



Title	大雪山の雪渓調査 VI (1972年度)
Author(s)	中尾, 正義; NAKAWO, Masayoshi; 松田, 益義 他
Citation	低温科学. 物理篇, 33, 135-149
Issue Date	1976-03-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18281
Type	departmental bulletin paper
File Information	33_p135-149.pdf



大雪山の雪渓調査 VI (1972年度)*

中尾正義・井上雅之

(北海道大学大学院 理学研究科)

松田益義

(低温科学研究所研究生)

若浜五郎

(低温科学研究所)

(昭和50年10月受理)

I. はじめに

大雪山高根ヶ原東斜面には毎夏いくつかの越年性雪渓が残る(図版)。そのうちのひとつ雪壁雪渓については、木下^{1,2)}、若浜^{3,4)}、成瀬⁵⁾らによって過去8年間雪氷学的な調査が続けられてきた。1972年度も引き続き雪壁雪渓を含む同地域の3つの雪渓(図版の写真に名前を付した雪渓)の調査を行なったのでその結果を報告する。今年度はとくに、3つの雪渓を比較することにより、雪壁雪渓の特殊性を調べるとともに、同地域の越年性雪渓の一般的な特性を明らかにすることに重点をおいた。

そこで今回は、これらの3つの雪渓について、従来ほとんど調べられなかった次の項目に主眼をおいて調査を行った。

i) 構造

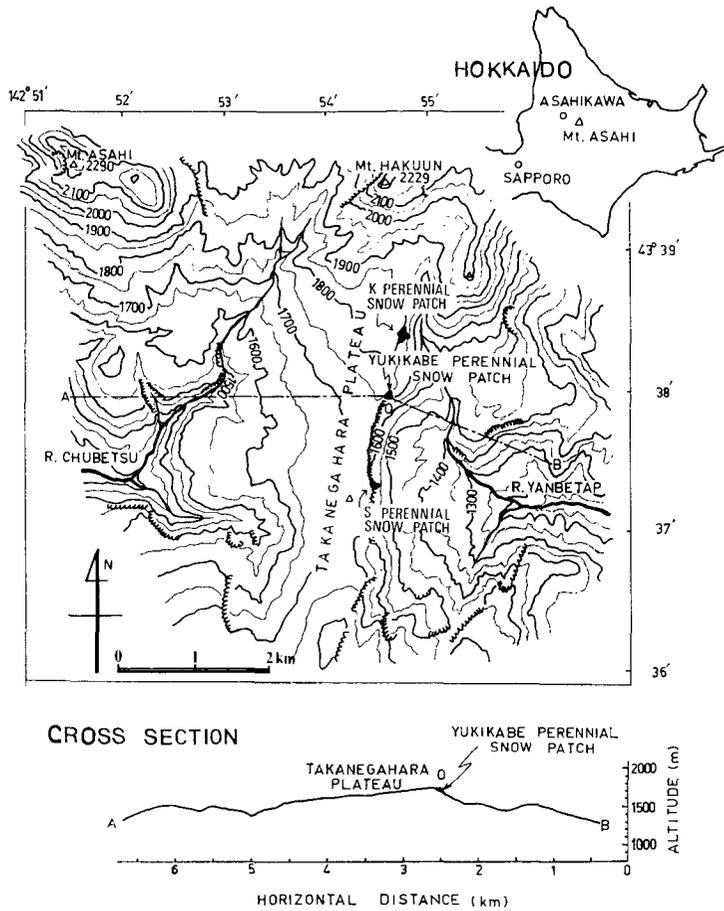
冬期間の雪渓上での雪の堆積の過程や堆積量は、直接観測が困難なためこれまで調べられたことがない。しかし融雪期に雪渓表面に現われる成層構造を観察することによって、冬期間の雪の堆積過程を知ることができる。今回はこのことを利用して雪の堆積過程を明らかにすることを試みた。

雪渓には氷河のクレバスに似た種々の亀裂が見られる。これは雪の流動によって生ずる雪渓の構造要素である。そこで、流動量を実測するとともに、このような亀裂の形態や分布を調べ、雪渓の流動との関連を調べた。

ii) 流動測定

吉田⁶⁾は北アルプスはまぐり雪の年層構造から、その流速は4 m/yearでいと推定した。しかし、雪渓の流動量が直接測定された例はほとんどない。これは、流動速度が小さいことや夏期の融雪量が大きすぎて測定視準用ポールの維持が困難なためである。今回は視準用ポールに相当するものを深く埋め込むことにより、3つの雪渓において流動の直接測定を試みた。

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1713号



第1図 観測地点概念図

iii) 熱収支

雪渓は短期的な気候変動についての敏感な指標といわれる。従来も雪渓の質量収支と気候変動との関係が論じられてきた^{4,6,7,8)}。雪渓の質量収支を論じる上で、雪渓表面の熱収支を知ることが重要であるにもかかわらず、実際に観測された例は非常に少ない^{9,10)}。そこで雪渓の熱収支を調べるために雪渓上で気象観測と融雪量測定を行なった。

今回調査の対象とした3つの雪渓の位置を第1図に K, Yukikabe, S で示す。雪壁雪渓をはさんで北にあるものを K 雪渓、南にあるものを S 雪渓と呼ぶことにする。

II. 調査の概要

今回の調査項目は、流動量測定用の測量、融雪量測定、雪渓の外形の測量、熱収支測定のための気象観測、ボーリングで得られたコアの解析を含む構造解析に大別される。各調査期間の参加者および主な観測項目を第1表に示す。

第1回から第6回までの6回の調査のうち、主要な調査は第1, 第4, 第6回に行なわれた。第2, 第3, 第5回目には主に下に述べる埋め込みマークの維持などを目的にした補助調査が行

第1表 1972年度調査実施の概要

	調査期間	参加者	流動測量	融雪量測定	形測量	熱収支観測	構造観測
第1回	6月26日 7月5日	中尾正義, 松田益義, 井上雅之 高橋修平, 藤井俊茂	○	○	○		○
第2回	7月20日 7月25日	松田益義, 小林俊一	○	○	○		○
第3回	8月2日 8月4日	成瀬廉二, 井上雅之, 高橋修平 藤井俊茂, 堀内洋	×	○			
第4回	8月11日 8月20日	中尾正義, 松田益義, 井上雅之 横山宏太郎	○	○	○	○	○
第5回	8月31日 9月2日	中尾正義, 佐藤 巖	○	○			
第6回	9月23日 10月1日	若浜五郎, 中尾正義, 松田益義 井上雅之, 滝沢隆俊, 高橋修平 白沢邦男, 藤井俊茂, 金丸義敬	○	○	○	○	○ (ボーリング)

