



Title	融雪水の積雪内渗透
Author(s)	吉田, 順五; YOSIDA, Zyungo
Citation	低温科学. 物理篇, 23, 1-16
Issue Date	1965-03-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18017
Type	departmental bulletin paper
File Information	23_p1-16.pdf



融雪水の積雪内浸透*

吉田 順五

(低温科学研究所 応用物理学部門)

(昭和 39 年 10 月受理)

I. 緒 言

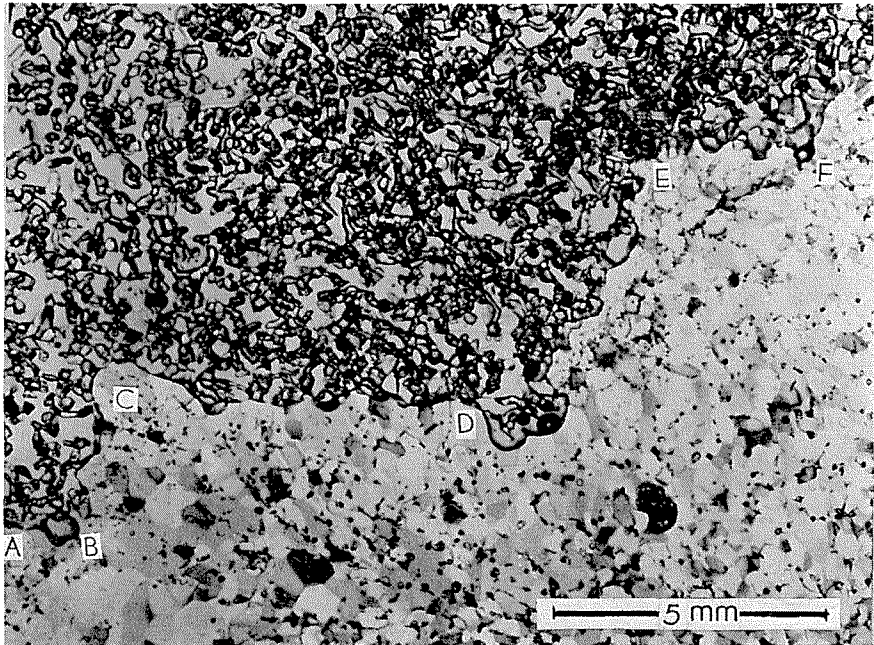
積雪は地熱のため下からも融けるが、その量はきわめて少ない。大部分の融雪は、暖気や日光によって積雪の表面でおこる。若浜¹⁾は二年まえ、積雪表面での融雪過程および融雪水の積雪内部への浸透をくわしく観察し、浸透に対しては理論的考察をくわえた。浸透については、融雪水が、しばしば、積雪内に「みずみち」とよばれる特定の道筋を作って流下する現象、また、融雪水が積雪を構成するいくたの雪層の境界のうちの特定なものに沿って水平にひろがる現象がいちじるしい。若浜は、これらふたつの現象の理論的考察にあたって、積雪を作る氷の粒子の形を球または立方体として粒子間をみだす水の運動を考察した。粒子の形を簡単にしたのは理論の便宜のためにすぎなかったとはいえ、なお、一般性にかけるうらみはまぬがれなかった。それで筆者は、「水面圧力帯」というものを考えて、うえのふたつの現象の説明を試みた。この考えかたによれば、積雪組織になんの仮定をおく必要もなくなる。そのかわり、水面圧力帯を規定すべき量の値を積雪組織の形から理論的に計算することはほとんど不可能である。しかし、実験によることにすれば、それらの量の決定にもさほどの困難はともなわないであろう。

II. 積雪内にある水の表面

水のなかに雪の柱を立てると、水は雪の柱をはいのぼり、外の水面上ある高さに達してとまる。第 1 図の写真は、器にいれた 0°C の水に 0°C の乾いた雪の柱を立て、器ごと急速に凍らせたものの鉛直断面である。水が凍ったあと、水が達しなかった上部の雪はアニリンで固定し、 0.2 mm ほどの厚さの薄片にけずって偏光顕微鏡でとった。水が凍るとき多少の変形がおこるのはやむをえない。しかし、第 1 図の氷と雪との境界面 ABCDEF は、凍る前の水と雪との境界面を、すなわち積雪内の水の表面を、かなり忠実に示すものと考えてよいと思う。

第 1 図の C 点と D 点とのあいだの境界面は、うねりながらも、ほぼ水平に走っている。外の水面からこの境界面までの高さを z とすると、境界面を内側から押す水の圧力 p は、大気圧 P より $\rho g z$ だけひくい。すなわち

* 北海道大学低温科学研究所業績 第 693 号



第1図 積雪内に停滞する水の表面の鉛直断面。
A B C D E F が水と雪との境界である

$$p = P - \rho g z \quad (1)$$

である。 ρ , g は水の密度, 重力加速度をあらわす。しかし, そとからは境界面に大気圧 P そのものがかかっている。この境界面における内外の圧力の差を打消し境界面を静止させるのは, よく知られているように, 境界面の曲率と表面張力とによる力である。表面張力を α , 境界面の曲率を q とすると, この力は $q\alpha$ にひとしく

$$q\alpha = \rho g z \quad (2)$$

の関係がなりたっているわけである。ここに q は

$$q = \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \quad (3)$$

で与えられる。 r_1 , r_2 は主曲率半径で, 主曲率の中心が境界面の外がわ, すなわち, 空気の側にあるとき正に, 逆のばあいには負にとる。

第1図の C 点から D 点までの境界面は, うねっているので, z の値が境界面のすべての点で同一であるとはいわれない。しかし, うねりは小さいから, z の変動は, あるにしても, z それ自体の値にくらべれば無視できよう。それで, 簡単のため, 境界面上で z は全く同一の値をとると考えることにする。ところで, この境界面は, 第1図の上部に示されている雪の複雑な組織のなかにひろがった面である。それにも拘らず, z の値が一定であるため, (2) 式により, 境界面上すべての点で境界面の曲率は同一でなければならない。また, 境界面と雪を形成

する氷の粒子との接触にも制限が加えられる。境界面と氷の粒子の表面とは一定な接触角で交わらなければならないからである。写真に見えるような複雑な雪の組織のなかに、このように厳しいふたつの条件をみたす面が存在しうるとは意外なことである。しかし、第1図が示すように、その存在は事実である。ただ、条件がきびしいので、任意の値の曲率 q の境界面の存在が許されるとは思われぬ。許される q の値の範囲はせまく限られたものとなろう。すなわち曲率 q には互に接近した最大値 q_1 と最小値 q_2 とがあつて、そのあいだの値の曲率をもつ境界面だけが存在しうると考えるべきであろう。

