

— 気象講演会② —

大雪山の雪渓について

北海道大学低温研 兒 玉 裕 二

1. はじめに

日本での平地の積雪は、5月頃までにほとんど総て融けてしまうが、山岳地域の谷間や斜面には夏期でも積雪が残っている。雪渓とは、夏でも局部的に残存する積雪のことをいう。夏の終わりになっても、雪が融けきらずに残ると、残雪は年を越す。このような雪渓を多年性雪渓又は万年雪と呼ぶ。多年性雪渓の寿命は長くても数十年で“万年”に及ぶものはない。大きな氷河でも堆積してから氷河末端に致るまでの期間は数千年である。尚、氷河と雪渓の違いは雪渓は顕著な流動現象を示さないことである。

雪渓は降水を固形の形で貯えているので、天然の貯水池としての役割を果たし、水資源として重要である。21世紀において人類の水需要の増大が世界的に予測される事から、未だ開発されずに残されている山岳地帯の積雪氷河が水資源として注目されている。これを開発し、有効に利用するため、山岳積雪・氷河流域の水文学的諸特性の把握が重要な課題となっている。夏でも雪が融け残っている山地源流域では、降水の無い晴れた日でも地下水流出に加えて雪渓・氷河からの融雪水が流出しており、雪のない流域に比べて特異な水文環境下にある。

氷河や雪渓は、気候の変化に敏感に反応してその大きさを変動させている。逆にそれらが地表を覆う面積の変動が地球の気候システムに大きな影響を与えている。中でも雪渓はその規模が小さく、現在の気候のもとで微妙なバランスの上になって存在しているが故に、気候変動に極めて敏感であると言われている。また、雪渓の存在そのものがその周囲の微気候を変え、特異な植生の分布をもたらすなど山地の気候環境の支配因子ともなっている。

1970年代には、“地球寒冷化”が危惧され、“氷河期がやってくる”などとさわがれた。千年くらいの単位で過去の気温変動を調べると、現在は最終氷期の後の最暖候期を過ぎて次の氷期にむかっている事は事実である。規模の小さい雪渓も、冬期に積もる雪の量が春から秋にかけて融ける量よりも多ければ、越年する雪は年々蓄積され多年性雪渓は拡大する。この条件が長い年月続くと雪や氷が谷間を被い、氷河となりうる。気候が寒冷化すれば、降水が雪となる割合が増し、夏期の融雪量も減少し、多年性雪渓が拡大すると予想する事は容易である。1980年代以降、温室効果気体の増加による“地球温暖化”が叫ばれている。現在の気候のもとで微妙なバランスを保って存在している雪渓はどうなるのであろうか。

雪渓は、氷河の“胎児”であるのとらえるのも面白い。日本に氷河とみなせる程流動が顕著な雪渓は存在しない。しかしながら、雪渓の中には氷河と同様にその下部に氷体を持った雪渓が存在する事が知られている。顕著な流動を示さない雪渓でも氷河の構造と似ている部分があるので、雪渓の物理学的研究は、氷河の研究につながる部分が多い。

雪渓の存在は地形的な要因が大きいが逆に雪渓の存在によってその周囲は影響を受

けている。雪溪の存在は地形にどって“重し”や“保護膜”の様な存在であるだろうし、夏期の絶え間ない融雪水の流出は侵食にも関与しているであろう。雪溪周辺では消雪日が遅いだろうし、夏期気温が0℃以上になっても雪溪は0℃を保ち、周囲の温度を下げている。又、積雪はよい断熱材であるので温度変化を抑制するだろう。融雪水の供給は乾燥化を防いでいる。この様に雪溪の存在は周囲に独特な環境を作り出し、又、それに適応した地形、植生、気候、水文環境を作り出している。

2. 大雪山における多年性雪溪の分布

第1図に、1971年9月に北鎮岳周辺からトムラウシ山まで表大雪山系のほぼ全域を踏査し、各山頂からの写真撮影や測量が行われた28個の大規模な多年性雪溪の分布を示す。(成瀬他、1972)

雪溪の規模は、高根ヶ原斜面に残るものが最も大きい。氷蝕地形と言われている所には、現在大規模な多年性雪溪は存在していない。樋口(1968)による分類によると、大雪山系の多年性雪溪の中には、なだれが形成要因と考えられるものがなく、全て「吹きだまり型」となる。

大雪山における雪溪は1600mから2200mの間に存在し、1700m～1800mの間に雪溪総面積の35%が分布する。このことは、雪溪が吹きだまりによって涵養されやすい場所、特に高根ヶ原斜面が海拔1700～1900mの範囲にあることに帰因しているわけで、