×印は測定できなかった期間

なわれた。通常の測量用視準ポールあるいは融雪量測定用ポールは急速な融雪によって倒れてしまう場合が多い。そこで、その代用として設置したのが埋め込みマークであり、約3mの鉄パイプを雪渓に打ち込み、その孔に針金または細引きを埋め込んだものを使用した。この埋め込みマークはS雪渓、雪壁雪渓に各1点、K雪渓には5点設けた。しかし埋め込みマークが予想以上に急速な融雪のため次の測定時までには雪面上に露出してしまい、融雪量あるいは測量ができなかった場合もあった(第1表の中で×印を付した期間)。

雪渓の形状や縦断面の測量は全観測期間中に、S雪渓で2回、他の2つの雪渓では4回行ない、それぞれの時点での各雪渓の平面図、断面図を作成した(第2, 3, 4, 5, 6, 7図)。

熱収支観測はK雪渓上において、第4, 第6回目の期間中に行なった。

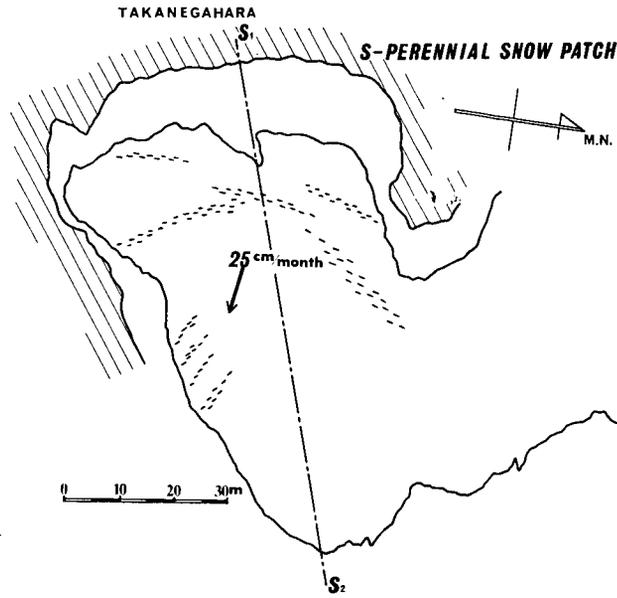
構造観測は第1, 第2, 第4, 第6回目の期間中に行なった。第6回目には雪壁雪渓とK雪渓においてそれぞれ2地点でボーリングを行ない、得られたコアは現場で解析した。

III. 測量の方法

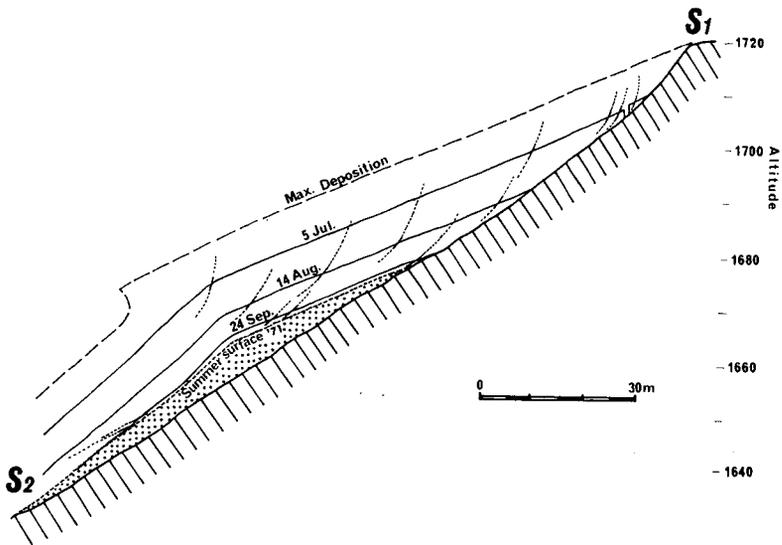
今回行なった測量の目的は2つに大別できる。その1つは流動量を求めることであり、他の1つは雪渓の外形図をつくり、同時に各観測点の位置を正確に知ることである。

i) 流動測定用測量

測量には20"読みセオドライト NT-2 (ニコン製) を用い、露岸上に設定した2つの基点上で2対回3角測量(制限: 倍角差36"以内, 観測差24"以内)を行なうことによって各埋め込みマークの位置を求めた。埋め込みマークは雪の中で必ずしも鉛直に立てられなかったため、その傾斜角は鉄パイプを打ち込んだ時にクリノメーターで測定してある。これを用いて測量の結果を補正した。このようにして求めた各埋め込みマークの位置の誤差は、水平位置に關



