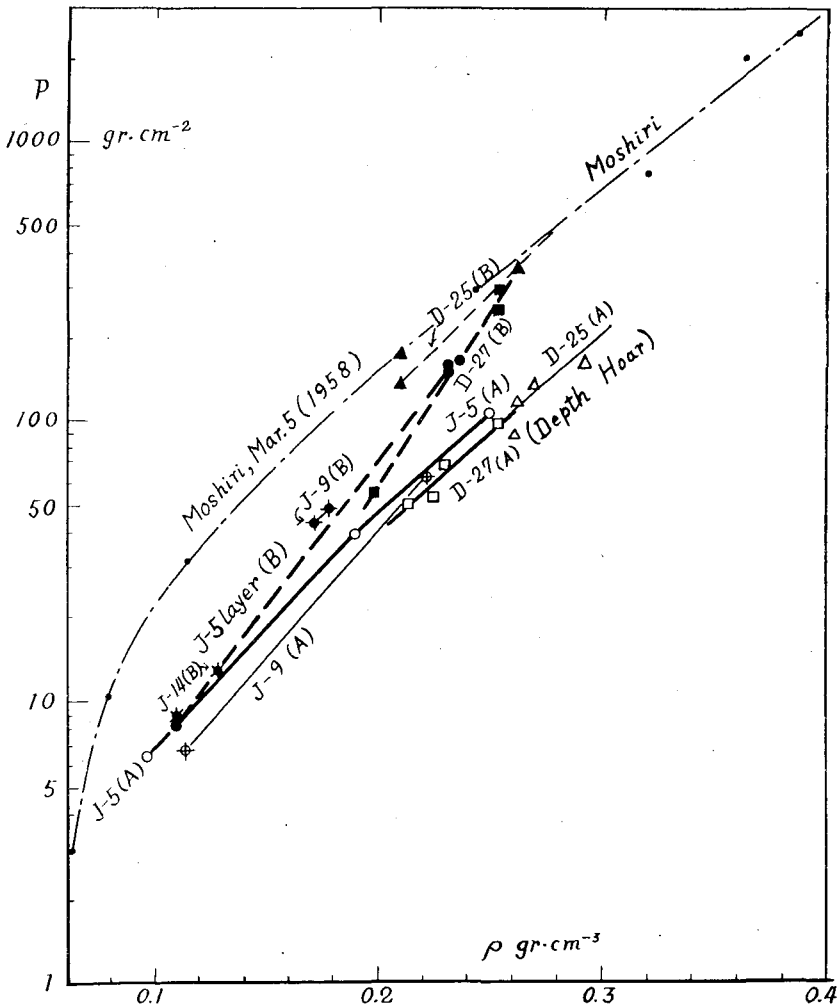
地面に積っている雪[A]は(特にJ-9層より下では)金網の上の雪[B]より脆い。これは各種の測定のために雪に触れた時に先ず感ずる特徴であつた。そこで、脆さの逆数とも云うべき破壊抵抗を前に述べた木下の方法で測定した。その結果はやはり手に感じた通り、[A]の破壊抵抗の方がどの層についても[B]の抵抗より小さかつた。しかし、破壊抵抗は、同じ雪でも温度が低いほど大きいから、測定値の[A]と[B]との差には温度の違いによる抵抗の差も含まれている。これを去除するために、木下⁹⁾の温度 $0^{\circ}\sim-20^{\circ}\text{C}$ の範囲の実験結果と、筆者が同じ層について温度だけ若干変えて破壊抵抗を測定した結果を利用して温度補正を行つた。全部の測定

期間は短かつたのである。しかし、昼と夜との気温の差のために生ずる方向の交替する温度勾配の影響は長い期間うけた。向きが交替する温度勾配のもとでは雪の中に大きい霜の結晶が成長するわけには行かないが、昇華変形は促進される。この交替する温度勾配も[A]の方が[B]より大きかつたので、写真1, 1'に見られるような差が生じたものと解釈される。

木下と若浜⁹⁾は積雪をアニリンで固定して薄片を作ることに成功した。2月6日のJ-9[A]層とD-27[A]層及び1月11日のJ-9層(新雪)の薄片の顕微鏡写真が両氏の論文に載っている。その薄片の厚さは $60\sim 150\mu$ であるから、積雪単粒子層とも云うべきもので、雪の組織の有様がよくとらえられている。又、トゥシンスキー⁹⁾の著書「雪崩」には高度に発達した霜ざらめ雪の組織の模型図(第