実際、第1図のA点とB点との間およびE点とF点との間では、C点とD点との間と z の値がちがうので、(2)式により、 q の値もちがう。このことから、曲率 q の値にある幅があることが事実として示される。また、B点とC点との間およびD点とE点との間では z の値が連続的にかわるので、 q の値も連続的に変化しているはずである。したがつて、曲率 q の最大値 q_1 と最小値 q_2 とのあいだには、不連続的な q の値ではなく、連続的な q の値が許されると考えるべきである。

III. 水面圧力帯

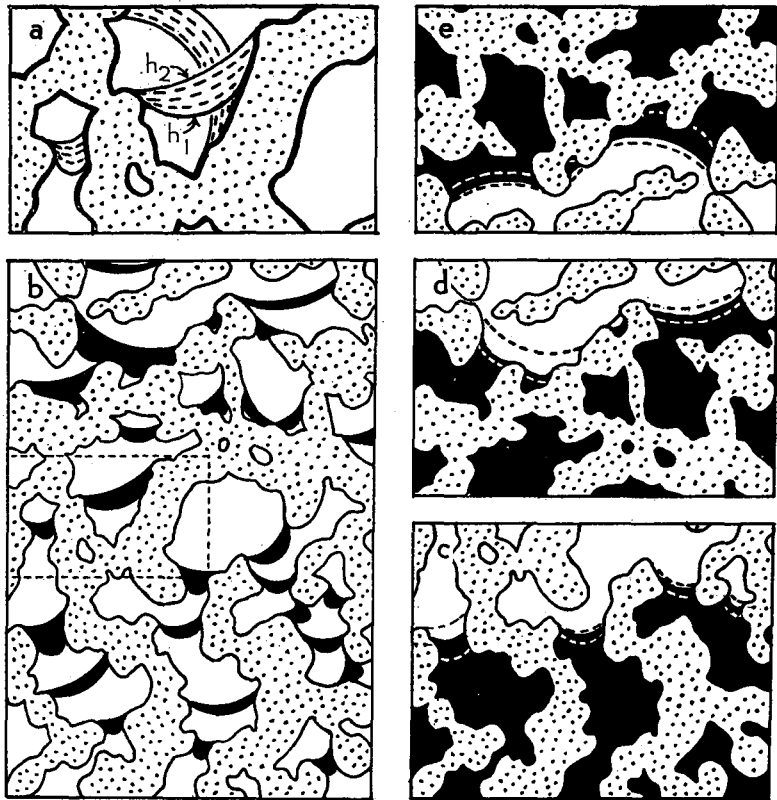
前節でのべたように、曲率 q の水面では、内外の圧力に αq の差が生ずる。曲率 q は実際には測定しにくいものなので、うへの関係を利用して、 αq にひとしい圧力を生ずべき水柱の高さ h で q をおきかえることにする。 h は

$$h = (\alpha/\rho g) q \quad (4)$$

であたえられる。積雪内の水と雪との境界面、すなわち積雪内の水の表面の曲率は q_1 と q_2 との間にかぎられるから、この境界面に関する h の値も h_1 と h_2 とのあいだにかぎられる。 h_1 、 h_2 は、それぞれ q_1 、 q_2 に対応する h の値である。この h の範囲を、以後、「積雪内の水の表面における圧力差の値の幅」という意味で、簡単に「水面圧力帯」、あるいは更に略して「圧力帯」ということにしよう。

水面圧力帯を空間的に表わせば、つぎのようになる。第2図 **a** は積雪の顕微鏡組織で、点をほどこした部分が氷の骨組、白い所が骨組のあいだの空隙である。5本の円弧からなる曲線群が三組かいてある。各群で、曲率のもっとも大きい(湾曲のもっとも強い)端の曲線が最大曲率 q_1 、すなわち最大表面圧力差 h_1 の水面の切断面を、また、曲率のもっとも小さい他の端の曲線が最小曲率 q_2 すなわち最小表面圧力差 h_2 の水面の切断面を表わす。水面圧力帯は、このふたつの曲線で表わされる曲面にはさまれた空間である。表面圧力差 h が h_1 と h_2 との間にあるときは、各群の内部の3本の曲線で代表されるような形の曲面のどれかを水面がとるわけである。そして、水はかならず曲面の凸の側にあり、凹の側は空気である。

しかし、この圧力帯に属する曲面が、常に積雪内水面として実現するわけではない。これらの曲面は可能な水面の形を表わすにすぎない。外部条件によって、ある圧力帯の場所に水面が存在しなくなればなくなったとすれば、必ずその圧力帯に属する曲面のどれかが選ばれるということである。それゆえ、第2図 **a** にも示されているように、同じ場所に向きの異なる二つ、



第2図 水面圧力帯の空間的配置。点をほどこした部分が積雪を形成する氷の骨組で白いところが空隙である。a: 3本の点線の円弧をはさむ実線の円弧のあいだが水面圧力帯。b: 三日月形の帯が水面圧力帯。c, d: 図bの雪の組織のなかに停滞する水の上。黒く塗った部分が水。e: 停滞する水の下面

あるいはそれ以上の圧力帯が重なって存在しうる。ある場所に圧力帯がひとつしかないということより、むしろ、たくさんあることの方が一般であろう。いうまでもなく、圧力帯に属さない空間には水面が実現する可能性はない。なお、第2図aには圧力帯に属する曲線を、それぞれについて曲率が一定な円弧としてかいた。しかし、これは必要なことではない。可能な水面は紙面に垂直な方向にひろがっているから、水面自体の曲率 q は一定でも、その切断面に現われる曲線の曲率は一定とかがらしない。第1図の下部にある氷の上の縁ABCDEFは、実際の水面として現われた圧力帯に属する曲面の切断面で、弯曲した線分の連なりである。しかし、各線分が、すべて、円弧にはなっていない。

積雪組織の範囲を第2図aより広くとり、圧力帯の分布の有様を示したのが第2図bである。圧力帯は、三日月形の黒い帯としてあらわした。しかし、だいたい下にむかって凸なものだけを書きこんだだけで、圧力帯をすべて示したのではない。上に凸なもの左右に凸なものなど、実際には、図に示したものより遙かに多くの圧力帯があるはずである。第2図c, dは、第