第2図 S雪溪平面図 雪溪測量期日：8月14日, 9月24日
 流動測定：8月14日~8月31日, S₁S₂ に沿った断面を第3図に示す

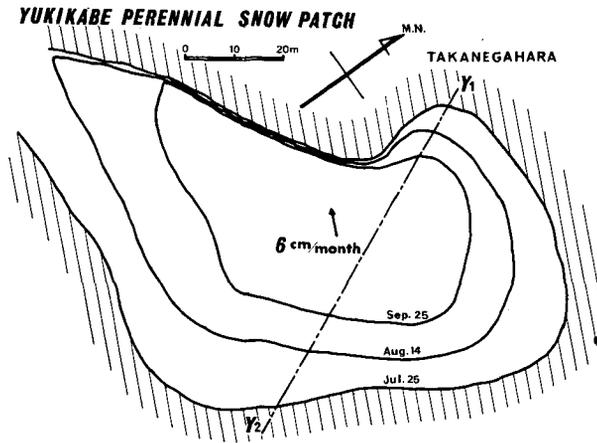


第3図 S雪溪断面図

しては±5 cm, 垂直位置に関しては±15 cm 程度である。

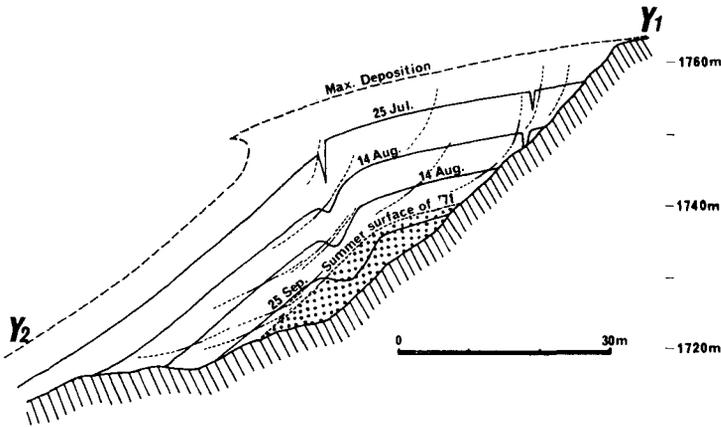
ii) 雪溪図作成用測量

原則として各雪溪でスタジア測量を行ない, 雪溪の地図を作成した。スタジアの中心として埋め込みマークを利用した。補助的にクリノメーター, 巻尺による測量を作図に利用したところもある。以上の測量で得られた結果は次節以下に順次述べる。



第4図 雪壁雪渓平面図

流動測定： 8月15日～8月31日， Y_1Y_2 に沿った断面を第5図に示す



第5図 雪壁雪渓断面図

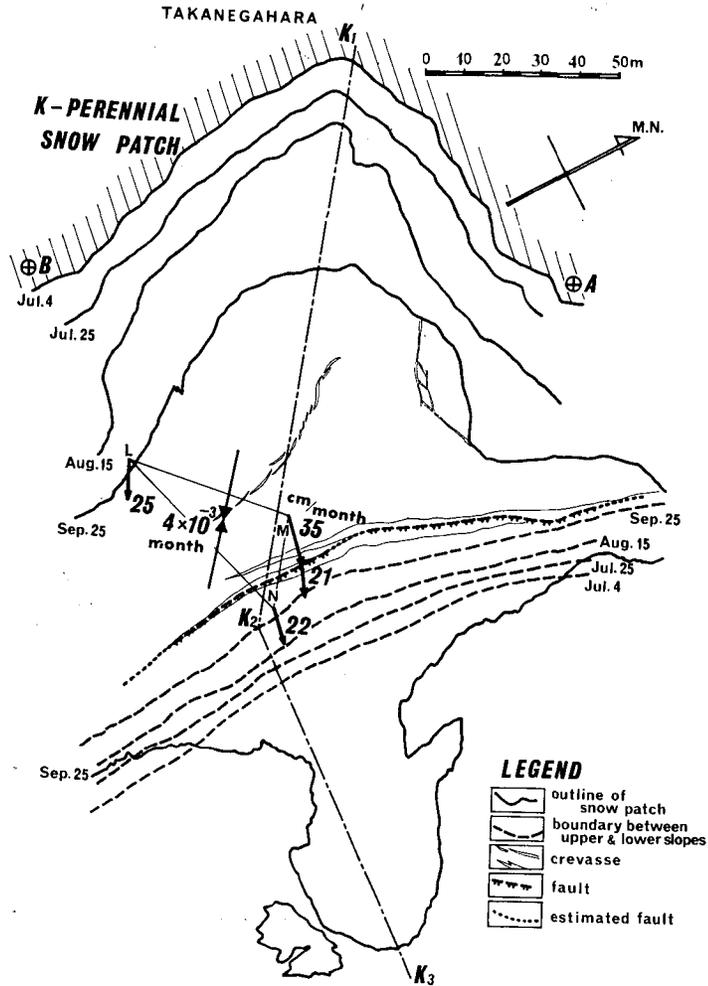
IV. 雪渓の形態と構造

1. 雪渓の形態と成層構造

3つの雪渓は、すべて高根ヶ原東斜面の落ち際に位置し、上部の緩斜面と下部の急斜面とからなっている。

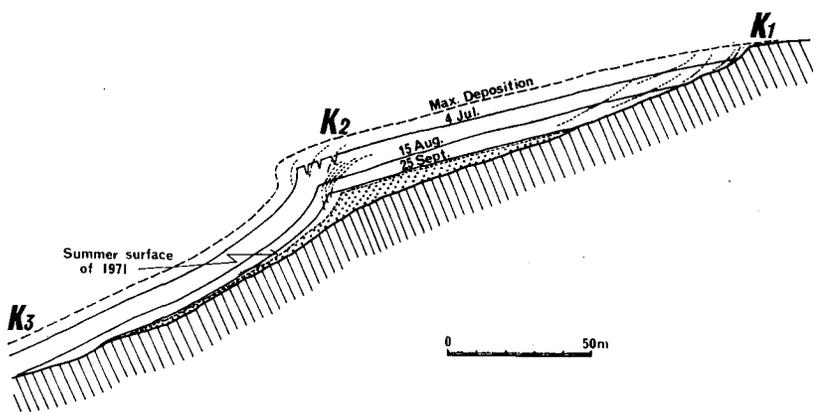
第2, 第4, 第6図および第3, 第5, 第7図は上記3雪渓が日時の経過とともに消耗, 縮小した過程を示す平面図と断面図である。基盤の傾斜は、雪壁雪渓が最も急 ($40^{\circ} \sim 45^{\circ}$) で、次いでS雪渓 ($30^{\circ} \sim 35^{\circ}$), K雪渓 ($20^{\circ} \sim 30^{\circ}$) の順となっている。断面図にみられるように、融雪期間中、上下両斜面の傾斜角にはほとんど変化がなかった。上部斜面の傾斜は、規模の最も大きなK雪渓が最も緩やか (11°) で、S雪渓が最も急 (20°) である。下部斜面の傾斜角度については、3雪渓ともに $40^{\circ} \sim 45^{\circ}$ でほとんど差はない。