値について密度はそのままとし、温度を -5°C にした場合の破壊抵抗になおしたのである。そうした上で、雪 [A] と雪 [B] の各層毎に破壊抵抗 \bar{P} とこれを測つたときの層の密度 ρ との関係を図示したのが第 9 図である。 \bar{P} は ρ の増加と共に急激に増すから、 \bar{P} は縦軸に対数目盛にとつてある。層毎に測定の印を変え、[B] についての値を示す印は中を黒く塗りつぶして区別した。同じ層毎の測点を直線で結んで、その層の \bar{P} と ρ との関係をあらわした。実線と破線は夫々 [A] と [B] との別をあらわす。

破壊抵抗 \bar{P} が [A] と [B] とで最も目立つて違うのは D-25 と D-27 層とである。これらの層では [A] の場合、即ち金あみの上ではなく地上の積雪中で霜ざらめ組織が著しく発達した。密度 0.26 gr/cm^3 のときの金あみの上の雪 [B] の破壊抵抗 \bar{P} は地面に積っている雪 [A] の同じ



第 9 図 積雪の破壊抵抗 \bar{P} と密度 ρ との関係。実線は地面上の積雪、破線は金網上の積雪の各層毎の $\bar{P} \sim \rho$ 関係。

密度に対する \bar{P} の約 3 倍の値を持っていた。J-5 層では、降積つてから 3 日後までは [A] と [B] とに殆んど差が無いが、それから 10 日後には [B] の雪の \bar{P} は [A] のその 2 倍に達した。

第 9 図に小さい黒円印をなめらかな曲線で結んであるのは、木下⁷⁾ が北海道雨竜郡母子里 (もしり) の深さ 2.2 m の積雪について測定した破壊抵抗 \bar{P} と層の密度 ρ との関係の一部分である。母子里の雪は $-3^{\circ}\sim-8^{\circ}\text{C}$ の新雪としまり雪で、霜ざらめは無かつた。

e) 圧縮粘性率

脆い雪ほど小さな静荷重による粘性圧縮にも弱いとは限らない。

先ず、各雪層の上層積雪荷重による粘性圧縮の速さを各層の密度の時間的変化をつかつて、[A] と [B] とにつき比較した。層の積雪水量が一定である期間内では、密度の増加速度は圧縮速度に比例する。その結果を第 10 図に示した。金網の上の雪の密度測定をはじめたのは 1 月 8 日で、それ以後でしか比較できないが、J-5、J-9 及び J-14 層の何れにおいても地面に積つている雪 [A] の方が変化が速い。D-27 層だけが逆である。しかし、この図にあらわれた密度変化には温度勾配の大小の影響の他に、雪の温度の違いと積雪水量の違いによる各層の上層荷重の差異も影響している。そこで、第 II 章で述べたようにして、各層の上層積雪荷重と密度変化速度とから各層の圧縮粘性率を求めた。それから、[A] と [B] との温度の違いの影響を除くために、前に筆者⁸⁾ が求めた圧縮粘性率 η_c と温度との関係式を利用して、 -5°C での η_c の値に補正した。