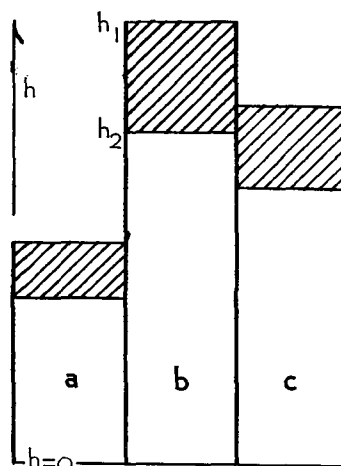
2 図 **b** の圧力帯に属する曲面が水面として実現したばあいの例を示す。黒く塗った部分が水である。第 2 図 **c** は h があまり大きくないばあいでは、水面は圧力帯のほぼ中央部に位する曲面として実現した。水面の下および上に書き入れた点線は、圧力帯のふち、すなわち最大最小表面圧力差 h_1 および h_2 の曲線である。第 2 図 **d** は h が大きいばあいでは、水面は最大表面圧力差 h_1 の曲線のごく近くを走っている。

第 2 節のばあいのように、積雪が下から水を吸いあげたばあいは、積雪内の水には上面しかない。しかし、表面で融雪がおこれば、流下した水が積雪内部で停滞することがあろう。この停滞水には上面とともに下面、また側面もある。停滞水の圧力は上よりは下の方が高い。したがって停滞水の下面における水の圧力 p は大気圧 P より低いとはいってもその差は僅かなのが普通である。すなわち h は小さい。第 2 図 **e** は、停滞水の下面の形をあらわすもので、下面の曲線は最小表面圧力差 h_2 の曲線のちかくにある。

IV. 積雪の組織と表面圧力帯

積雪の組織にちがいがあれば、あらゆる積雪の性質がかわるとともに表面圧力帯にも差異がうまれる。いま第 2 図 **b** の組織の雪に対して、氷の骨組の形を相似的に n 倍に拡大した組織の雪を考えよう。そして、はじめの組織の圧力帯に属する曲面も、すべて n 倍に拡大してみる。あきらかに、拡大された曲面のひとつひとつは曲面上すべての点でおなじ曲率をもち、拡大された氷の骨組との接触角は拡大のままと変らない。また拡大によって、これらの曲面以外に、一定の曲率と与えられた接触角とをもつ曲面があらたに現われることのないことも直ちにわかる。それゆえ拡大された曲面が、拡大された組織の積雪の表面圧力帯を形成することになる。しかし、圧力帯に属する主曲率半径 r_1, r_2 も n 倍に拡大されるので、(3) 式により、曲率 q の値は n 分の 1 に減少しなければならない。その結果、表面圧力帯の空間的な厚さは n 倍に増すけれども曲率 q の最大値 q_1 と最小値 q_2 との差は n 分の 1 に縮まることになる。第 2 図 **a** は、同図 **b** の中央部左側半分、破線でかこんだ矩形部分を約 2 倍に拡大したものである。うえにのべた関係は、これらふたつの図からも読みとることができる。

組織の拡大にともなう q の変化に比例して水面圧力差 h もかわる。第 3 図は表面圧力帯を h を用いてあらわした図である。中央の角柱 **b** の頭部、斜線をほどこした部分が、拡大前の組織の圧力帯で、その上縁が最大水面圧力差 h_1 を、下縁が最小水面圧力差 h_2 の値をしめす。左右の角柱 **a, c** の斜線部分は拡大率 n のことなるふたつの組織の圧力帯をあらわしている。拡大率 n は **a** のばあ



第 3 図 水面圧力差 h であらわした水面圧力帯。斜線部分が水面圧力帯である。積雪の組織は **a c b** の順に粗から密へうつる

の方が c のばあいより大きい。拡大率に逆比例して圧力帯の位置はさがり幅はちぢまる。

うえでは、積雪の組織すなわち氷の骨組の形に完全な相似性を仮定して論じたが、おなじ議論が平均の意味での相似を仮定してもなりたつ。この平均相似性とは、氷の骨組の分岐点に集る氷の粒子の数の平均値がひとしく、氷の粒子の長さとかきとの比の平均値もまた等しいということである。しかし、実際の積雪の組織には、平均相似性もみられない。もし見られるとすれば、密度が、すべての積雪について同じということになってしまう。それにしても、木下²⁾がおこなった、 $0.12\sim 0.37 \text{ gr/cm}^3$ の密度範囲にわたる積雪の組織の調査によると、氷の骨組の分岐点に集まる氷の粒子の数には差異がない。このことから、実際の積雪では組織の平均相似性が半分ほどはなりたっていると考えてよいであろう。それで、平均相似性があるばあいになりたつた量的関係を唱えるのは無理としても、定性的に、氷の粒子が大きくて組織があらひ積雪ほど、 h であらわした表面圧力帯の位置は低く幅はせまいと言ってよいことになる。すなわち、第3図の積雪 **a**, **b**, **c** についていえば、組織のいちばん粗いのが積雪 **a** であり、いちばん細かいのが積雪 **b** である。

積雪のなかに停滞する水の圧力は、水柱の高さであらわすと、 $H-h_1$ より低くはなれず $H-h_2$ より高くはなれない。 H は水柱であらわした大気圧である。したがって、停滞水には h_1-h_2 以上の、すなわち、第3図の表面圧力帯の幅以上の圧力差は生じえない。停滞水の表面の最高点と最低点とのあいだの高さを停滞水の厚さ t と呼ぼう。すると停滞水内には最大の圧力差として t の圧力差が存在することになる。よって、うえのことにより

$$t \leq h_1 - h_2 \quad (5)$$

の関係がなりたつ。すなわち第3図の表面圧力帯の幅は停滞水の厚さの最大限度をあたえる。

しかし、(5)式がなりたつのは、停滞水が一樣な性質の積雪内にあるときのことである。もし第3図 **b** の積雪 (第3図 **b** の圧力帯をもつ積雪の意味) の層が同図 **c** の積雪層のうえに重なっていれば、停滞水は両方の積雪にまたがることにより、 $(h_1)_b - (h_2)_c$ の厚さにまで達することができる。ここに、 $(h_1)_b$ は積雪 **b** の h_1 を、 $(h_2)_c$ は積雪 **c** の h_2 を表わす。積雪 **b**, **c** の圧力帯が、それぞれの下部と上部とで重っているため、停滞水の表面の圧力差として $(h_1)_b - (h_1)_c$ の範囲の値が許されるからである。逆に積雪層 **c** が積雪層 **b** の上にあつて停滞水が両者にまたがるとすれば、停滞水の厚さは $(h_1)_c - (h_2)_b$ 以下にかぎられてしまう。これは、停滞水内の圧力が常に上で低く下で高いことによる。