断面図には、雪渓の測量の際に測定した成層構造を細い破線で示した。雪の堆積の様子を



第6図 K雪溪平面図

流動測定：8月15日～8月31日(L, N), 8月15日～8月31日～9月25日(M)
 K₁K₂K₃に沿った断面を第7図に示す



第7図 K雪溪断面図

示す成層構造は、3雪渓とも上層部ほど傾斜が急で夏期間の雪渓表面と斜交しているが下層ほどそれが緩やかになり、越年積雪の直上ではその表面にはほぼ平行となる。

雪壁雪渓については、すでに成層構造と、冬期間の雪の堆積機構との関連が論じられている⁸⁾。雪壁雪渓では、冬期卓越風である西風によって運ばれてきた飛雪粒子が、東斜面の落ち際に雪庇を形成する。雪庇はその前面に粒子が付着することによって、さらに大きく成長し急斜面の前面が前進する。夏期、融雪表面に見られる成層構造は、この雪庇の前進面にあたる。雪渓のこのような堆積過程は、S雪渓とK雪渓についても同様であることが両者の成層構造から確かめられた。

一般に3雪渓ともに斜層理が発達している。特に、雪壁雪渓の上部斜面の西側半分とK雪渓の急な下部斜面の最上部で著しい。これらの部分の風上側には、雪壁雪渓では露出した岩壁が、K雪渓では下部斜面最上部の氷の壁が、ともにほとんど垂直に立っている。このことにより、壁の直下では風が乱れて、飛雪粒子の堆積が不規則になるために起ると思われる。

K雪渓の上部・下部両斜面の境界部直下には、一部分成層構造が西傾斜となっており、一般的な東斜面の傾向と異なっている。この部分での斜層理をもとに層位関係を考察すると、ここでは上位層が古く下位層が新しいという積雪の層位の逆転現象があることがわかった。また、ボーリングコアや周囲の積雪層の傾斜を考慮すると、この現象は雪庇の先端部が下方にたれ下り、更に内側にまくれ込んだ結果と考えられる。このような雪庇のまくれ込みはK雪渓のこの部分だけに見られる現象である。K雪渓は他の2雪渓に較べて、上部斜面が非常に長く、傾斜が緩かであり、下部斜面との境界がほぼ垂直に近い壁になっている。K雪渓の雪庇のまくれ込みはこのことによると考えられる。

2. ベルクシュルンドとクレバス

3雪渓とも7月上旬では上部斜面の周縁部の周縁に沿って1ないし2本のベルクシュルンドが見られたが、融雪後期にはいずれも消失した。7月以降に新たに形成されたものがないことから、これらのベルクシュルンドは融雪初期にのみ発生するものと思われる。

3雪渓にみられたクレバス状の亀裂には、次の3種類がある。

(1) 上部、下部両斜面の境界部の傾斜が急に変る境界線に沿って融雪初期に発生した長い(10 m) 亀裂。亀裂の深さは浅く、前年からの越年層までは達していない。亀裂は融雪が進むに従って次第に広がり、やがて細長い凹地状を呈するようになる(雪壁雪渓, K雪渓)。

これは、密度の小さい1年性積雪中に生じたもので、上部緩斜面と下部急斜面との積雪のクリープ量の差によって、両斜面の境界部に細長く発生したものと思われる。雪壁雪渓では発生する年('68, '72年)と発生しない年があることから、S雪渓だけはたまたまこの年には発生しなかったのかもしれない。或いはS雪渓の上部斜面が比較的急で、上下両斜面の傾斜角に他の雪渓ほどの差がないことによるとも考えられる。

(2) 上部斜面のほとんど氷化している越年層中のみみられた細く鋭い亀裂。深さに較べ長さが短かく(10~400 cm)、明瞭な雁行配列をしている。このクレバスは上に1年性積雪が覆っている間は見ることはできないが、融雪後期に雪面上にあらわれてから、少しずつ亀裂が広まり、数も多くなったのが観察された(K雪渓)。

この亀裂は氷河で通常みられるクレバスに最も類似したものである。氷河のクレバスは、その走向方向に直角に強い引っ張り応力が働いたときに発生することを考えると、K雪溪のクレバス発生地点も類似の応力状態にあったものと思われる。なおK雪溪の越年雪の密度は非常に大きくほとんど氷化しているため、雪溪表面からの融雪水の多くは越年層の上の1年性積雪の中を流れている。このため、1年性積雪層の下位は含水率が高く、硬度は小さい。このことが越年層だけに亀裂が生じた理由ではないかと思われる。

(3)融雪中期から後期にかけて、上部斜面上の1年性積雪層中に発生した長さ5cm、幅2cm程度のレンズ状の亀裂で、雁行配列をしている。その内部は、空洞ではなく、密度と硬度が周囲と較べて非常に小さい雪がたまっている(S雪溪)。

S雪溪の上部斜面では融雪最末期でも前年からの越年層は表面に露出しなかった。従ってこの亀裂の下の越年層の状態は不明である。しかし(3)の雁行配列の状態は(2)と非常に類似していることから考えて、或いは越年層では(2)と同様の亀裂が生じており、1年性積雪中のこの亀裂はその影響で生じたものかもしれない。

V. 流動・歪

1. 流動

得られた流動測定の結果を第2、第4、第6図に矢で示す。測定期間はほぼ半月であるが、図では1カ月当りに換算してある。測定の精度は前述のように±5cmであるので1カ月当りの図の中の精度は±10cmである。

雪壁雪溪では木下²⁾の観測と同様に殆んど流動が測定誤差以内であったのに反して、S雪溪およびK雪溪ではほぼ最大傾斜の方向に約30cm/monthの流動が観測された。

流動していたK雪溪とS雪溪には雁行するクレバスまたは亀裂が流動方向と約45°をなしており、これらの構造は流動現象の反映であると考えられる。K、S雪溪と流動がなかった雪壁雪溪では基盤の地形に差異がある。前二者がほぼ一様な斜面上に位置しているのに反して、後者の基盤上部は急であるが、基盤下部では水平に近い。このことが、流動の有無の原因と考えられるが、詳細な観測を行なわなければ断定はできない。

2. 歪

K雪溪における3地点の流動測定の結果を用い、それらのつくる三角形LMN(第6図)の変形からその領域の歪量の計算を試みた。その結果、主歪はほぼ流動方向への圧縮であり、横方向への歪はほとんどないことがわかった(第6図)。

K雪溪は下流に向かって末広がりに広がっており、また上流側から強い力が加わっているとも思えないため、この歪三角形の領域が圧縮流領域とは考えにくい。これは、この領域全体として均質に変形しなかったことによるのであろう。しかしK雪溪に見られるクレバスが通常氷河の圧縮流領域にみられるスプレー型のものと類似している。これは歪の測定結果と一致している。