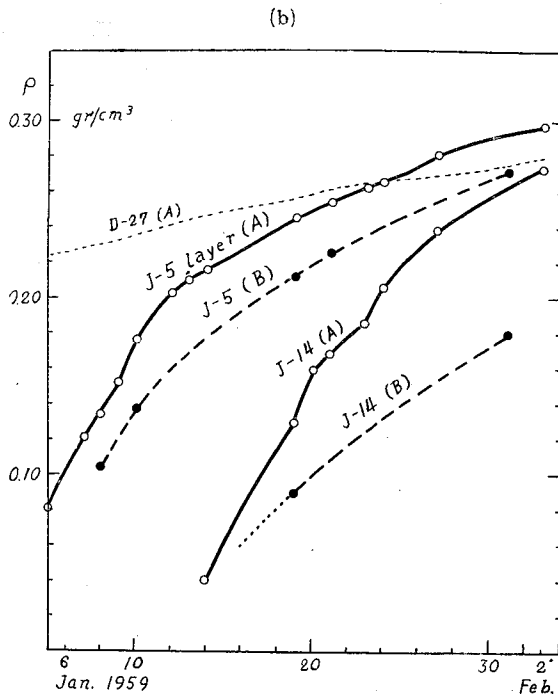
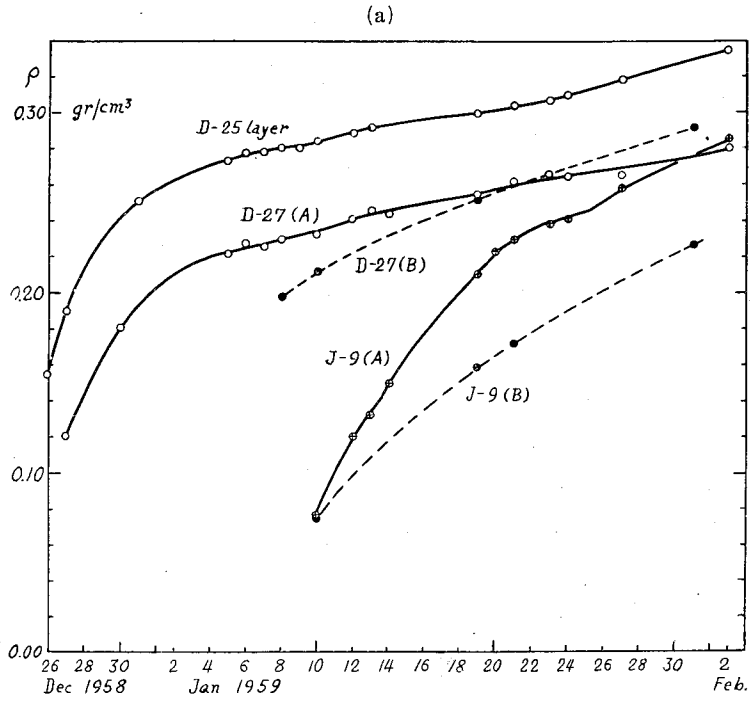
密度 ρ の雪が温度 0°C で持つ粘性率の値を $\eta_{c0}(\rho)$ とすると、温度 $T^{\circ}\text{C}$ での粘性率 $\eta_c(T, \rho)$ は

