



Title	積雪内における融雪水の移動 III : 水路流下速度、皮膜流下速度
Author(s)	若浜, 五郎; WAKAHAMA, Gorow
Citation	低温科学. 物理篇, 26, 77-86
Issue Date	1969-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18079
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p77-86.pdf



積雪内における融雪水の移動 III*

—— 水路流下速度，皮膜流下速度 ——

若 浜 五 郎

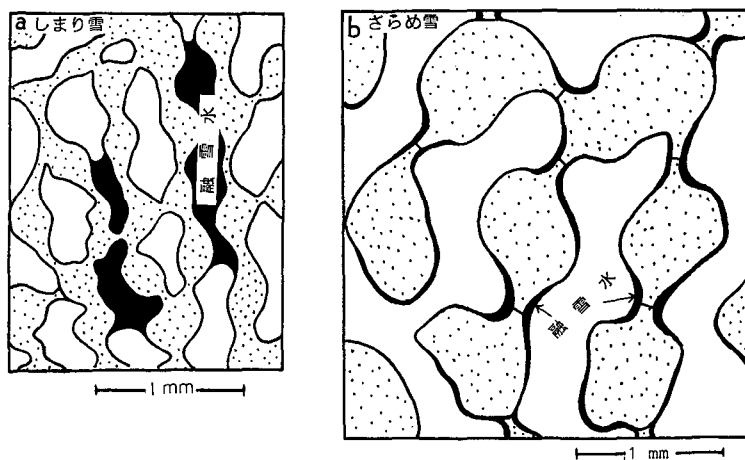
(低温科学研究所 応用物理学部門)

(昭和43年10月受理)

I. ま え が き

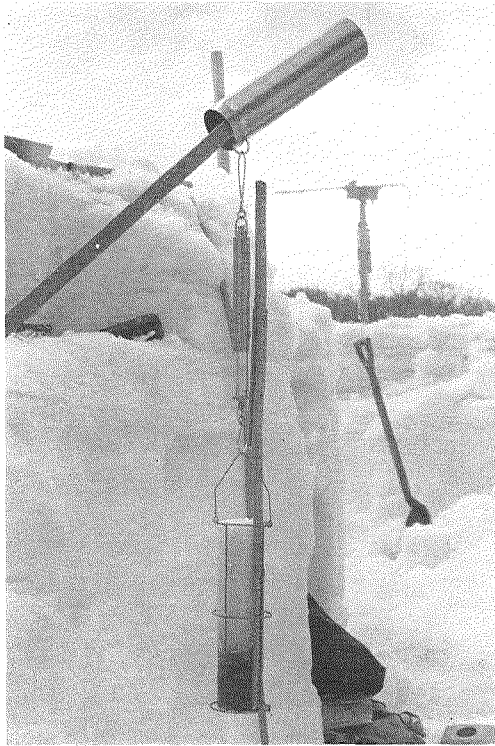
春になると、積雪は表面でとけはじめる。とけ水は積雪内を流下透過し、やがて積雪全層が水を含んでぬれる。われわれは数年来、積雪内の各雪層について、含水率を時々測定することにより、積雪内における融雪水の移動の実体を追求してきた。その結果はすでに、前報告 I¹⁾, II²⁾ でのべた。

とけ水は積雪内を水路流下または皮膜流下で流下する。水路流下とは、かなり大量のとけ水が、積雪内の空隙をうめつつ、ひとかたまりとなって積雪内を流下することをいう (第1図 (a))。一方、皮膜流下では、とけ水が氷の粒を皮膜状に包みながら、じわじわと流下する (同図 (b))。吉田³⁾ は、これらふたつの流下形式についてくわしく論じ、それぞれの流下速度を理論的



第1図 とけ水が積雪内を流下するばあい、2通りのしかたがあることを模式的に示した図。点をまぶした部分が、積雪の骨組み。(a) 水路流下；とけ水は積雪内の空隙をうめながら流下する。(b) 皮膜流下；とけ水が、氷の粒の表面を皮膜状に包みながら流下する

* 北海道大学低温科学研究所業績 第938号



第2図 とけ水の流下速度を測定するために、雪の円柱を吊したところ。パネばかりで吊された下部中央の針金の枠のなかに雪の円柱がはいつている。雪の柱の下部にみえる黒い部分が、たまった色水