VI. 雪渓における熱収支と気象観測

1. 熱収支

夏期間の雪渓表面上での交換熱量の間には、一般に

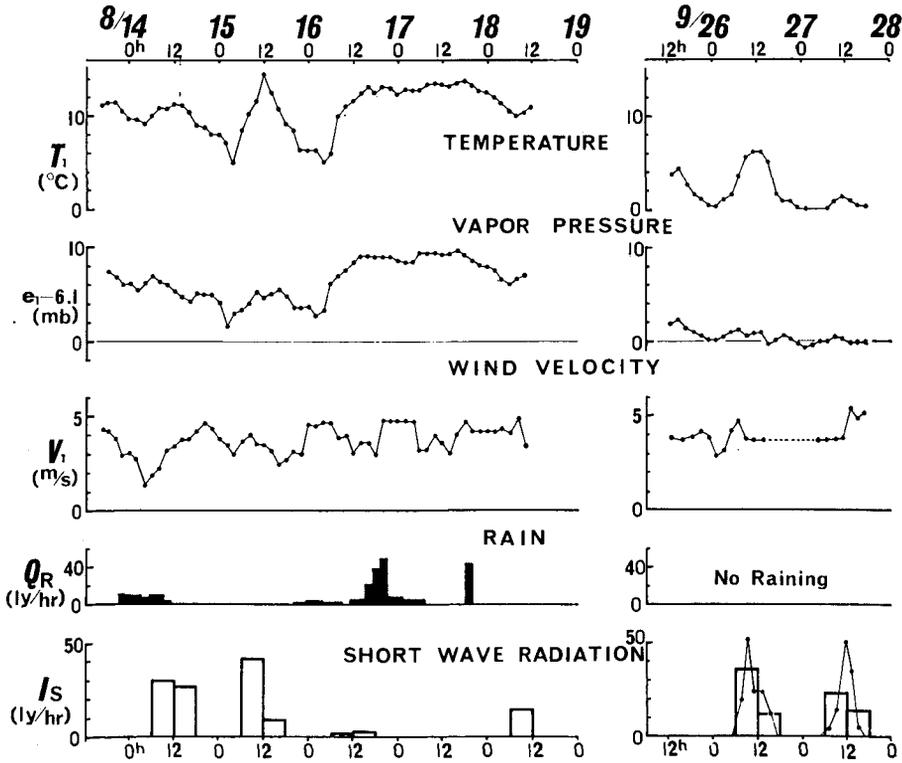
$$Q_A + Q_E + Q_R + Q_N = Q_M \quad (1)$$

の関係が成立する。ここで、 Q_M は融雪に使われる熱量、 Q_A と Q_E と Q_R と Q_N は、それぞれ雪面に与えられる顕熱輸送量、潜熱輸送量、降雨による熱量および正味輻射量である。

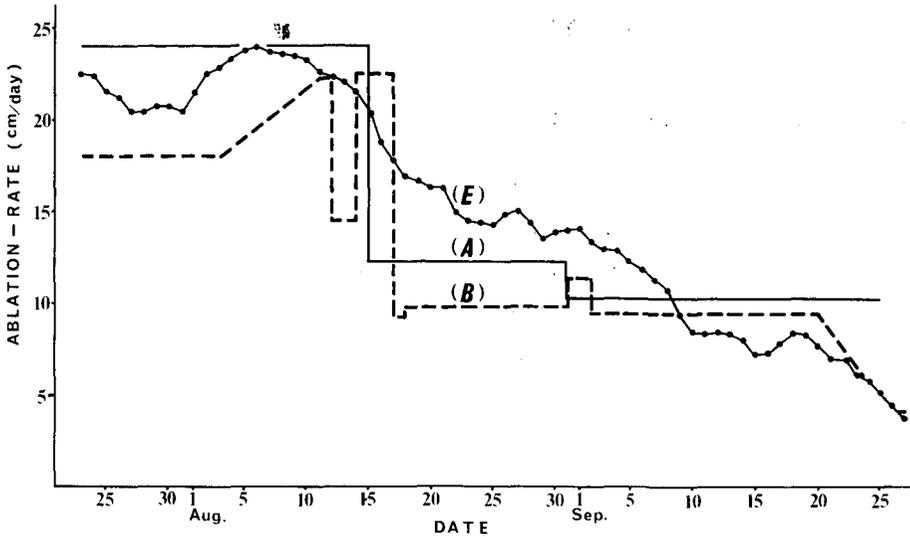
第8図に、K 雪渓上で2時間毎に観測した気象要素を示した。8月の観測期間中はガスや雨の日が多く、特に16日と17日には強い降雨があった。9月には晴天の日がつづいた。

K 雪渓における融雪量の測定は、(A) 雪面上の雪尺ポールを三角測量することで、雪面の沈下量を求める方法、(B) 前述の埋め込みマークによる方法、(C) 通常の雪尺ポールの高さを読みとる方法、更に (D) 水平に張った長さ5 m の糸に10 cm 間隔で格子点をつくり、その格子点から雪渓表面までの距離を読みとる方法の4種類で行なった。第9図に7月23日から9月27日までの期間のK 雪渓上部斜面における融雪速度を示す。折れ実線(A)は測量から求めた融雪速度、折れ破線(B)は埋め込みマークから求めたものである。曲線(E)は、井上・松田⁸⁾が雪壁雪渓で得た熱伝達係数を用いて計算した融雪速度である。