あい重なる積雪層の圧力帯が、第3図の積雪 **a** と **b** との圧力帯のように飛びはなれていると、両方にまたがる停滞水はありえない。停滞水の圧力は上にむかつて連続的に減少しなければならないのに、停滞水の表面では圧力が積雪層の境界で不連続にならざるをえないからである。あとで述べるように、このことが、ある特定な積雪層の境界にそつて水がたまって広がることと重要な関係をもつ。

V. 積雪内の水の流動

前節では、積雪内部に停滞水として水が静止するばあいを論じた。この節では水の流動降

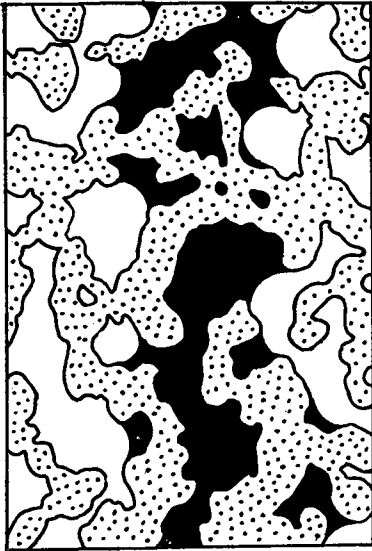
下を考察する。流動降下にはふたつの形式が考えられる³⁾。第一は、第4図のように、水が積雪内ある範囲の隙間を満してほぼ柱状の水路をつくり、それにそって流下する形式である。これを水路流下となづけよう。第二は積雪を形成する氷の骨組の表面をおおう薄い膜となって水が流下する形式である。このばあいには、積雪内の空隙は、ほとんどもとのままで残っている。第二の形式を皮膜流下とよぶことにする。

水路流下 流下が定常状態にあるとすれば

$$\rho g + \frac{dp}{dz} = \frac{v}{B} \quad (6)$$

の関係がなりたつ。 ρ は水の密度、 g は重力加速度、 p は水の圧力、 z は鉛直下方にとった坐標、 v は水の流下速度、 B は通水度、すなわち水の流動におよぼす積雪の抵抗の逆数である。流下速度には水路内の場所によって差異があるが、うえの v は流下速度の平均値である。以下 v を

cm/secの単位で考えるが、 v は水平な1cm²の面積を1sec間に通過する水の体積をcm³の単位で表わしたもの、すなわち、体積流量とみてもよい。通水度 B の単位は、cgsで示せばcm⁴/dyne·secである。



第4図 水路流下における水路

水路の側面では水面が外にむかって凹んでいなければならない。それゆえ p は大気圧 P よりはひくい。水路の側面は、第4図のように、水面圧力差を $P-p$ ならしめるような曲面が水面圧力帯のなかから扱ばれてできあがる。停滞水と同様、水路もまた、水面圧力帯が飛びはなれたふたつの雪層の境界をつらぬけない。水路中の水の圧力 p は連続的に変るよりほかないのに対し、水路の側面の曲率の変化が境界面で不連続なため、そこで $P-p$ が不連続にならざるをえないからである。

圧力勾配 dp/dz は、そのときどきの条件でかわる。それで、もっとも簡単な $dp/dz=0$ のばあいを考えよう。すると

$$v = B\rho g \quad (7)$$

となる。密度範囲0.21~0.48 gr/cm³の積雪の空気に関する B 、すなわち通気度は、清水の測定によると、 $5\sim 15 \times 10^{-2}$ cm⁴/dyne·secである⁴⁾。0°Cでの水の粘性係数は空気の粘性係数の100倍なので、通水度は通気度の100分の1の $5\sim 15 \times 10^{-4}$ cm⁴/dyne·secであるとみてよかろう。すると $\rho g = 980$ dyne/cm³であるから、(7)式の v の値は0.5~1.5 cm/secとなる。このことから、水路内の水の流下速度は1 cm/secの程度のもと考えてよいであろう。

粘性流体も、静止していれば、三つの主応力がひとしく、流体内部力は静水圧である。しかし、流体が運動中だと、一般に、主応力は異なる値をとる。それゆえ、水路の側面は、静止した

水の表面をあたえる水面圧力帯の曲面とは必ずしも一致しない。しかし、流動速度が 1 cm/sec という小さいものならば、応力状態が静水圧状態からはずれるとしても、その偏差はわずかなものであろう。それで、さきにのべたように、水路の側面も、水面圧力帯に属する曲面であると見て差しつかえない。

皮膜流下 あとの第 VII 節でのべるように、皮膜流下のおこっている密度 0.3~0.4 gr/cm³ の積雪の含水量 w は 0.01 g/cm³ の程度である。一方、おなじ密度範囲の積雪の比表面積 S 、すなわち、体積 1 cm³ の積雪を形成する氷の骨組の全表面積は、通気度の測定結果を用いて 30~110 cm² と計算された⁵⁾。水の皮膜の厚さ δ は、数値のうえでは、 w/S にひとしい。よって、 δ は 1000 分の数 mm のものと考えられる。

この水の皮膜流下速度を推定するために、鉛直に立つ半径 a の円柱を包む水の皮膜の降下速度 u を計算する。円柱の中心からの距離を r 、皮膜の厚さを δ 、水の粘性係数を μ とすると u を表わす式として

$$u = \frac{\rho g}{2\mu} \left[(a+\delta)^2 \ln \frac{r}{a} - \frac{1}{2}(r^2 - a^2) \right]$$

がえられる。これは、円柱の表面 $r=a$ で $u=0$ 、皮膜の表面 $r=a+\delta$ で $du/dr=0$ の境界条件を満足する粘性流体の運動方程式の解である。流下速度の平均値 \bar{u} は、 $\delta \ll a$ の関係をつかって

$$\bar{u} = \frac{1}{2\pi a \delta} \int_a^{a+\delta} 2\pi u r dr = \frac{\rho g \delta^2}{3\mu} \quad (8)$$

となる。0°C の水の粘性係数 $\mu=0.018$ ポアズを用い、 δ はさきに推定したところによって 3×10^{-4} cm とすると (8) 式は $\bar{u}=2 \times 10^{-3}$ cm/sec の値をあたえる。もとより積雪の組織は円柱を並べたてたような簡単なものではない。第 2 図に示したように、実際の積雪の氷の骨組の表面は複雑に屈曲しているから、そこを流下する水の薄膜の平均速度は上の値より小さいに相違ない。しかし、大きさの程度ではおなじと考てよかろう。それで、簡単でもあるから、2 を取去って、単に $\bar{u}=10^{-3}$ cm/sec としよう。