に求めた。しかしながら、流下速度を実測で求めた例は、ほとんどないようである。そこで、筆者は数年前からいろいろな方法を試み、これらふたつの流下速度を実験的に求めた。以下にその結果を報告する。

II. 水路流下速度の測定

測定は、昭和42年4月中旬、北海道雨竜郡北母子里、北大演習林看守所構内の厚さ約160 cmの積雪についておこなった。積雪各層から、直径5.9 cm、長さ約25 cmの雪の円柱を水平方向に切りだし、それを第2図に示すように、空中に鉛直方向に長く吊した。青インクを約20倍にうすめて作った色水をビーカーに入れ、0°Cに冷やしたのち、雪の柱の上面に一気にそそぐ。色水が、かなり急速に雪の中を流れ下り、やがて、雪の柱の下面に到達するのがはっきり見える。このとき、色水は、雪の中を水路流下で流れ下ったと考えられる。従って、色水をかけてから雪の柱の下面に達するまでの時間を測定すれば、水路流下速度が求められる。長さが24~25 cmの雪

第1表 水路流下速度、皮膜流下速度

	雪質	氷密度 ρ_w , g/cm ³	含水率 w, %	乾き度 ρ_s , g/cm ³	含水量 W, g/cm ³	しみ上り高さ h, cm	水路流下速度 v, cm/sec	計算値 v*, cm/sec	流下速度 Q, g/cm ² ·min	皮膜流下速度 \bar{u} , cm/min	計算値 \bar{u} *, cm/min
1	しまりゆき	0.52	16	0.44	0.083	7.0	1.5	1.5	0.022	3.3	0.75
2	"	0.51	16	0.43	0.082	7.0	1.4	1.7	0.025	3.9	0.72
3	かたしまりゆき	0.54	15	0.46	0.081	8.0	1.3	1.3	0.022	3.4	0.71
4	しまりゆき	0.51	17	0.42	0.087	8.5	1.2	1.2	0.029	4.2	0.81
5	"	0.48	15	0.41	0.072	7.0	1.2	1.9	0.018	3.2	0.56
6	しまりゆき びらめまじり	0.51	15	0.43	0.076	7.5	1.3	1.5	0.022	3.6	1.1
7	"	0.51	13	0.42	0.066	4.5	1.6	4.2	0.013	2.4	0.80
8	こびらめ	0.52	15	0.44	0.078	6.0	2.0	2.3	0.022	3.5	1.8
9	"	0.54	15	0.46	0.081	7.0	1.5	1.7	0.015	2.3	2.0
10	びらめゆき	0.40	16	0.34	0.064	3.7	3.0	10.0	0.018	3.6	4.9
11	"	0.45	15	0.38	0.068	3.5	2.1	8.6	0.022	4.1	5.4
12	"	0.45	13	0.37	0.059	3.5	2.3	8.6	0.013	2.7	4.1
13	大びらめ	0.53	15	0.45	0.080	4.5	2.6	4.1	0.018	2.9	7.5

の柱の内部を色水が流下するに要した時間は、雪質によってことなるが、8~21秒であった。第1表に測定結果を、雪に関する他の物理量と共にまとめた。第8行の v が、水路流下速度の実測値である。密度が 0.45 g/cm^3 のしまりゆきでは $1.2\sim 1.5 \text{ cm/sec}$ で、吉田³⁾の得た理論値にほぼひとしい。また、ざらめゆきでは $2\sim 3 \text{ cm/sec}$ であった。

このように、水路流下速度 v は、雪質によって、かなり値がちがう。そこで次に、この水路流下速度と雪質との関係を考えてみよう。

III. 水路流下速度に関する考察

積雪は小さな氷の粒が立体的につながり合っていてできている。氷の粒の形や大きさ、つながりかたなどは非常に複雑で、雪によって千差万別である。そのため、雪質を量的に表わすことは非常に難しい。量的性質としては、たとえば、雪の密度、硬度、通気度などがあるが、これだけで雪質を表現することはできない。しかし、次にのべるように、水路流下速度と雪質との関係を求めるばあいには、雪質を表わす量として、雪の密度 ρ_s と、その雪が水を吸い上げる高さ h とがあればよいことがわかる。