$$\eta_c(T, \rho) = \eta_{c0}(\rho) e^{-0.157T} \dots\dots\dots (1)$$

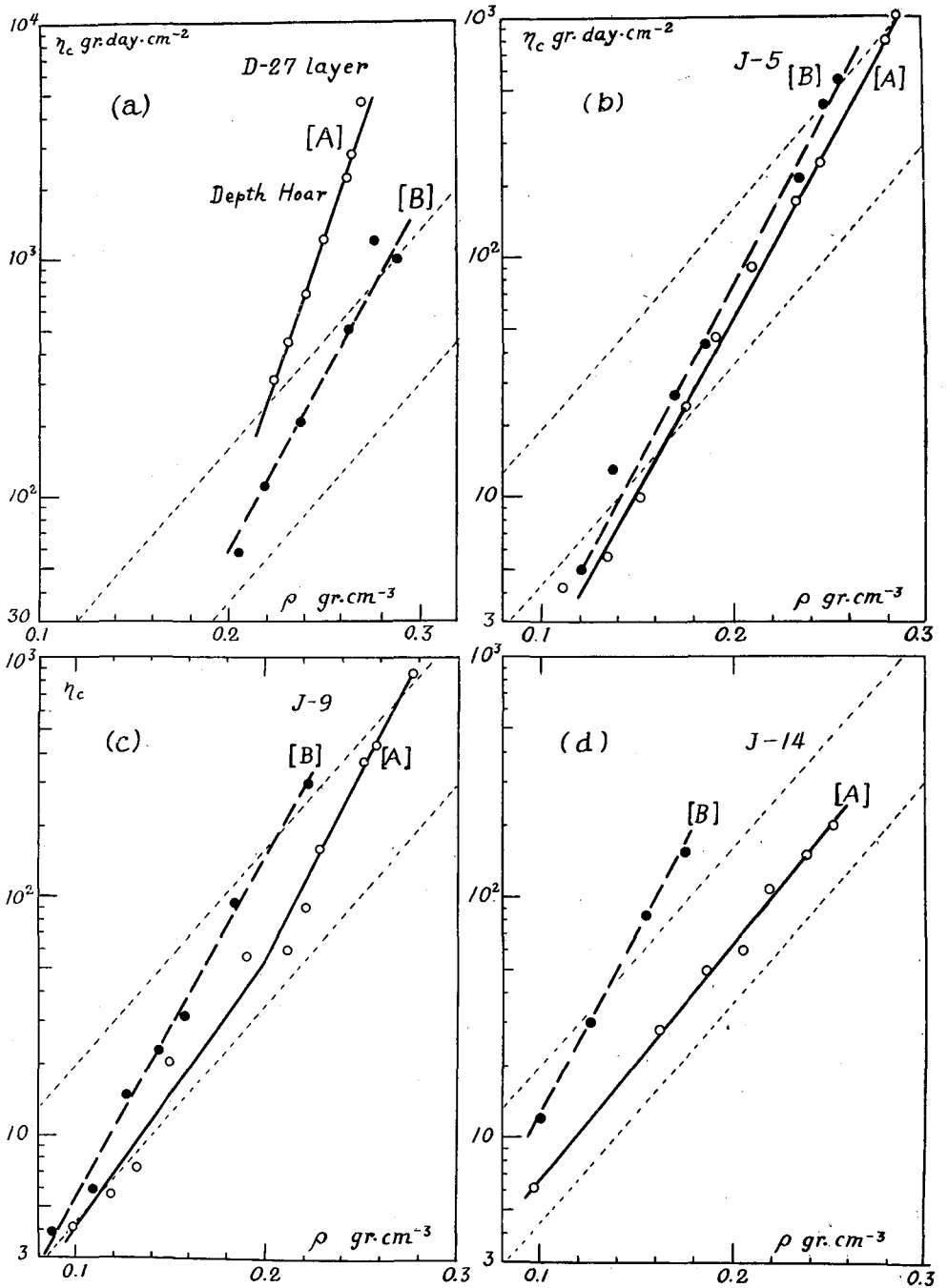
であらわされる。従つて、温度の違い ΔT に対する $\log_{10} \eta_c$ の違いは密度に関せず

$$\Delta(\log_{10} \eta_c) = -0.065 \Delta T$$

である。この関係を用いて、各層毎に求めた η_c と ρ との関係をも -5°C での値になおして図示したのが第 11 図である。ここでも地面に積つた雪の各層の $\eta_c \sim \rho$ 関係は実線で、金網上の雪の層については破線で示した。同じ密度に対する圧縮粘性率を比較すると、D-27 層だけは [A] の方が大きく、J-5 層では [A] と [B] とでほぼ同じであるが、J-9、J-14 層では逆に [B] の方が大きい。すなわち、霜ざらめ組織が明瞭になつた層の圧縮粘性率は、これと同じ密度の「しまり雪」の粘性率より大きい。これに反して、積雪上層部にあつて霜ざらめが発達するに至らなかつた層では、温度勾配の影響を大きく受けて結晶の変形と粒状化が速く進みつつある雪の方が、温度勾配とその変動が小さくて結晶の変形が遅れている雪層より圧縮粘性率が小さい。(前者は後者より同じ雪圧に対して速く縮む)。後には [A] で霜ざらめとなつた D-27 層にしても、第 10 図 (a) の D-27 [B] の密度変化曲線は 12 月 27 日には D-27 [A] と一致していた筈であるから、新雪の時期には、これより上の層と同じく [B] の方が圧縮速度が小さく、粘性率 η_c は [B] の方が大きかつたであろう。



第10図 (a) (b) 積雪各層の密度の時間的变化。地面に積つた雪(実線)と金网上的積雪(破線)との比較。



第 11 図 積雪層の圧縮粘性率 η_c と層の密度 ρ との関係

ただ、ここで二、三問題となることがある。その(1)は、密度増加の測定値に力学的な圧縮の他に、積雪中の水蒸気の蒸発凝結に原因する密度増加が入っていないかと云うことである。D-25 から J-9 までの各層の積雪水量測定値には測定期間中に規則的な増減が無かった。ところが J-14 [A] 層だけは積雪水量測定値が規則的に増大していた。その原因はさし措いて、このための密度の増分を補正してもまだ J-14 [A] の方が J-14 [B] より密度増加が速かであった。従つて、圧縮粘性率 η_c の [A] と [B] との違いは第 11 図 (d) に示したほど大きくなかつたのかも知れないが、傾向としては、J-9 層 (第 11 図 (c)) と同じように η_c が変化したものと思われる。