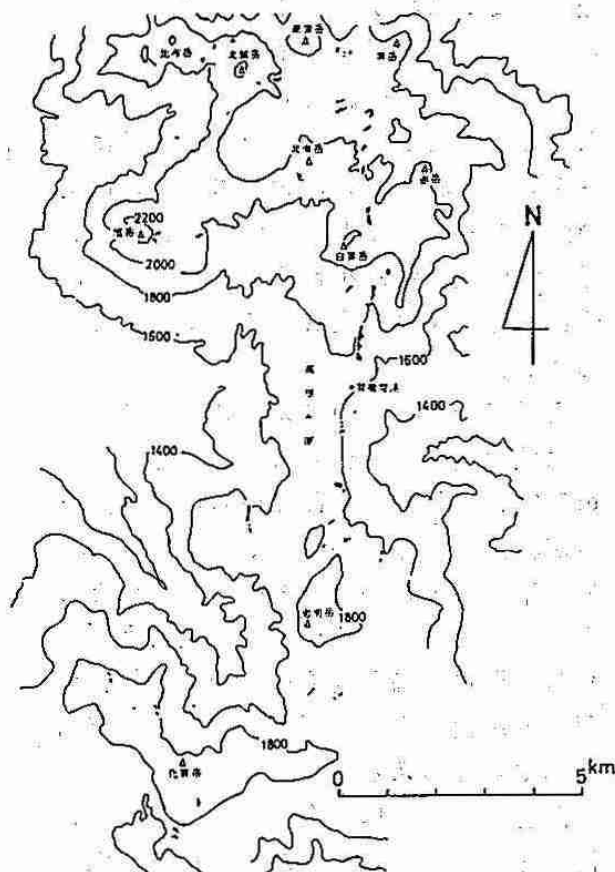
「雪溪」から見た大雪山系の山体の特徴を第1図 大雪山系における多年雪溪の分布図

黒く塗りつぶした斑点が雪溪を表す。

同一高度領域の地表面積に対して、雪溪が占める面積の割合をみると、雪溪面積比は1700～2200mの間ではほとんどが約0.2%であり、一様な傾向を示した。一般に高度が低い程融雪量が多いということと、前述したように大雪山では高度が低い所(1700～1900)の方が雪がたまりやすいということがお互いに相殺されてこの様な一様な分布を示したのであろう。

3. 雪溪の季節変化と融雪

トムラウシ山の近くのヒサゴ沼周辺に存在するヒサゴ雪溪を二夏観測した。この雪溪の表面積(水平面上への投影面積)は、1990年6月下旬には約 $5 \times 10^4 \text{ m}^2$ を占めたが、それ以後は1カ月におよそ50%の割合で減少を続け、8月下旬には $13.6 \times 10^3 \text{ m}^2$ まで縮小した。これ以降9月下旬までの減少率は約30%に低下し、雪溪の面積は最終的には $4.0 \times 10^3 \text{ m}^2$ となった(第2図)。なお、この雪溪は8月31日までに分離し、独立した

