



Title	気候変化にともなう北海道山地の融雪量変動およびその結果から推定される氷期の年積雪量
Author(s)	成瀬, 廉二; 高橋, 修平; 藤木, 忠美
Citation	低温科学. 物理篇, 40, 67-81
Issue Date	1982-03-10
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18439
Type	bulletin (article)
File Information	40_p67-81.pdf



[Instructions for use](#)

気候変化にともなう北海道山地の融雪量変動および その結果から推定される氷期の年積雪量*

成瀬 廉二

(低温科学研究所)

高橋 修平

(北見工大)

藤木 忠美

(北大理学部)

(昭和56年10月受理)

I. 序 論

山地の積雪の融雪水量を、簡単に測定し得る気象要素から推定できれば、流域の流出予測、長期的な水利用対策の点から非常に有効である。また、融雪量を支配する各気象要素の変化が残雪や雪渓の消耗にどう影響を与えるかを知ることは、気候変化にともなう雪渓の変動、あるいは多年性雪渓から氷河への移行条件、過去の氷河の復元と古気候の関係等を考察するに際し重要な基礎的情報となるであろう。一方、かつて気温が数度から10°C前後低下したと考えられている寒冷な気候環境下において、侵食や堆積による地形変動や植性の変遷、永久凍土の形成等を議論するにあたっては、当時の年間の降水または冬期の降雪の量が主要な鍵となる。しかしながら、氷期の降水量については現在のところ有効な推定手段がなく不明に近い。本研究は、気温およびその他の気象要素が変化した場合、北海道中央山岳地における融雪量の変化を量的に見つめること、および現在と過去の雪線**高度における年間総融雪量の算出結果をもとに、年間総積雪量を推定し、氷期の降水量の変動傾向を考察することを目的とする。

ある期間の融雪量はその期間の日平均気温の積算値に比例する^{4,5)}として、大雪山の雪渓において気温のみから融雪量を算出し、雪渓の年変動を考察したり⁶⁻⁹⁾、同地域の氷河の復元の試み¹⁰⁾が行われた。新井・関根¹¹⁾、新井¹²⁾、高橋等¹³⁾は、残雪や雪渓における熱収支の考察から、融雪量と積算気温との比例係数 (degree-day factor) k の意味するところを明らかにし、さらに高橋等¹³⁾は、北海道の山地において k が季節によらずほぼ一定になるのは、雪面吸収短波

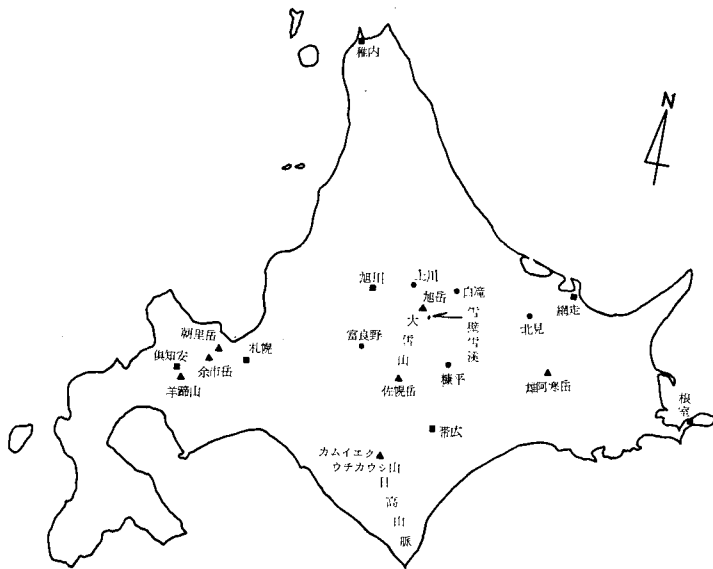
* 北海道大学低温科学研究所業績 第2389号

** 雪線という用語は時として様々な意味に用いられ混乱しているが^{1,2)}、本論文では年間積雪量と消耗量とがつり合う平衡線 (equilibrium line) を単に雪線とよぶ。これは、現在の日本では多年性雪渓の下限を、氷期では圏谷の底をたどって結んだ線となり、Flint³⁾による orographic snowline に相当する。一方、局地的な地形の影響のない充分ひろけた平坦地に仮想される平衡線は気候的雪線 (climatic snowline) とよばれ、現在の日本においては山の上空に存在する。