積雪を単位面積の平面で切断したとき、その平面と氷の骨組の表面との交線の長さの総和を s とする。第 2 図 **b** の面積が単位面積なら、点をほどこした部分をふちどる線の長さの総和が s である。すると、単位時間に皮膜流下によって水平な単位面積を通過する水の体積、すなわち流量は

$$v' = \bar{u} s \delta \quad (9)$$

で与えられる。さきに用いた比表面積 S と s との間には $S \overline{\sin \theta} = s$ の関係がある。 θ は氷の骨組の表面の法線と鉛直線とのあいだの角である。法線は同じ確率ですべての方向をとると考えられるから、 $\sin \theta$ の平均値 $\overline{\sin \theta}$ は $\pi/4$ である。それで、 v' の値といっても、その大きさの程度を論ずるかぎりでは s と S とは数値上おなじとしてよいであろう。さきにあげた S の値の範囲からみて $s=100$ cm/cm²、また $\delta=3 \times 10^{-4}$ cm、 $\bar{u}=10^{-3}$ cm/sec とすると、 $v'=3 \times 10^{-5}$ cm/sec となる。この値は水路流下による流量 v にくらべると、その 3 万分の 1 にすぎない。断面積

1 cm² の水路流下に匹敵する流量を薄膜流下で得るには 3 m² の面積がいるわけである。

積雪がしめつていれば水の骨組は必ず水の皮膜でおおわれている。それゆえ、しめつた雪では常に皮膜流下がおこっていると考えてよい。また、水路流下とちがって、皮膜流下には雪層の境界の妨害をうけることもない。

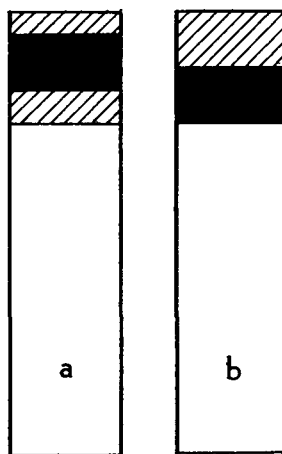
VI. 停滞水の安定度

第 5 図は、第 3 図と同様、水面圧力差 h で表現した圧力帯の図で、黒い帯は厚さ t が圧力帯の幅 h_1-h_2 よりうすい停滞水をあらわす。もし、第 IV 節でのべた $t \leq h_1-h_2$ の条件しかないとすれば、第 5 図 a のように、停滞水は圧力帯のなかで任意の位置をとりうることになる。しかし、次にのべる理由により、組織のあらい積雪では、第 5 図 b のように、停滞水は圧力帯のなかの最低位置をとる可能性が高い。

ある停滞水があつてその下面が、第 2 図 e のように、最小表面圧力差 h_2 の面より上方に少し退いた位置にあつて、下面における水の圧力が $H-h'$ であるとしよう。ここに $h' > h_2$ である。いま、停滞水の上面、側面はそのまま、下面だけが dz の距離だけ押し下げられたと考える。すると、下面における水の圧力（水柱の高さで表わした圧力）は dz だけ増して $H-h'+dz$ となる。つまり、これだけの圧力で水は停滞水の下面を押し下げようとするわけである。一方、大気は停滞水の下面を H の圧力で押しあげようとするが、表面張力のためその効果は $H-h'-(dh/dz) dz$ に減殺される。 $(dh/dz) dz$ は、下面の降下 dz にともなう h の変化であるが、下面が降下すれば下面の曲率 q が減少するので h も減少する。すなわち $dh/dz < 0$ である。

それゆえ $(-dh/dz) < 1$ ならば停滞水の持つ圧力 $H-h'+dz$ が大気圧に打勝つて更に下面を降下させる。すなわち停滞水のはじめの下面は不安定である。逆に $(-dh/dz) > 1$ ならば安定となる。

第 IV 節でのべたように、積雪の組織があまりほど表面圧力帯は空間的には厚く、 h による表現においてはうすい。したがって組織があまりほど $-dh/dz$ は減少し、その値が 1 より小さくなる可能性があります。その結果、停滞水の下面の不安定度も増大し、下面は表面圧力帯に属する曲面のうち最下の位置にある h_2 の曲面までさがつて止ることになる。すなわち、下面における水の圧力は $H-h_2$ となる。第 5 図 b はこの状態を表わしている。しかし、停滞水がこの状態に一応おちついたとしても、停滞水の下面の下方には、表面圧力帯が密に分布した領域がつづいている。それで、下面の一部が、そのすぐ下に位置する表面圧力帯に飛びうつることがおこるのであろう。飛びうつる途中で停滞水の下面は圧力帯に属さない曲面の形をとるが、これは水が運動中であるからさしつかえない。このようにして、ひとたび下面の一部が降下すると、



第 5 図 水面圧力帯のなかの停滞水の位置。黒く塗った部分が停滞水

そこの水の圧力が増して更に降下をおこさせる。かくして、ついに水路が形成され、停滞水はそれをたどって流下する。組織のあらい積雪のなかでは、停滞水は存在したとしても、このような機構によって流下してしまい、長持ちはしないと考えられる。

しかし、上のことがいえるのは、一様な性質の積雪が第3図の雪層 **b**, **c** のような水面圧力帯が重なりあう雪層の組合せからなる積雪についてである。第3図の雪層 **a** のうえに、飛びはなれた水面圧力帯をもつ雪層 **b** が重なっているばあいには、雪層 **b** 内の水は両層の境界をこえて下降できない。まえにのべたように、停滞水でも水路でも、この種の境界によっては切断されるからである。その結果、雪層 **b** 内を下降した水は境界のうえに止まり横へ広くひろがる。その意味で、この種の雪層の境界を「止水面」となづけよう。実際の積雪は性質の異なるいくたの雪層の重なったもので、雪層の境界の数は非常に多い。しかし、水がひろがって停滞するのはそのうちの特別なものに限られる。うえにのべたような、一部が重なりあう水面圧力帯をもつふたつの雪層の境界には水は停滞せず、飛びはなれた水面圧力帯をもつ雪層の境界、すなわち止水面圧力帯をもつ雪層の境界、すなわち、止水面のみ停滞するという機構を考えれば、この実際にみられる現象の説明がつく。