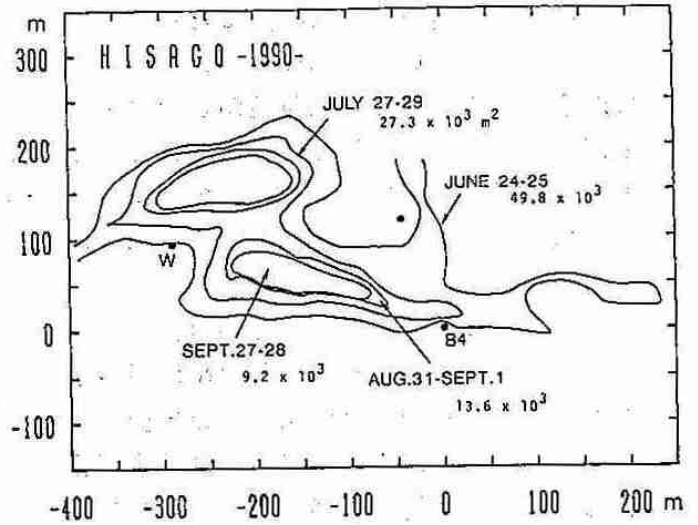


雪渓となった。この内、北側の雪渓をA雪渓、南側の雪渓をB雪渓と呼ぶこととする。

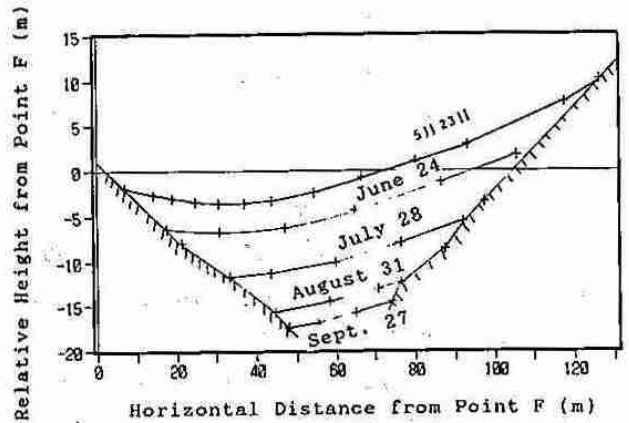
A雪渓上の一測線での雪面高度の季節変化を第3図に示す。5月から9月へと時間と共に雪面高度が低下し雪渓の幅が減少している事がわかる。各期間における平均雪面低下量を31日間に換算した値は3.3m、4.6m、4.0m、2.0mであった。このことから、雪面低下は7月にピークをもち、7、8の両月には4m以上の融雪があったことがわかる。また、9月に雪面低下量が小さくなった一つの原因は表面に氷体が現れたことによると思われる。

雪渓表面の融雪のメカニズムを知るために熱収支観測が行われた。雪面熱収支の研究は、低地平野部でのものは多数あるが、山地積雪に関するものは少ない。低地平野部での融雪は3~5月にほとんどが終了してしまうが、日射量が大きくなる夏期に標高が高く風や湿度の状態が異なる山岳積雪の融雪は、融雪熱収支的に異なると考えられる。

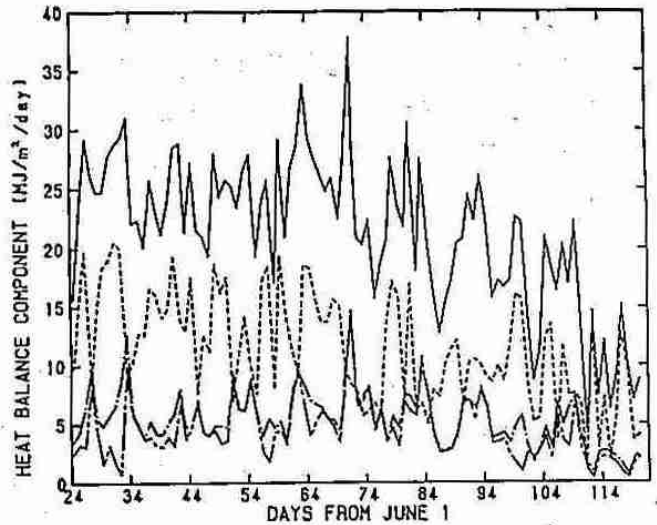
融雪熱は、放射収支量、顕熱伝達量、潜熱伝達量の3つから成っている。気象要素を観測することによって計算された融雪熱収支の結果を第4図に示す。期間は6月24日から9月30日である。実線が融雪熱量、点線が放射収支量、一点鎖線が顕熱伝達量、2点鎖線が潜熱伝達量をそれぞれ示す。最大融雪熱量は $37\text{MJ}/\text{m}^2/\text{day}$ にもなり、これは $110\text{mm}/\text{day}$ に当たる。全期間を通じて融雪熱量に対する放射収支量の割合は53%、顕熱伝達量は26%、潜熱伝達量は21%であった。融雪熱量が大きいときは、放射収支量は比較的小さく、逆に潜熱・顕熱伝達量が大きくなっていることがわかる。