水路流下による水の流れが定常的なばあいには、吉田³⁾が示したように、流下速度 v は近似的に次の式で与えられる。

$$v = \rho g B \quad (1)$$

ここに、 ρ は水の密度、 g は重力の加速度、 B は通水度とよばれる量である。

清水⁴⁾は、積雪内の空隙を、半径 r_0 の n 本の細い円管の束でおきかえ、 B として次の式をえた。

$$B = \frac{\varepsilon}{8\eta} r_0^2 = \frac{1}{8\pi\eta} \cdot \frac{\varepsilon^2}{n} = \frac{1}{8\pi\eta} \cdot \frac{1}{n} \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_i}\right)^2 \quad (2)$$

ここに、 η は水の粘性係数、 ρ_s 、 ρ_i はそれぞれ、雪および氷の密度である。 ε は雪の空隙率で、 $\varepsilon = (1 - \rho_s/\rho_i) = n\pi r_0^2$ で与えられる。

(1)、(2)式から、

$$v = \frac{\rho g}{8\eta} r_0^2 \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_i}\right) \quad (3)$$

でえられる。この式で、 ρ 、 g 、 η 、 ρ_i は定数である。雪質に関係がある量は、 ρ_s と r_0 とである。雪の密度 ρ_s はたやすく測定できるが、雪の空隙の大きさを示す量 r_0 を直接測定することはむずかしい。しかし、間接的ではあるが、次のようにして、この r_0 もたやすく求めることができる。

水の中に雪の柱を立てると、水は雪の柱の内部をはいのぼり、外の水面上ある高さに達してとまる。この高さ h は、雪質によっていろいろ異なった値をとるが、ひとつの雪については、ほぼ一定の値を示す。このように、雪のなかの水を、外の水面より h だけ高いところで静止させるのは、積雪内をしみ上った水の表面の曲率と、水の表面張力とによる力である。水

の表面張力を σ 、水面のふたつの主曲率半径が相ひとしいとし、その値を r とすれば、この力は $2\sigma/r$ にひとしく、

$$2\sigma/r = \rho gh \quad (4)$$

の関係がなりたつ。この曲率半径 r は、積雪内部の空隙の最も細い部分における太さの半分にとひとしいと考えられる。従って、水のしみ上りの高さ h を測定することにより、(4)式を用いて、空隙の太さ $d=2r$ を求めることができる。実測によれば、 h は密度と雪質でことなるが、ざらめゆきで 15~25 mm、しまりゆきで 50~80 mm のことが多い。 σ は 76 dyne/cm だから、 $h=20$ mm のざらめゆきでは、空隙の太さ $d=2r \approx 1.5$ mm、 $h=60$ mm のしまりゆきでは、 $d=2r \approx 0.5$ mm となる。

(3), (4) 式を組み合わせると、

$$v = \frac{\sigma}{2\eta\rho g} \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_i}\right) \cdot \frac{1}{h^2} \quad (5)$$

となる。これが、水路流下速度 v と、雪質との関係を表わす式である。雪質は、密度 ρ_s と水のしみ上りの高さ h によって表わされていることがわかるであろう。

さきに、水路流下速度 v を測定した雪について求めた密度 ρ_s 、およびしみ上りの高さ h も、第1表のそれぞれ第5行と第7行に示してある。この値を(5)式に代入して求めた計算値 v^* を、同じ表の第9行に示した。これを実測値 v と比較すると、しまりゆきでは、非常によく一致していることがわかる。このことは、(5)式を導くにあたって仮定したことがら、しまりゆきのばあいには、ほぼ正しかったことを示すと考えられる。

これに反し、ざらめゆきのばあいには、実測値と計算値とが必ずしも一致していない。計算値が実測値の3~4倍になっているものも多い。ざらめゆきは、氷の粒も、空隙も、しまりゆきにくらべてずっと大きく、組織が粗い。そのため、計算の際にたてた仮定、たとえば、水の表面の、ふたつの主曲率半径がひとしいとか、流下が定常的である、などの仮定が実際のざらめゆきでは成り立たないのである。