しかし、止水面に停滞してひろがったとしても、その水の状態が完全に安定であるとはいえない。停滞水の下面の圧力が、ところどころで、偶発的に $H-h_2$ 以上にのぼることがあろう。すると停滞水の下面は下の雪層の水面圧力帯に飛びうつる。しかし、そうであっても、一様な積雪内ではちがって水路が形成されないで、下面は一時的に飛び下るだけで、また、もとに戻ってしまう。それにしても、徐々に、この停滞水も下の雪層にうつるわけである。さらに、皮膜流下は、どんな種類の雪層境界にも妨げられずに行なわれる。したがって、上方からの水の補給が充分でなければ、雪層の境界に停滞した水もしだいに消失する。

止水面に凹所があれば、停滞水はそこにたまって厚さをまし、停滞水の下面の圧力が $H-h_2$ をこえる傾向が恒常的に発生する。この傾向を止めるために停滞水の下面は下の雪層の圧力帯に頻繁に飛びうつり、下の雪層のなかに水路流下がおこるに足るだけの水を供給するであろう。実際の積雪のなかには、しばしば「みずみち」といわれる水路流下の殊にはげしい場所が発見される。この「みずみち」は以上のようにして形成されると考えられる。

VII. 積雪内含水量分布の実測例

昭和39年4月8日北海道雨竜郡母子里で午前9時から午後5時まで、30分おきに、深さ95 cmの積雪全体にわたって密度と含水率とを測定した。第6図はその結果をまとめたものである。第6図のA図は積雪の含水量分布の、すなわち、積雪1 ccのなかにふくまれる水量の分布の時間的変化をあらわす。含水量は密度と含水率との積として定めた。たて軸は地面からの高さ、よこ軸は時刻で、数字を付けた実線および点線が等含水量線である。数字は0.01 g/ccを単位とする含水量をしめす。たとえば、数字3の線は含水量0.03 g/ccの等含水量線である。この日天気は晴で気温も正午には+3.5°Cとなり、融雪のため一定の場所の積雪表面は約10 cm低下した。しかし、第6図Aにはこの表面低下がかき表わしてない。それは次のような事情

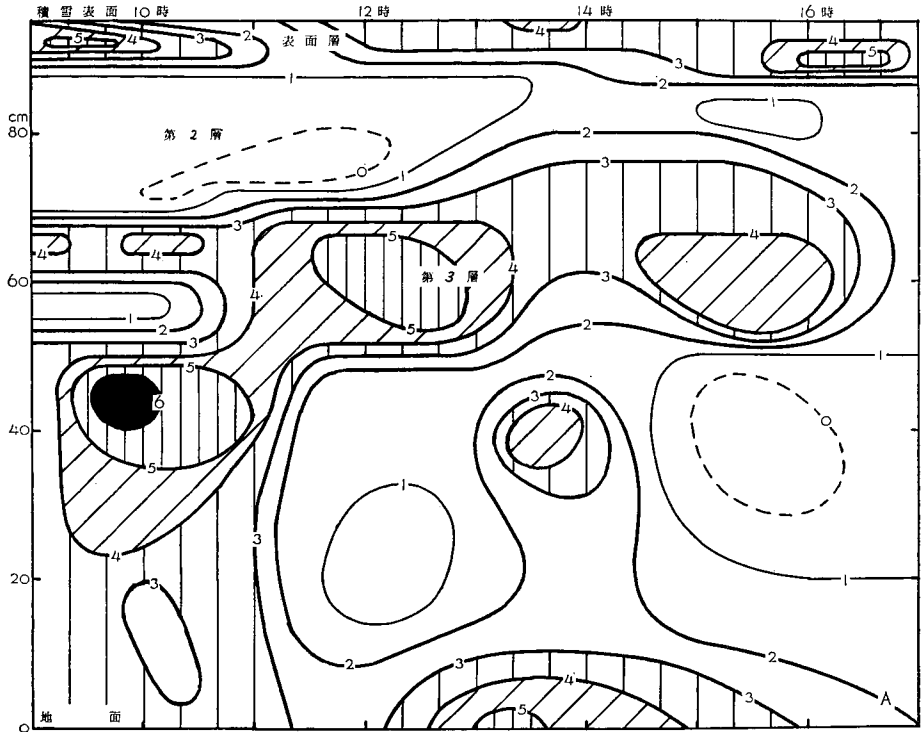
による。測定は母子里演習林看守所のテニスコートにつもった雪に穴をほり、穴の壁から試料をとって行なったが、壁の面は、雪を厚くけずりとりつつ、つねに新しく保つようにした。古い壁からとった試料は、ふくんでいた水を壁にそって流し出してしまっていて、正しい含水率をあたえないからである。したがって第6図Aはテニスコートのうちのかなり広い面積にわたって行なわれた測定をもとにしたものである。ところが、テニスコートのように平らな地面のうえでも積雪の厚さは一様でなく、厚さの変動が10 cmをこえた。それで、10 cmほどの積雪表面の低下は無視した方が、多くの測定値をまとめるには便利となったのである。

含水量分布変化 第6図Aでみると、含水量の多いのは、まず、厚さ5~6 cmの表面層である。ここでは、ほとんど終日、含水量は3以上(以後しばらく、簡単のため、たとえば、0.03 g/ccの含水量を単に3と呼ぶことにする。)の値を保っている。しかし、その下の20 cmほどの厚さの第2の雪層では、13時30分まで、含水量は1をこえず、0になったときさえある。そのごでも、あまり含水率は増大していない。表面層にこのように水がたまるのは、表面層とその下の雪層との水面圧力帯が、第3図の圧力帯**b**と**a**のように飛びはなれているためとして説明される。表面層と第2層との境が止水面になっているわけである。実際、積雪を構成する氷の粒子の大きさ、すなわち粒径の鉛直分布をしめす第6図Cからわかるように、表面から5 cmの深さで、粒径は1 mmから4~5 mmへと不連続的にかわっている。積雪の組織が密から粗へとこれだけ変れば、水面圧力帯も、この深さで、飛びはなれた位置にうつるにちがいない。

9時から13時半まで表面層の下の、地上70~90 cmにある第2層の含水率は1以下であるのに対して、その下の第3層の含水量は時間とともにしだいに増大している。これは、表面層の水が第2層を通過して下方へ浸透したことを示すものにほかならない。そして浸透がおこなわれているにも拘わらず、第2層の含水量が小さいことは、その浸透が水路流下ではなく皮膜流下によることを示唆する。まえに第V節で、皮膜流下のおこなわれている積雪の含水量を1として皮膜の厚さを計算したが、それはこのことによるのである。13時30分以後、第2層の含水量が1をこえるようになったのは、この層内で水路流下がはじまったからであろう。