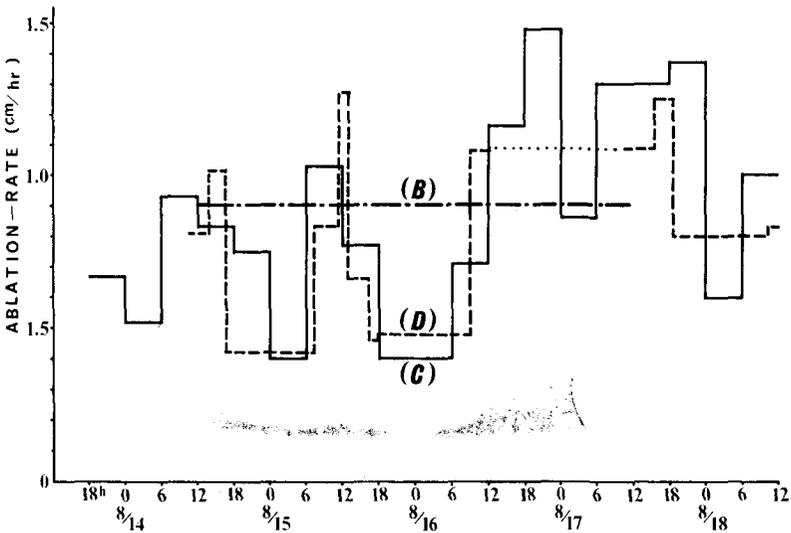
実測(A)と計算で得た(E)とが良く一致したのは注目されよう。しかし実測でも(A)と(B)



第8図 K 雪渓上の観測で得た気象要素



第9図 K 雪溪における融雪速度 (7月23日~9月27日)
A: 測量, B: 坂め込みマーク, E: 計算



第10図 K 雪溪における融雪速度 (8月14日~8月18日)
B: 埋め込みマーク, C: 雪尺, D: 糸張り法

とでは融雪速度にかなり大きな違いがみられ、一般に (B) の方が小さい。その差異は、融雪の最盛期である7月末に1日当り6 cmであったが、融雪末期が近づくにつれて小さくなった。このような違いは (A) の値の中に、流動による効果、積雪の圧縮と雪溪底面の融解とによって生じる雪溪表面の降下のぶんが含まれているのに、(B) にはそれが含まれてないことによると考えられる。

第10図に、8月の熱収支観測期間中に上記 (B), (C), (D), 3種類の方法によって求めた融雪速度を示した。これら3種の方法を行なった場所は互に10 m 以上も離れていたのに、得られ

た結果は互にかなり良く一致している。このことから3つの方法がいずれも信頼できるということ、および、融雪が雪面上でかなり一様におこっていることがわかる。融雪熱量 Q_M は、雪尺から求めた融雪量と雪渓表面密度とから計算で求めた。

顕熱輸送量 Q_A (ly/hr.) は、雪面上の風速 V_z と気温 T_z が対数分布をしていると仮定し、かつ高さ Z_0 (粗度) における気温が雪面温度 0°C に等しいと仮定すると、Prandtl の混合距離理論によって次の式で与えられる。

$$Q_A = \frac{\rho_a \cdot c_p \cdot k^2}{(\ln z/z_0)^2} \cdot T_z \cdot V_z \approx 0.30 T_1 \cdot V_1 \quad (2)$$

ここで、空気の比熱 c_p と密度 ρ_a の値は、それぞれ $0.24 \text{ cal/g} \cdot \text{deg}$ と $1.05 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ であり、粗度 Z_0 とカルマン定数 k はそれぞれ 0.1 cm と 0.4 とした。 T_1 ($^\circ\text{C}$) と V_1 (m/s) は雪面上 1 m の高さでの気温と風速である。うえと同様に、潜熱輸送量 Q_E (ly/hr.) は、

$$Q_E = 600 \cdot \frac{\rho_a \cdot k^2}{(\ln z/z_0)^2} \cdot \frac{0.623}{P} V_z (e_z - e_0) \approx 0.59 V_1 (e_1 - 6.1) \quad (3)$$

となる。ここで、大気圧 P は 800 mb と考え、 e_1 (mb) は雪面上 1 m での水蒸気圧である。なお e_0 (mb) には雪面 (常に 0°C とする) での飽和水蒸気圧 6.1 mb をとることとする。

短波長輻射 I_s は、ゴルチンスキー日射計を用いて測定した。吸収日射量の計算では、雪面の反射率 α_s を 0.7 とした。9月には示差輻射計を使って正味輻射量 Q_N が得られたが、8月は測定できなかったので、長波長輻射量 I_L については Kondo¹¹⁾ が得た経験式 (4) を用い、日射量の測定値と合わせて正味輻射量を求めた。

$$I_L = \sigma T_m^4 \left\{ 1 - (0.49 - 0.066 \sqrt{e_m}) \cdot C \right\} \quad (4)$$

ここで、 T_m と e_m はそれぞれ雪面近くの日平均気温と水蒸気圧、 σ はステファン定数および C は雲の状態と e_m によって決まる量である。

第2表に熱収支の結果をまとめた。8月は降雨やガスの日が多かったせいもあって潜熱 (凝結熱) 輸送量が正味輻射量よりも多くなっている。小島ら¹²⁻¹⁴⁾ による母子里や石井¹⁵⁾ による札幌の平地積雪の融雪観測の結果では、この潜熱の項が非常に小さい。それに反して、山岳積雪の融雪では中川¹⁰⁾ が北アルプス薬師岳で行なった場合も、森林¹¹⁾ が北アルプスはまぐり雪で行なった場合も、潜熱の占める割合が大きい。このことから、平地積雪の場合に較べて山岳雪渓における熱収支の特徴は、潜熱輸送が大きく寄与することであると考えられる。

2. 雪渓における気象要素の推定

山岳雪渓において長期間熱収支に必要な気象観測を行なうことには非常な困難を伴うが、山岳雪渓における気象要素を、気象台の資料を用いて推定することは可能である。以下にそれを試みた。

短波長輻射量 I_s の見積りは、Kondo¹¹⁾ の経験式を用いると

$$I_s = J_0 \left(\frac{\bar{d}}{d} \right) A \cdot \cos Z \quad (5)$$

第2表 K 雪渓における積雪表面層の熱収支

月 日	全天日射量 I_s (ly)	長波長収支 $I_L - \sigma T_s^4$ (計算) (ly)	正味輻射量 Q_N (ly)	顕熱輸送量 Q_A (ly)	潜熱輸送量 Q_E (ly)	雨→雪輸送量 Q_R (ly)	融雪熱量 Q_M ly
8月14日	336	256	356	224	234	21	873
8月15日	299	234	323	226	185	2	746
8月16日	22	238	245	312	389	87	1,080
8月17日	160	256	304	388	513	37	1,393
8月合計 (百分率)	817	984	1,228 (30)	1,150 (28)	1,321 (32)	147 (4)	4,092 (100)
9月25日	268	—	135	85	83	0	337
9月26日	214	—	82	75	17	0	198
9月合計 (百分率)	482		217 (41)	160 (30)	100 (19)	0	535 (100)