IV. 皮膜流下速度の測定

融雪がはげしいときには、積雪内のあちこちで前述の水路流下がおこる。しかし、水路流下がおこらなくても、とけ水はつねに積雪粒子を皮膜状に包みつつ、積雪内を流下する。吉田³⁾は、理論的にこの皮膜流下の平均速度 \bar{u} の式を導き、 $\bar{u} = \rho g \delta^2 / 3\eta$ をえた。この式で、 ρ 、 g 、 η は前項でと同じ量を、 δ は皮膜水の平均の厚さを表わしている。皮膜流下速度 \bar{u} は、皮膜水の厚さ δ の自乗で増大することがわかる。ところで、 δ は、ぬれ密度 ρ_w 、含水率 w (含水量 $W = \rho_w \cdot w$)、比表面積 S の雪では、 $\delta = \rho_w \cdot w / S = W / S$ で与えられる。比表面積 S は、清水⁴⁾の測定によると、ざらめゆきで $30 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$ 、しまりゆきで $110 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$ のていどである。この値や上の関係式を用いて、いろいろな雪の皮膜流下速度 \bar{u} がえられる。たとえば、 $\rho_w = 0.35 \text{ g/cm}^3$ 、 $w = 5\%$ ($W = 0.01 \text{ g/cm}^3$)、 $S = 100 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$ のしまりゆきでは、 $\delta \approx 1 \mu$ 、 $\bar{u} \approx 2 \mu/\text{sec} \approx 0.1 \text{ mm/min}$;

密度、含水率がこれと同じざらめゆきでは、 $\delta \approx 3.5 \mu$, $\bar{u} \approx 25 \mu/\text{sec} = 1.5 \text{ mm/min}$ となる。また、 $\rho_w = 0.40 \text{ g/cm}^3$, $w = 10\%$ ($W = 0.04 \text{ g/cm}^3$), $S = 100 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$ のしまりゆきでは、 $\delta \approx 4 \mu$, $\bar{u} \approx 30 \mu/\text{sec} \approx 2 \text{ mm/min}$, 同じ ρ_w , w で $S = 30 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$ のざらめゆきでは、 $\delta \approx 13 \mu$, $\bar{u} \approx 300 \mu/\text{sec} \approx 2 \text{ cm/min}$ となる。

一方、皮膜流下速度を実験的に求める試みは、数年来、筆者らにより二、三の方法で試みられてきた。以下、順次それらについてのべる。

1) 含水率の時間的変化の図から求める法

前報告 II²⁾ で、積雪内の含水率分布が時間的に変化する有様を第 2 図、第 3 図などに示した。これらの図を用いると、下にのべるような特別なばあいに限られるが、皮膜流下速度を求めることができる。これらの図から、早朝クラストしていた表面ふきんの層内を、その日はじめてのとけ水が流下する状況がわかる。4 月 13 日の例では、7 時 50 分ころ表面で融雪がはじまったり、25 分後の 8 時 15 分にとけ水が、表面下 12 cm に達した。このばあい、とけ水はこのクラスト層内を皮膜流下したと考えられるから、その速度 \bar{u} は $12 \text{ cm} \div 25 \text{ min} = 0.48 \text{ cm/min}$ として求められる。同様に、4 月 15 日のばあいは 1.1 cm/min , 1968 年 4 月 18 日には 0.56 cm/min , 同 4 月 20 日には 0.60 cm/min と求められた。4 月 15 日をのぞけば、皮膜流下速度は $0.5 \sim 0.6 \text{ cm/min}$ のていどとなる。

いずれのばあいも、表面層の密度が 0.4 g/cm^3 のざらめゆきだったので、今、かりに含水率を 5% とすると、上の理論式からは、 $\bar{u} \sim 0.6 \text{ cm/min}$ となる。これは、実測値とよく一致する。

以上のべた実測値は、いずれも、もともと含水量が 0 のざらめゆきの層内をとけ水が流下した特別なばあいの値である。一般的なばあいの \bar{u} は、この方法ではえられない。また、この方法では、積雪表面がとけだした瞬間、あるいは、ある深さにそのとけ水が到達した瞬間をとらえることがむずかしい。従って、精度はよくないであろう。