其の(2)は温度補正に関することである。上にあげた粘性率は 2 日間ないし 4 日間の雪層の密度増加によつて求めたもので、その間の平均の値である。それで、温度補正を行つて -5°C での粘性率を求めるときにも、密度変化の測定結果から始めに導かれた粘性率が、この 2 日或いは 4 日間の雪層の平均温度における値とした。これは厳密には正しくない。雪の圧縮粘性率は式(1)によつて、温度の低下と共に(直線的ではなく)指数函数的に増大するので、雪層の温度が時間的に変動する場合には、或る期間内の平均温度は同じであつても、変動の幅が大きいほどこの期間内の圧縮歪増加は大きくなるのである。しかし、このことによる粘性率の温度補正值の誤差は、第 4 図に示した程度の温度変化に対しては、無視してよいくらいに僅かである。

結局、雪の層の粘性圧縮に及ぼす温度勾配の影響としては、定性的にはさきに述べたようなことを結論としてよいであろう。

IV. 要 約

天井(屋根)も側面も金あみ張りの四角な檻の屋根に積つた雪の中では、直接地面に積つた雪の中より温度勾配が小さい。それを利用して、雪の組織、圧縮粘性率及び破壊抵抗などを地面上の雪と金網上の雪とで比較し、これらの量に対する積雪中の温度勾配の影響を調べた。その結果得られた結論は次の通りである。

(1) 積雪上層部では気温の日変化に応じて温度勾配の向きが昼と夜とで逆になるので、積雪中に一定の向きに霜の結晶が大きく成長することはない。しかし、温度勾配が激しく変動する地面上の雪の方が結晶の変形は速く、雪の組織は新雪から大きい粒状の結晶の集合へと速くに変化する。

このような段階では、正負何れの向きにしろ大きい温度勾配を受ける地面上の雪の方が圧縮粘性率は小さい。言いかえると、同じ温度の下で同じ雪圧を受けても、大きい温度勾配を受けて結晶の昇華変形が速い方が雪層の縮みは速くに行われる。一方、破壊圧縮に対しても、同じ密度、同じ温度の雪同志比較すると、大きい温度勾配を受けた雪の方が弱い。

(2) 積雪の下層に埋もれて一定の向きの温度勾配の下に長い期間おかれた雪層では、この温度勾配による水蒸気密度勾配が相当の大きさを持つたまま持続する時期がある。この場合に

は、新雪からしまり雪への変化よりも霜ざらめへの変化の傾向が優勢となり、次第に第6図(1)のような組織が発達する。このような霜ざらめ組織になつてからの積雪の圧縮粘性率は、小さい水蒸気密度勾配の下におかれて変形した「しまり雪」の粘性率の(同じ密度と温度に関して)数倍ないし10倍の大きさに達する。つまり、霜ざらめ雪は静荷重ないし非常にゆつくり増加する圧力に対してはしまり雪より縮み難い。しかし、雪の組織を破壊するような大きい力に対しては逆に、密度も温度もこれと同じ締雪にくらべて非常に弱い。第6図(1)と(1')とに粒子組織を示した霜ざらめとしまり雪とでは、粘性圧縮に対する堅さとは逆に、前者の破壊抵抗は後者のそれのまにすぎなかつた。

雪の縮みと結晶の変形を抑えて保存する為に、吾々はよく雪の塊を箱に収めて低温室に入れておく。しかし、特に低温室を用いなくても、上に述べた金網のように、地面から適当な高さだけ離れた台の上に雪を積らせておけば、暫らくの間は、雪層の縮みと結晶の変形を遅らせた状態に保つことが出来ることがわかつた。勿論、保存台は日陰で風が弱い場所が良い。金網の囲いの内部には雪が全く入らなかつたのであるが、この目的のためには、むしろ屋根の下の土には雪が積つた方がよい。

この研究は低温科学研究所雪氷研究グループ討論会の折に吉田順五教授からすすめられたもので、大浦浩文教授からは種々御指導を頂いた。又、金あみの檻は当研究所の生物部門が虫を飼うために作ったものである。檻の保存その他の必要から除雪しなければならないのを、特に朝比奈教授をお願いして、この研究のために除雪を延期して頂いた。ここに以上の方々に対し厚く御礼を申上げる。研究費は文部省科学研究費によつた。