ここで、 J_0 は太陽定数、 d と \bar{d} は地球太陽間の距離とその平均値、 Z は太陽の天頂角、 A は水蒸気圧と雲の状態により決まる量である。式(5)から得られた輻射量と、雪渓上で日射計を用いて得た実測値は極めてよい一致を示し、両者の相関係数は 0.98 であった。

山岳部における気温は、気象台の資料を気温通減率を用いて求めるのが一般的である。K 雪渓において 8 月と 9 月に気象観測を行なって求めた日平均気温と旭川地方気象台の日平均気温とから、通減率は 8 月が -0.66 ± 0.09 (deg./100 m)、9 月が -0.63 ± 0.07 (deg./100 m) であった。

井上・松田⁷⁾ は、高根ヶ原での風速値を札幌と稚内と根室における 800 mb 風速値で代表させた。そこで、8 月の高根ヶ原における実測値と 800 mb 風速値との相関係数を求めてみたところ 0.92 となり、彼らの方法が山岳における風速を求めるのに有効なことがわかった。

熱収支を計算するためには、以上のほかに長波長輻射量と水蒸気圧の推定が必要である。長波長輻射量については、Kondo が得た式(4)を用いて計算したが実測値との対応は得られなかった。水蒸気圧は、現在の段階では推定できないが、潜熱輸送量は、顕熱輸送量およびパウエン比がわかれば求めることができる。今回の熱収支の結果を用いると、8 月の平均パウエン比は 1.13、9 月の平均パウエン比は 1.31 であった。

今後長期にわたる雪渓上での熱収支を行なうためには、更に正確な気象要素の観測または推定が必要である。

VII. おわりに

以上 1972 年大雪山雪渓調査の結果の概要をのべた。雪壁雪渓では流動はみられなかったが、K 雪渓と S 雪渓では 1 カ月に約 30 cm の流動が実測された。この流動の有無を反映した構造の違いも観測された。また、一般的に高根ヶ原東斜面の雪渓が冬期の雪庇によって形成されていることが確かめられた。熱収支では、他の山岳積雪と同様、潜熱輸送が卓越していること

が観測された。

今回の観測で、高根ヶ原東斜面にかかる雪渓に共通な特性のごく一端を知ることはできたが、これを一層明らかにするには、今後、長期間にわたる観測が必要である。また、他の地域に存在する雪渓についても比較観測が望まれる。

この調査は測量関係は中尾が、構造関係は松田が、気象・熱収支関係は井上が、それぞれ中心となって行なったものである。

最後に、第1表にあげたようにこの調査には、筆者らの他に多数の方々に参加、協力していただいた。ここに厚く感謝致します。また低温科学研究所の木下誠一教授、北海道庁環境局の俵浩三氏、大雪観光株式会社の福井保宏氏にはいろいろと調査の便宜をはかっていただいた。深く感謝いたします。

なおこの研究の費用の一部は、文部省科学研究費(自然災害(1)91007)から支出された。

文 献

- 1) 木下誠一・他 1965 大雪山の雪渓調査(第1年度). 低温科学, 物理篇, **23**, 121-127.
- 2) 木下誠一・他 1966 大雪山の雪渓調査(第2年度). 低温科学, 物理篇, **24**, 201-210.
- 3) 若浜五郎・他 1968 大雪山の雪渓調査(第3年度). 低温科学, 物理篇, **26**, 215-229.
- 4) 若浜五郎・他 1969 大雪山の雪渓調査(第4,5年度). 低温科学, 物理篇, **27**, 181-194.
- 5) 成瀬廉二・他 1972 大雪山系における多年性雪渓の分布および「雪壁雪渓」の消長について. 低温科学, 物理篇, **30**, 115-128.
- 6) 吉田順五 1964 立山の万年雪の雪氷学的調査. 富山大学学術総合調査団報告, 古今書院, 35-54.
- 7) 樋口敬二 1968 雪渓の消長と夏期気温の変動. 気象研究ノート, **98**, 24-28.
- 8) 井上雅之・松田益義 1973 大雪山雪壁雪渓における質量収支の研究. 雪氷, **35**, No. 4, 12-23.
- 9) 中川正之 1964 融雪の機構. 「北アルプスの自然」, 富山大学学術調査団編, 古今書院, 153-164.
- 10) 森林成生 1970 雪渓・氷河の熱収支に関する研究. 名古屋大学理学研究科地球科学第2類専攻修士論文.
- 11) Kondo, J. 1967 Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, **18**, 91-124.
- 12) 小島賢二・他 1971 母子里の小流域における融雪, 流出および熱収支の研究 I. 低温科学, 物理篇, **28**, 175-190.
- 13) 小島賢二・他 1972 母子里の小流域における融雪, 流出および熱収支の研究 II. 低温科学, 物理篇, **29**, 159-176.
- 14) 小島賢二・他 1973 母子里の小流域における融雪, 流出および熱収支の研究 III. 低温科学, 物理篇, **31**, 159-177.
- 15) 石井幸男 1959 融雪の研究. 積雪基礎調査, 北海道電力株式会社・札幌管区気象台編, 1-83.
- 16) 田畑忠司 1966 雪の氷化現象を探る. 科学朝日, **26**, 1, 119-126.

Summary

Glaciological studies were made during the summer from June to October in 1972 on three perennial snow-patches located at the eastern slope of Takanega-hara plateau in Mt. Daisetsu in central Hokkaido. The locations of these snow-patches are shown by dark spots in Fig. 1. One of these snow-patches, "Yukikabe Snow", has been studied for the past eight years¹⁻⁵⁾. The other two are conventionally called "K-Snow" and "S-Snow" in the present report. At the end of the ablation season, the surface area

of the Yukikabe-Snow is approximately $1 \times 10^3 \text{ m}^2$ while the surface areas of K-Snow and S-Snow are respectively about 5 and 10 times larger than that of Yukikabe Snow; the thicknesses of these three snow-patches are 5-10 m.