2) 色水法

染料の粉末を積雪表面にまくと、表面にあるとけ水がそれをとかし、色水となって積雪内を流下する。それゆえ、染料の粉末を雪の表面にまいてから適当な時間がたったとき、積雪を掘ってみれば、色水がどこまで流下浸透したかがわかり、皮膜流下速度が求められる。実験には、染料としてエオシンの粉末を用いた。

この色水法を用い、上にのべたと同じ 1968 年 4 月 18 日、同じ場所で、ざらめゆきの皮膜流下速度を求めた。この日、まだ融雪がはじまらない午前 7 時 25 分に、エオシンの粉末を約 1 グラム、クラストした積雪表面上に散布した。7 時 50 分ころ融雪がはじまったが、約 1 時間 45 分後に、表面下 44 cm に達したことがみとめられた。表面から 44 cm 下まで、全層ざらめゆきで、顕著な止水面はみとめられなかった。従って、自然状態のざらめゆき内の平均皮膜流下速度として、 $\bar{u} \sim 0.42 \text{ cm/min}$ がえられる。これは、前項 1 の方法で求めた値の 0.48 cm/min にちかい。

ついで、10 時すぎに、同じ場所で再び色水法で測定した。色水の先端は、10 分後に表面下 12.7 cm, 20 分後に 24.5 cm, 30 分後には 34.0 cm に到達した。これから \bar{u} を求めると、は

じめの10分間では平均1.27 cm/min, 20分間では平均1.23 cm/min, 30分では1.13 cm/minとなる。

同じ層について測定したのに、早朝では0.4 cm/minだったのが、融雪がはげしくなった10時すぎには1.2 cm/minに増した。これは、前に述べたように、含水量の増大によるものと考えられる。10時すぎには、皮膜水の厚さ δ は、 15μ のていどだったので、この δ の値を用い吉田の式から \bar{u} を求めると2.5 cm/minとなる。

以上は、自然状態の雪について測定した値である。自然状態の積雪は、一般に多くの層がつみ重なっていて、各層ごとに密度、雪質がことなる。また、層の境界が止水面となって、水の流下をさまたげることもある。そこで次に、積雪内のわりあい一様な層から長さ60 cm, 幅30 cm, 厚さ20 cmほどの雪の厚板を切りだし、雪の表面上に鉛直に立て、色水を上端面に注いで \bar{u} を測定した。

乾き密度0.45 g/cm³, 含水率15%の一様な「こざらめゆき」の板について数回測定したところ、0.5~0.7 cm/minの値をえた。このばあい、吉田の式から \bar{u} を求めると、 $\bar{u}\sim 2$ cm/minとなる。

以上、実測された皮膜流下速度は雪質、含水量などでことなるが、0.5~1 cm/minのていどであることがわかった。これに対応する理論値は、2~2.5 cm/minで、実測値より約3倍も大きい。しかし、吉田³⁾も注意しているように、理論値は、皮膜水が氷の円柱の表面にそって流れるばあいについて求めたものである。複雑な組織の積雪内では、この理論値より小さな値になるはずである。それを考慮に入れば、実測値と理論値とはよく一致したといえよう。

3) 重 量 法

水を含んでいる雪の層から、長い円柱状の雪を切りだし、それを鉛直に立てたとしよう。含水率が特に大きくなければ、含まれた水は円柱内を軸に平行に、平均速度 \bar{u} で皮膜流下する。円柱の横断面積を A とすると、 A を通過して t 時間内に流下する皮膜水の量 Q は、前論文IIで示したように

$$Q = \rho \cdot \{\bar{u} \cdot L \cdot \delta\} \cdot A \cdot t \quad (6)$$

で与えられる。ここに、 ρ は水の密度、 δ は皮膜水の平均の厚さ、 L は、第III節でのべた量で、雪の比表面積を S とすると、 $L = S \overline{\sin \theta} = \frac{\pi}{4} S$ なる関係がある³⁾。中括弧 $\{ \}$ の中は体積流量にあたる。皮膜水の厚さ δ は、比表面積 S と含水量 W とできまり、 $\delta = W/\rho S$ で与えられる。また、雪のぬれ密度を ρ_w , 含水率を w とすると、含水量 W は、 $W = \rho_w w$ である。これらの関係を用いれば(6)式は

$$Q = (\bar{u} \cdot \rho_w \cdot w) \cdot A \cdot t \quad (7)$$

となる。この式で、 ρ , A , t は定数または実験できめられる量、 ρ_w , w は測定によって求められる量である。従って、何らかの方法で Q を測定すれば、上式を用いて皮膜流下の平均速度 \bar{u} を求めることができる。