11時ちかくまで地上60 cmを境にして上で水が多く下で少ないことの原因はよくわからない。地上40 cmから上に含水量が6になるほども水がたまったのは、地上40 cmにあった氷板によるものと思われる。しかしこの氷板は水もちがあまりよくなく、6の値の含水量も30分ほどしか保てなかった。水は氷板をもれて水路流下で地面までおちてしまい、11時には氷板上の含水量も2以下の値にさがってしまった。

地上50~70 cmの第3層は11時から、多量の水をふくみだした。これは地上50 cmに止水面があるからである。実際、第6図Cが示すように、地上50 cmの高さには粒径の不連続があり、粒径はここを境として上で小さく下で大きい。第3層は、上の第2層から皮膜流下で水を供給されつつも、地面にむかって、これも皮膜流下で水を流しだしてはいたが、水の蓄積は増大して限度に達し、13時をすぎたころ、水路流下で水を失いはじめた。水路流下で落ちた水は地上40 cmの氷板で一時支えられたが14時ごろには地面にむかって流れさった。そして再



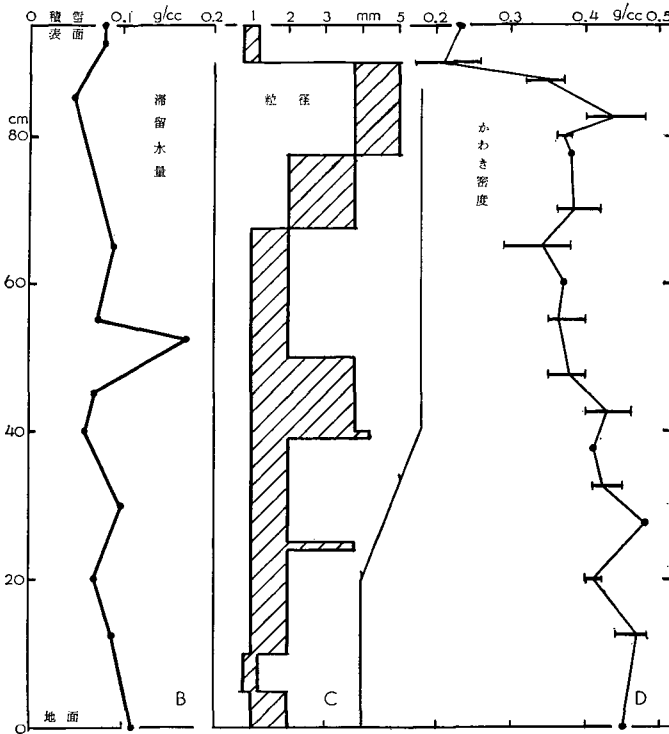
第6図 A 積雪内含水量分布の時間的変化。数字をつけた曲線が等含水量線で、数字は0.01 gr/ccを単位とする含水量の値
昭和39年4月8日北海道雨竜郡母子里にて測定

び第3層に水が蓄積されだした。

第6図Aの含水量分布の時間的変化の、すくなくとも荒筋は、うえのようにして、前節までに説明した水面圧力帯の考えを使って理解することができる。

滞留水量 積雪を一辺30 cmほどの立方体に切りだして台の上におき、上から0°Cの水をそそぐと、大部分の水は雪を通過して流れ去るが、一部の水は雪のなかに滞留する。水を注いでから2~3分たって測定した雪の含水量を「滞留水量」となづけよう。第6図Bは地上いろいろな高さで雪の立方体を切りだして定めた滞留水量の鉛直分布図である。雪の立方体に水を注いだ直後は、水面圧力帯に属する曲面が十分に活用されて、停滞しうる水としては最大限にちかひ量が雪のなかに止るであろう。滞留水量はその状態での含水量にほかならない。積雪の組織が細かいほど、 h で表現した水面圧力帯は、幅がひろく停滞に必要な条件をみだす曲面が扱われやすい。したがって、粒径が小さくて雪の組織がこまかくなるほど滞留水量は多くなるであろう。実際、第6図Bを同図Cとくらべると、あまり顕著な形においてではないが、この傾向がみとめられる。

第6図Aのうちで、含水量が滞留水量に達したのは、10時ごろの地上45 cmあたりにある含水量6の部分にすぎない。ほかのところの含水量は、うえに述べたふたつの止水面上におい



第6図 B 滞留水量の鉛直分布
 C 積雪を形成する水の粒子の大きさの鉛直分布
 D かわき密度の鉛直分布

ですら滞留水量の半分前後である。それ以外のところでは滞留水量より遙かにすくない。第VI節でのべたように、水面圧力帯に属する曲面を表面として積雪内に停滞しても、その水は皮膜流下によって次第に失われてゆく。実際の積雪で滞留水量が稀にしか保たれないのは、たえず行なわれるこの皮膜流下のためであろう。

かわき密度 湿った雪について直接測定される密度は、雪1cc中にふくまれる氷と水との量の和である。この雪が乾いて水を失い、氷の骨組だけ残したと想像したときの密度が第6図Dの「かわき密度」である。かわき密度は直接測定される密度と含水率との値から計算で定められる。地面からの高さが同じところでも「かわき密度」は時間とともに変った。第6図Dの水平線分はその変動範囲をあらわし、水平線分と上下に走る屈曲線との交点が平均値である。かわき密度は時間がたつと増大する傾向にはあつたが、逆に減ることも稀ではなかつた。一方第6図Aが示すように、地上いかなる高さのところでも、含水量は時間的にかなり激しくかわつた。湿った雪のなかでは凍結融解がおこりえないから、雪を構成する氷の骨組はなんらの変化もこうむらないと一応は考えられる。しかし、うえの事実をみると、含水量の変化がかわき密度の変化、したがって氷の骨組の変化をもたらすことが疑われる。実際に、若浜は、積雪がしめつたり、あるいは全く水に浸されると、積雪の氷の粒子の変形が非常に促進される事実を

みいだしている⁶⁾。

VIII. 要 約

積雪の隙間をみだす水の表面は平面ではありえず、必ず有限な曲率をもつ。そのため、表面張力の作用で水の圧力が大気圧よりさがるが、この水面圧力差には同一の高さでは同一の値をとるべき制限が加えられる。つまり、同一の高さでは水面の曲率がおなじでなければならない。この制限によって、水面圧力差には、せまい範囲の値だけが許されると考え、その範囲を水面圧力帯とよんだ。