The main objectives of the present work are to observe: (1) the structure of these snow patches including the stratigraphy and cracks of snow for the clarification of the detailed structure; (2) the flow and strain of snow in connection with the mass balance of the snow patches; (3) meteorological elements *in situ* such as air temperature, humidity, wind speed, solar radiation and long-wave radiation, evaporation and condensation of water vapour, and so on, in conjunction with the heat balance of the snow patches. The obtained results in 1972 may be summarized as follows:

(1) The planes and the longitudinal sections of these three snow patches observed at the time of investigations are shown in Figs. 2 to 7. The heavy dashed lines in the profiles in Figs. 3, 5 and 7 indicate the estimated maximum snow accumulation on the snow patches. It is seen that the depth of snow at the time of maximum deposition reaches up to 25-30 cm.

(2) The lines of stratification indicated by fine dotted lines in Figs. 3, 5 and 7 are not parallel to the snow surface for each of the snow patches, but intersect with the surface of the snow patches. The dips of these lines of stratification at the snow surface are larger at the beginning of the ablation season than those observed in the later season. These oblique lines of stratifications may represent the successive stages of the advancing frontal surfaces of the developing snow cornice extending from the shoulder of the eastern slope of Takanega-hara plateau onto the old snow patches during the winter. This means that snow patches on this slope are nourished by big snow cornices formed by the snow drifted from the flat surface of the plateau throughout the winter.

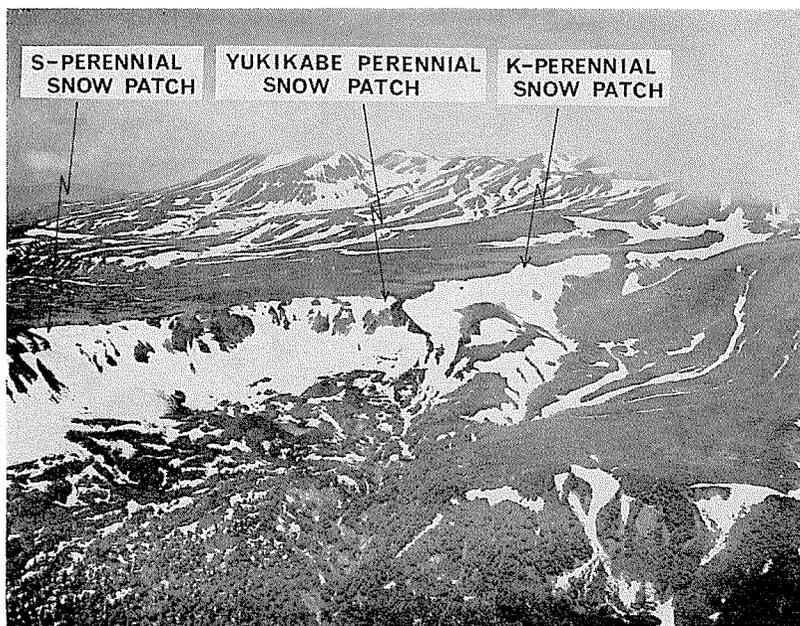
(3) Flow measurements were made on each snow patch. The flow velocity of snow at the surfaces of K- and S-Snow was approximately 30 cm/month as indicated by heavy arrows in Figs. 2 and 6. A flow in Yukikabe-Snow was too small to be measured correctly. Strain measurements were made on K-Snow, and the rate of simple compressive strain obtained was 4×10^{-3} /month at the triangular area "LMN" as shown in Fig. 6.

(4) Three types of small crevasses and cracks were observed on the snow patches. (i) Transverse crevasses, more than 10 m in length, were found on Yukikabe- and K-Snow along the contour lines where the slopes of the snow surfaces suddenly become steeper as seen in Figs. 2, 3, 6 and 7. They were narrow, less than 30 cm in width, at the beginning of the ablation season, but became widened remarkably at the later stage. These crevasses may be caused by a rapid increase of flow velocity due to a marked degree of steepening of the slopes. (ii) A number of small crevasses and cracks, 10-400 cm in length, forming in echelon were found on K-Snow as shown in Fig. 6. The general feature of these crevasses and cracks is very similar to that of the splaying type crevasses observed in a glacier. They run in parallel to the flow direction at the center of the snow patch, but curve outward to the margins. Since splaying crevasses are commonly found in valley glaciers undergoing a modest degree of compression, the crevasses observed on K-Snow may be associated with a compressive flow. Actually, a strain measurement on K-Snow showed the existence of compression in the crevassed area as described before. (iii) A number of lenticular-shaped cracks in an echelon

arrangement were found on S-Snow as shown in Fig. 2. The individual crack was 5 cm in length, 2 cm in width, and filled with soft snow. Some of the cracks observed in the marginal area of the snow patch were directed about 45° upwards, a phenomenon which is similarly observed in the marginal crevasse in a glacier. Some others found in the center of the snow patch were concave downwards, which look like the transverse-type crevasse usually associated with the steepening of a glacier's slope.

(5) Meteorological elements concerning the heat balance of the snow obtained *in situ* at K-Snow are summarized in Fig. 8. The heat balance at a melting snow surface may be expressed as $Q_A + Q_E + Q_R + Q_N = Q_M$, where Q_A , Q_E , Q_R , Q_N and Q_M are respectively the sensible heat transfer from the air to snow, the latent heat of evaporation or condensation of water vapour, the heat transferred from warm rain drops to snow, the net radiation absorbed by snow, and the heat for melting of snow. The amounts of Q_A and Q_E were obtained by putting the observed meteorological data into the theoretical formulae derived from Prandtl's mixing length theory. The obtained results were summarized in Table 2. As seen in this Table, the latent heat transfer Q_E plays a very important role in the ablation of a snow patch. The ratios of Q_A , Q_E , Q_R and Q_N against Q_M are respectively 28%, 32%, 4% and 30% in August, which means that the latent heat may contribute to the ablation of the snow patch more than the sensible heat or the radiation heat. It should be noted that values of the ratio Q_E/Q_M are much larger than those obtained for the melting surface of a snow cover in a flat low-land area or for the surface of a temperate glacier reported by many workers.

(6) It was found that the amount of radiation, the amount of sensible heat transfer and the rate of snow ablation obtained from the *in situ* measurements at K-Snow agree fairly well with the predicted values derived from the data obtained at meteorological stations and observatories in Hokkaido.



昭和40年7月8日，高根ヶ原の俯瞰図¹⁶⁾