筆者のばあいは、次のようにして Q を測定した。長さ25 cmほどの雪の円柱を、一様な

雪の層から切りだし、第2図に示したように空中に吊り下げる。

第II節でのべたと同様に、同柱の上面に0°Cの水を大量に注ぐ。水は円柱内を急速に水路流下して、円柱の底部にたまる。たまった水の層の厚さ h が、その雪特有の限界値 h_c に達すると、水はも早それ以上はたまらない。 h_c の値は、ざらめゆきで2~3cm、しまりゆきで6~8cmのていどである。また、 h_c は、第III節でのべた、水のしみ上りの高さ h と深い関係のある量である。水の厚さが h_c に達したのちは、雪の柱が保持できない余分の水が、柱の下面から急速に落下流出する。この種の流出は、すぐにやむ。しかし、その後も、水は皮膜流下によって円柱上部のなかを流下し、 h_c 面を通過してたまり水に加わる。この附加分があるていどたまると、一滴一滴、柱の下面から雫となって落下流出する。従って、この円柱全体の重さを連続的に測れば、円柱の重さの減少速度から、ある時間内の流出重量 Q がえられる。この流出量 Q が、皮膜流下によって h_c 面に流入した量にひとしい。それは次のようにしてたしかめられた。

雪の円柱の上面に水を注いでから数分もたつと、円柱の下面から落下する水の量がごくわずかになる。たまり水の厚さ h_c が、雪の柱の高さの8~9割になるように、柱の上半部を切りおとしてしまう。ついで、その上面から既知量の水を加えると、それにひとしい量の水が、ほとんど瞬間的に、柱の下面(たまり水の下面)から落下、流出する。つまり、厚さが限界値 h_c に達したたまり水は、も早それ以上一滴の水も保持できないのである。従って、ある一定時間内に h_c 面を通過してたまり水に流入した皮膜水の量に丁度ひとしいだけの水が、直ちに雪の柱の下面から落下、流出するといえる。

実際には第2図に示したように、雪の円柱をバネ計りを介して吊し、円柱の上面に水を注いでから、30秒、1分、2分、3分および4分後の重量を測定した。30秒~1分、1分~2分の流出量の実測値はそれぞれ14~20g/min、8~10g/minで、時間とともに急速に減少する。しかし、2分~3分、3分~4分ではそれぞれ5~6g/min、4~5g/minでほぼ一定値になる。それで、流出速度には、注水後2分と3分とのあいだの1分間の重さの減少量を用いることにした。

重量変化の測定が終った直後、円柱下部のたまり水の部分を切りすて、残りの上半部の重さを測定して、そのぬれ密度 ρ'_w を求めた。この ρ'_w は、円柱試料を切りだした雪の層のぬれ密度 ρ_w に非常によく一致し、 ρ'_w と ρ_w との差異は $\pm 0.02 \text{ g/cm}^3$ の範囲に入った。ついでこの試料の含水率を結合熱量型含水率計⁵⁾で測定し、含水量 W' を求めた。これを、試料を切りだした雪の層について測定した含水量 W と比べると、最大2%の差異で一致した。このように、 $\rho'_w \approx \rho_w$ 、 $W' \approx W$ ということは、雪に大量の水を注いでも、わずか数分もたてば、融雪が進行中の雪の層から切りだしたときの状態に戻ることを示している。

以上のよにして、雪の柱からの皮膜水の流出量 Q を測定し、上の(7)式を用いて平均皮膜流下速度 \bar{u} を求めた。前項でのべた水路流下速度 v を測定したのと同じ雪について測定した結果を第1表の第11行にまとめた。測定中は気温が+7~+8°Cで、積雪表面でかなりはげしく融雪が進んでいた。強い日射や風の影響をさけるため、測定は雪に掘った溝の中でおこなった。