水面圧力帯は積雪の組織の粗密によってかわる。それで、積雪を構成する多くの雪層のあいだの境界面で、境界面の上下の雪層の圧力帯が一部重なるばあいと、間をおいて飛びはなれるばあいとがおこりうる。前のばあい、水は境界をまたいで存在しうる。しかし、あとのばあいには水は境界によって切断される。境界においても水の圧力は連続的に変るよりほかないのに、水の表面では圧力帯の間隙のため不連続が現われることになるからである。この水の切断のおこる境界にのみ水は停滞しうる。以上のことによって、積雪内の特定な境界にそってのみ水がひろがる事実を説明し、この種の境界面を止水面と名づけた。

ただ、ここで補足をする必要がある。本文では、水面圧力帯に間隙があるような境界は、すべて、止水面となりうるように述べた。しかし、実際には、境界の上にある雪層が下にある雪層より細い組織でなければならないという条件が加わる。積雪は、組織が細かいほど、そのなかにふくむ水の圧力をさげる。それで、粗い層が上にあるばあいは、水が境界面で支えられたとしても、下にある圧力をさげる力の強い雪層に吸引されてしまうであろう。つまり、このばあいには水の状態は不安定で、境界面は止水面の役をはたせないわけである。

積雪の水の流下機構については、水路流下と皮膜流下とのふたつを考えた。水路流下もまた止水面で切断され、それを貫くことはできない。しかし皮膜流下にはこのような制約はなく、積雪が湿っているかぎり、皮膜流下はつねにおこなわれる。

以上の考えによって融雪水の積雪内浸透現象の説明をこころみ、実際に観測された積雪内の融雪水分布の時間的変化に解釈をあたえた。しかし、浸透に関するすべての現象が説明されたわけではない。将来の研究にまつべき多くの問題が残されている。

第6図に関する測定は、木下教授、若浜助教授ほか数名の低温科学研究所員によっておこなわれた。その結果を利用できたことについて、それらの諸君に、ここに記して、感謝の意をあらわす。

文 献

- 1) 若浜五郎 1963 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.
- 2) 木下誠一 1960 積雪層の組織の変態過程. 低温科学, 物理篇, **19**, 111-118.
- 3) 吉田順五 1956 遠心分離器による積雪含水量の測定について. 低温科学, 物理篇, **14**, 55-75.
- 4) 清水 弘 1960 積雪の通気抵抗 IV. 低温科学, 物理篇, **19**, 165-173.
- 5) 清水 弘 1956 積雪の通気抵抗 III. 低温科学, 物理篇, **15**, 73-79.
- 6) 若浜五郎 1965 水を含んだ積雪の変態, 低温科学, 物理篇, **23**, 51-66.

Summary

Snow covers consist of a great many of thin, variously textured layers of snow, consequently the boundaries between the layers also vary greatly. Surface melt water flows down through the snow cover until it reaches certain of those boundaries which arrest this flow. For the purpose of explaining why the melt water is only arrested by certain boundaries, the author attributed a "surface pressure band" to each of the snow layers; a range of pressures which water in a snow layer may contain without flowing.

Figure 1 of the text is a vertical section of a portion of a snow column of uniform texture standing in a shallow vessel filled with water. As may be seen, the water rose some centimeters in the lower portion of the column. Thin sections of this column were made by freezing the wet lower portion. The upper portion of the column was solidified with aniline. The upper surface of the water, ABCDEF, is a series of curved segments convex to the water, which indicates that the pressure of the water, p , is less than the atmospheric pressure, P . If the curvature and the surface tension of the water are represented by q and α , the pressure difference, $P-p$, is equal to $q\alpha$ and this quantity must satisfy the condition

$$\alpha \cdot dq = \rho g \cdot dz, \quad (1)$$

where ρ , g and z are, respectively, the density of water, the acceleration of gravity and the vertical coordinate of a point on the water surface. In addition there must be a definite contact angle wherever the water surface touches ice particles in the snow (Fig. 1 upper). It seems improbable that surfaces satisfying these strict conditions exist in such a complicated ice framework of snow. The author thinks that possible values for the curvature of the water surface, q , lie within a narrow range, $q_1 \sim q_2$; q_1 and q_2 being maximum and minimum values for q . Then, the pressure of water at its surface lies between $P-\alpha q_1$ and $P-\alpha q_2$, and this pressure range is the above mentioned "surface pressure band".

The dotted portion of Fig. 2 b represents the ice framework of snow, and the thick crescent-shaped black bands indicate permissible locations for the water surface. (It should be noted that all of the bands are not shown in this figure. There will be a great many other bands curving downwards, to the left or to the right). The water pressure at the most highly curved portion of the bands is expressed as $P-\alpha q_1$, while $P-\alpha q_2$ expresses this pressure at the least curved portions. In general, the actual positions of the water surfaces will be intermediate between these extremes, as is shown by the black areas in Figs. 2 c, 2 d and 2 e.

For the sake of convenience, let $h = \alpha q / \rho g$, the pressure expressed in terms of the height of a water column, be used in place of q ; h_1 and h_2 are values for h which correspond to q_1 and q_2 . Let us suppose that the snow texture is enlarged n -times. Then, the curvatures q_1 and q_2 will be reduced to the n -th part of those in the original texture, and h_1 and h_2 will be reduced correspondingly. From this it may be seen that the coarser the texture of the snow, the lower the values assigned to h_1 and h_2 . In Fig. 3, the cross-hatched portion of each column indicates the "surface pressure band" expressed in terms of h . The texture of snow becomes finer in the order a, c and b.

Two kinds of interlayer boundary can be distinguished :

1. the snow layers making this boundary are so closely related in texture that their surface pressure bands overlap (Fig. 3, b and c).
2. this boundary appears between adjacent snow layers so different in texture that their surface pressure bands are entirely separate (Fig. 3, a and b).

Water flowing through a snow cover cannot pass through the second kind of boundary, since a discontinuity in the curvature, q , at the boundary prevents continuous change in the water pressure. Therefore, when the texture of the snow is finer in the upper snow layer, the flow of water is arrested by such boundaries and the snow lying above them is soaked with the water. With the first kind of boundary, however, there is no discontinuity in the pressure distribution and the melt water can pass through. Adjacent snow layers usually have similar textures and usually form boundaries of this kind. The other kind of boundary is more rarely observed.

Changes in the distribution of melt water soaking into snow cover with time, are shown in fig. 6A. The ordinate is the height above the ground and the abscissa is time. The curves indicate the free water content in units of 0.01 g/cc. Larger amounts of free water are retained at depths less than 5 cm below the surface of the snow cover and at 50 cm above the ground, indicating that there are water-holding boundaries of the second kind at these levels. Actually, there are rapid changes in the grain size of the snow at both of these levels. Both boundaries separate an upper, fine-grained layer from a lower, coarser-grained layer (Fig. 6C).