第2図 ヒサゴ雪渓の表面積の変化



第3図 雪面高度の変化

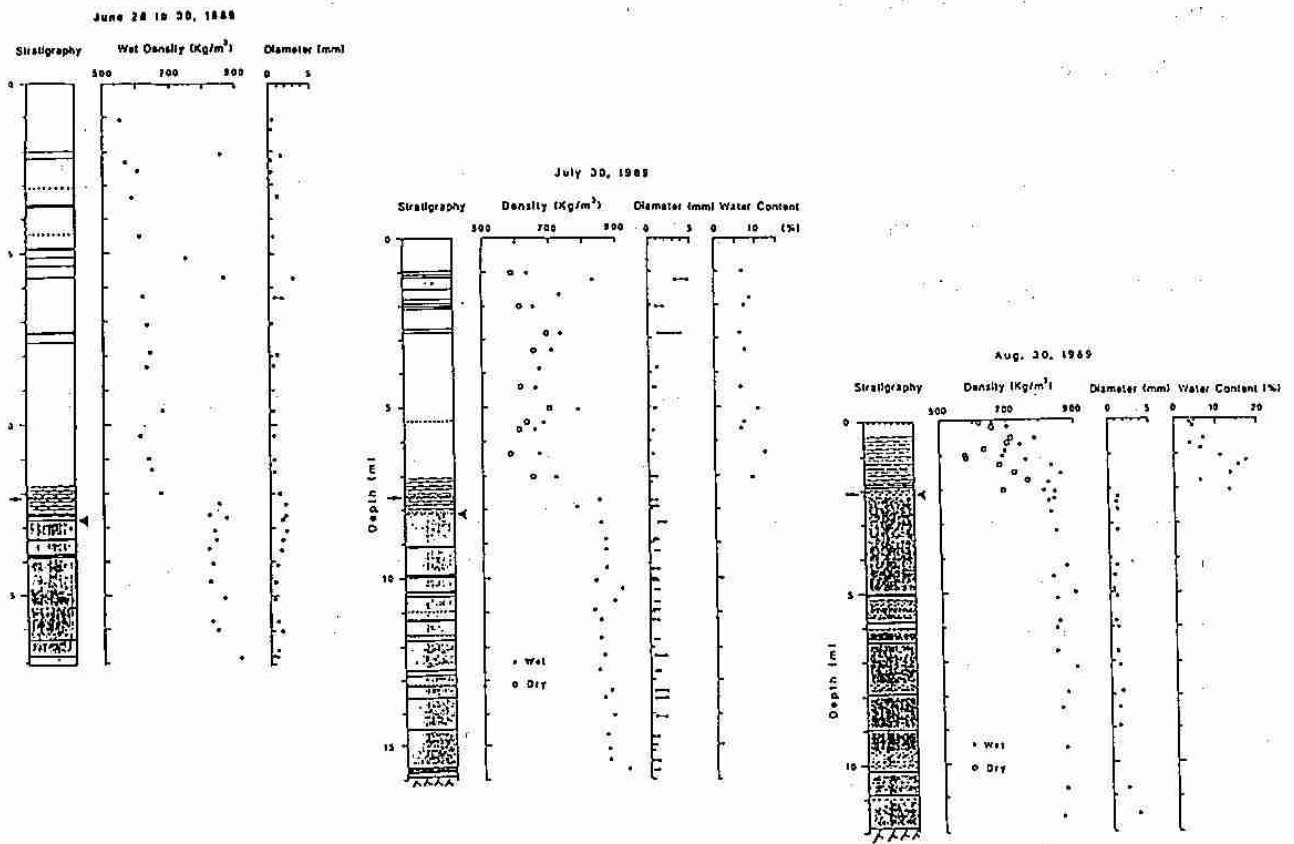


第4図 融雪熱量とそれを構成する成分

4. 流出特性と氷体

山岳地帯の積雪に関する雪氷水文学的研究は、夏期の河川渇水量の予測や水資源の有効利用の面で重要である。雪渓流域は、一般的な山地積雪の場である森林流域と比較した場合、積雪層が厚く融雪流出が一夏にわたって継続する点や、土壌層が未発達なため融雪水がほとんど地中を経ずに流出する点等が異なっている。河川の流出機構を考える上で両者の比較は興味深い。また、ヒサゴ雪渓は内部に融雪水が浸透できない氷体を持つため帯水層を形成して流出特性の面からも興味深い。

雪渓内部に存在する氷体の形成維持機構を調べるために、氷体内の温度分布の測定やドリリングを行った。積雪層下部の雪はその上部の荷重によって圧密される。荷重



第5図 ヒサゴ雪渓の層位構造、密度・粒径・含水率の鉛直分布

が十分大きいとその密度は氷の密度に近づき氷化する。そこに水が存在すると圧密氷化が促進されることが知られている。氷は熱伝導率がよいため、冬一番の降雪の前に氷体が表面に出ていると氷体は寒気を蓄積し易い。一旦雪が積もるとそれは断熱材の役目を果たして寒気を逃がし憎くする。春先、融雪水が氷体まで達するとそれを氷化する。氷体内の温度分布の測定結果はその氷化過程を支持している。ドリリングによる雪渓内の構造の観測結果(第5図)もそれを示している。