得られた皮膜流下速度は、しまりゆき、ざらめゆきの区別なく2~4 cm/min のていどである。前述の吉田の式 $\bar{a} = \rho g \delta^2 / 3\eta$, および $\delta = W / \rho S$ の関係を用いて求めた計算値 \bar{a}^* を、第1表の最後の行にまとめた。ただし、比表面積 S は、しまりゆきで $100 \text{ (cm}^2/\text{cm}^3)$, ざらめまじりのしまりゆきで80, こざらめゆきで60, ざらめゆきで30⁴⁾ として計算した。

計算値 \bar{a}^* を実測値 \bar{a} と比較すると、ざらめゆきではよく一致しているが、しまりゆきでは実測値の方がかなり大きい。この点、水路流下のばあいと事情が逆である。

皮膜流下速度の測定は、15% 前後という高い含水率の雪について行ったので、組織の微細なしまりゆきでは、純粋な皮膜流下になっていなかったのかもしれない。たとえば、一部の水が水路流下で雪の中を移動した可能性もある。そうならば、実測値の方が予期される計算値よりも大きくなる。これに反し、粒子や空隙の大きいざらめゆきでは、純粋に皮膜流下が実現していたため、計算値と実測値とがよく一致したと考えられる。

以上のように、不満足であるが一応、皮膜流下速度が実測でえられた。将来は、もっと含水率が小さいばあいについても実測で求めてみる考えである。

V. ま と め

春になると、積雪は表面でとける。とけ水は積雪内部を、水路流下または皮膜流下によって流下滲透する。従来、これらふたつの流下形式については、吉田³⁾ が理論的に論じているが、その流下速度の実測はなされていなかった。そこで筆者は、いろいろな方法によって、水路、皮膜の両流下速度を求めた。得られた結果をまとめると次のようになる。

(1) 水路流下速度は、密度が 0.45 g/cm^3 のていどのしまりゆきで、 $1.2 \sim 1.5 \text{ cm/sec}$ である。これは吉田の得た理論値³⁾ と一致する。一方、ざらめゆきでは $2 \sim 3 \text{ cm/sec}$ で、吉田の理論式から求めた値の $1/3 \sim 1/4$ にすぎない。

(2) 水路流下速度は雪質によって、いろいろの値をとる。水路流下に関する雪質を量的に表わすには、雪の密度 ρ_s と、その雪を水につけたとき、水がしみ上る高さ h が適当であることを論じた。

(3) 皮膜流下速度

(イ) 含水率の時間的変化の図から、その日はじめてのとけ水が、表面凍結層(クラスト層)内を流下する速度として、 $0.5 \sim 0.6 \text{ cm/min}$ がえられた。これを皮膜流下速度と考えると、吉田³⁾ の理論から期待される値とほぼ一致する。

(ロ) 色 水 法

染料の粉末を、とけつつある積雪表面にまいたときできる色水を目印にして皮膜流下速度を求めた。流下速度は雪質、含水率などでことなるが、 $0.5 \sim 1 \text{ cm/min}$ のていどであることがわかった。この時の雪の状態に対応する理論値は、 $2 \sim 2.5 \text{ cm/min}$ となった。理論値は実測値より2~3倍大きい。

(ハ) 重 量 法

宙に吊した水を含んだ雪の柱の重さを連続的に測る。雪の柱の底から、皮膜流下してたま

った水が流出落下するので、柱の重さは減少する。この重量減少速度は、皮膜水の流出速度にひとしい。よって、それから皮膜流下速度の平均値が求められる。こうして、実測で求めた皮膜流下速度 \bar{u} を、第1表の第11行にまとめた。しまりゆき、ざらめゆきを問わず、2~4 cm/min である。一方、吉田の式³⁾ から求めた理論値 \bar{u}^* を第1表の最後の行に記した。 \bar{u} と \bar{u}^* とを比較すると、水路流下速度のときは逆に、ざらめゆきでよく一致し、しまりゆきでは \bar{u} の方がはるかに大きい。これは、組織の細かいしまりゆきでは純粋な皮膜流下が実現されず、一部の水が水路流下で流下したためと考えられる。これに反して、粒子や空隙が大きいざらめゆきでは純粋な皮膜流下がおこったため、よい一致をみたのであろう。

おわりに、この研究を進めるにあたって、種々御指導をいただいた吉田順五教授に深く感謝いたします。なお、この研究に用いた費用の一部は、文部省の科学研究費から支出された。

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) 若浜五郎 1968 積雪内における融雪水の移動 II. 低温科学, 物理篇, **26**, 53-76.
- 3) 吉田順五・中村 勉・遠藤八十一 1965 融雪水の積雪内渗透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
- 4) 清水 弘 1956 積雪の通気抵抗 III. 低温科学, 物理篇, **15**, 73-79.
- 5) 吉田順五 1959 積雪含水率測定用熱量計. 低温科学, 物理篇, **18**, 17-28.