文 献

- 1) 小島賢治 1952 雪の結晶の変形 III. 低温科学, **9**, 205.
- 2) 小島賢治 1956 積雪層の粘性圧縮 II. 低温科学, 物理篇, **15**, 117.
- 3) De Quervain, M. R. 1958 On metamorphism and hardening of snow under constant pressure and temperature gradient. International Association of Scientific Hydrology, General Assembly of Tronto, **4**, 225.
- 4) 木下誠一 1957 衝撃による積雪の破壊 III. 低温科学, 物理篇, **16**, 119.
- 5) 木下誠一・若浜五郎 1959 アニリン固定法による積雪薄片. 低温科学, 物理篇, **18**, 77.
- 6) Г. К. Тушинский 1949 Лавины. Москва, 55.
- 7) 木下誠一, 未発表.
- 8) 小島賢治 1954 積雪の粘弾性. 低温科学, 物理篇, **12**, 1.

Résumé

The influences of temperature gradient upon the grain texture, settling rate and brittleness of snow have hitherto been studied in laboratories by the present and other authors. For the purpose of examining those influences under natural conditions two natural snow covers subjected to different temperature gradients were compared. The

one was an ordinary snow cover precipitated on the ground. The other was a snow cover deposited on a wide net stretched 1.7 m above the ground. Snow was deposited naturally on the net in the same manner as on the ground but the temperature gradient was quite different at the two snow covers as shown in Fig. 3. It was large within the snow cover on the ground because the bottom of the snow cover was kept at 0°C while its top was cooled by the cold air. The snow cover on the net was cooled both on its top and bottom surfaces with the result that the temperature gradient within it was kept at a small value. For the sake of brevity let the snow covers on the ground and on the net be denoted by [A] and [B] respectively.

In order to see the fine texture of snow under a microscope thin sections of thickness 1.0~1.5 mm were cut out of each of the snow layers composing the snow covers [A] and [B]. The cut was made by means of a fine nichrome wire heated by an electric current. It was found, in accord with the experimental results gained in the laboratories, that metamorphism of snow crystals in any layer of snow [A] was considerably faster than in the corresponding layer of snow [B]. In Fig. 6 of the text, the photographs on the left are sections of snow [A] while those on the right the sections of snow [B]. (Marks such as J-14, D-27 indicate the date on which the snow layer in question was deposited. J-14, for example, is January 14th.) The photographs in Fig. 7 show the ice grains of crushed snow. Also in this figure the photographs on the left belong to snow [A] while those on the right belong to snow [B]. The lower portion of snow [A] changed into a so-called depth hoar layer or "Schwimmschnee" as shown in Photo (1) of Fig. 6. In this portion a long-lasting large temperature gradient produced the depth hoars. In the upper layer of snow cover [A] the temperature gradient was also large but was changing its sign during a day. For that reason no hoar crystal was produced in the upper layer although the metamorphism of snow crystals was accelerated.

As physical quantities characterising the slow and rapid deformation of snow, coefficient η of compressive viscosity and resistance \bar{P} against an impulsive compression were determined respectively on each of the layers composing snows [A] and [B]. The ratio {(total weight of snow lying above a layer)/(relative rate of change in the density of that layer)} gave the coefficient η of compressive viscosity. The resistance \bar{P} was determined by dropping a heavy body upon the snow. An iron plate of area A was placed on the surface of snow and on that plate the weight was dropped. Let the depth by which the plate descended into the snow, the initial height of the body above the snow surface and the weight of the body be denoted by D , h and W respectively. Then \bar{P} is given by

$$\bar{P} = W(h+D)/A \cdot D.$$

Generally η was found to be larger on layers belonging to snow [B] than on those belonging to snow [A] as shown in Fig. 11 of the text. But the relation whether large or small in η was reversed on the layer of D-27. In this layer a large quantity of depth hoars developed in snow [A] while none in snow [B] as stated above. Resistance \bar{P} was in all cases smaller for snow [A] than for snow [B] as shown in Fig. 9. On layer D-27 of snow [A] containing many depth hoar crystals \bar{P} was found to be most reduced.