Summary

In the previous paper II, the vertical distribution of melt water within snow covers and changes in the distribution with time were described. In this paper III the speed at which the melt water permeates into the snow will be dealt with. There are two modes of permeation of the melt water: (1) water channel flow, Fig. 1 (a), in which the melt water fills the voids between the ice grains of snow and flows down rapidly through it as uninterrupted columns of water, and (2) water film flow, Fig. 1 (b), in which the melt water covers the ice grains of snow and flows down slowly in the form of thin films which are from several microns to about 20 microns thick.

1. The speed of melt water in the case of water channel flow.

The speed v of melt water flowing down in water channels was directly measured on various types of snow and the results are listed in the 8th column of Table 1. These observed values should be compared with those calculated from the theoretical formula $v = \rho g B$, where ρ , g and B are respectively the density of water, the acceleration of gravity and the water permeability of snow. If the air voids or pores in the snow are assumed to be represented by a large number of straight circular pipes of radius r_0 , the water permeability B of the snow can be written as $B = \epsilon r_0^2 / 8\pi\eta$, where η and ϵ are respectively the viscosity of water at 0°C and the porosity of the snow.

If the surface tension of water is denoted by σ , the radius r_0 of the pipes is given by $r_0 = 2\sigma / \rho g h$, where h is the height to which point the water climbs a column of snow

when it is immersed in 0°C water. By use of the above formulae for B and v together with the relation $\epsilon=1-(\rho_s/\rho_i)$, the flowing down speed v can be written as

$$v = \frac{\sigma^2}{2\eta\rho g} \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_i}\right) \frac{1}{h^2},$$

where ρ_s and ρ_i are respectively the densities of snow and ice. Values v^* of the flowing down speed calculated by this formula are listed in the 9th column of Table 1. The observed values which are $v=1.2\sim 1.5$ cm/sec agree with the calculated values v^* rather well in the case of fine grained snow but not so well in the case of coarse grained snow.

2. The speed of melt water in the case of water-film flow.

The mean speed \bar{u} of melt water flowing down in the form of water films was determined experimentally by the following two methods.

(a) A small amount of eosine dye was dusted on the surface of a melting snow cover. The dye dissolved instantly into the melt water at the surface and the colored melt water permeated into the snow cover. By tracing the paths of the permeating colored water, the value of \bar{u} in fine grained snow was found to be 0.5 cm/min when it contained 5% free water and to be 1.1 cm/min when it contained 10% free water.

(b) The mass flux Q of the melt water flowing down in the form of thin films through a unit area of snow layer in a unit time can be expressed as

$$Q = \frac{\pi}{4} \cdot \rho [\bar{u} \cdot S \cdot \bar{\delta}],$$

where ρ , \bar{u} , S and $\bar{\delta}$ are respectively the density of water, mean downward speed of the flowing water films, the specific surface of the snow and the mean thickness of the water films. The mean thickness $\bar{\delta}$ of the water films can be calculated by the formula $\bar{\delta} = \rho_w w / \rho S$, if the wet density and free water content of the snow are denoted by ρ_w and w respectively. Substitution of this relation into the above formula for Q gives

$$Q = \frac{\pi}{4} [\bar{u} \cdot \rho_w \cdot w].$$

The mass flux Q was measured *in situ* by a simple device as shown in Fig. 2 for various kinds of snow. By putting the values of Q , ρ_w and w into the above equation, the values of mean speed \bar{u} were determined and listed in the 11th column of Table 1. The figures in the last column of the same table give the values of \bar{u} calculated from the formula $\bar{u} = \rho g \bar{\delta}^2 / 3\eta$. The observed and calculated values are in good agreement in the case of coarse grained granular snow while they disagree in the case of fine grained snow, which is the opposite of the case of water channel flow.