放射熱が $8\sim 9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 前後であるため (10 以上, $7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 以下では気温により k が大きく変化する), および融雪最盛期の気温が高いためであると説明した。積算気温を用いる方法は, 計算が簡単という点で大きな利点があるが, 1) いかなる地域でも, 長期間を通して比例関係が成り立つとは限らない, 2) 係数 k は各種気象条件, アルベド等によって変りうるので, 地域毎 (雪渓毎) に長期の実測値をもとに決定しなければならない, 等の難点がある。

本論文では, 雪面の熱収支考察から出発する。北海道の山岳地における現在の融雪期の平均的気象条件を, 気象官署等の資料の統計や現地の測定結果から推定し (第 II 章), この気候下における日融雪量を気温のみの関数として示す (第 III 章)。つぎに, 平地の気温から山地の気温を推定する場合, 推定値に大きな影響を与える気温の (高度) 減率を北海道において検討する (第 IV 章)。融雪時の熱収支を支配する各種気象要素が変化すると, 第 III 章で求めた融雪量対気温の関係が変化するとともに, 融雪期間も変化する。そこで個々の気象要素や係数の変化が総融雪量におよぼす影響を量的に見つめる (第 V 章)。

氷期における気温低下量については種々の手法により推定されているが, 北海道では, 最寒冷期には年平均気温が現在よりも $4\sim 5^\circ\text{C}$ から $12\sim 14^\circ\text{C}$ 低下したという様々な推定が報告されている^{14~20)}。気温が低下した場合の, 北海道の山地の任意の高度における年間最大可能融雪量を計算によって求め, 気温減率と高度をパラメータとして図示する (第 V 章)。現在および氷期の雪線高度が与えられれば, その地点における年間総積雪量を知ることができる。この方法により, 北海道中央部地域において氷期の積雪量変化の推定を試みる (第 VI 章)。なお, 氷期の時代を論じることはここでは目的としないので, 本論文では, およそ 1 万年前から 10 万年前位までの間の内, 現在よりも著しく寒冷であったと考えられている時期, あるいは日高山脈等に圈谷地形が形成された時期を総称して単に氷期とよぶ。また, 氷期における日平均気温の季節



第 1 図 本解析に気象データを使用する北海道内の気象官署 (■), 地域気象観測所 (●), および山 (▲) の位置

推移は, 現在の平地における気温変化パターンがそのまま保たれ, 季節によらず一様に気温低下したものと仮定する。

本文中で気象データを使用する北海道内の気象官署, 地域気象観測所の位置, および文中に引用される山名を第1図に示す。

II. 融雪時の熱収支各要素の算出

1. 熱収支要素算出式

融雪におよぼす熱収支各要素のうち, 短波放射熱 R_s ($\text{Jm}^{-2} \text{day}^{-1}$) は, 全天日射量を I ($\text{Jm}^{-2} \text{day}^{-1}$), 雪面のアルベドを α として,

$$R_s = (1 - \alpha) I \quad (1)$$

と表わされる。次章以下で $(1 - \alpha)$ を雪面の吸収率とよぶ。

顕熱 S は成瀬等²¹⁾, 凝結潜熱 L_c は小島²²⁾, 長波放射熱 R_L は Kondo²³⁾ が導いた次の経験式を用いる。ただし, S, L_c, R_L の単位を $\text{Jm}^{-2} \text{day}^{-1}$ に換算し, 雪面が吸収する熱を正として表わす。

$$S = 4.3 \times 10^5 V \cdot T, \quad (2)$$

$$L_c = 5.0 \times 10^5 V(E - 6.11), \quad (3)$$

$$R_L = 8.64 \times 10^4 \left[\sigma(273 + T)^4 \left\{ 1 - (0.49 - 0.066\sqrt{E}) C \right\} - \sigma(273 + T_0)^4 \right]. \quad (4)$$

ただし, V は地上の風速 (ms^{-1}), T は気温 ($^{\circ}\text{C}$), E は地表付近の水蒸気圧 (mb), σ はステファン・ボルツマン定数 ($\text{Jm}^{-2} \text{K}^{-4} \text{s}^{-1}$), C は雲量と雲の種類によって定まる係数, T_0 は雪面の表面温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。 V, T, E は日平均値を用い, T_0 は融雪期間中 0°C と仮定する。顕熱交換係数は成瀬等²¹⁾ が求めた2つの値の平均値をとる。

降雨による融雪が山地の消雪に大きく寄与していると考えられることがあるが, 山地の月間降水量を仮りに 1m と大きく見つもらても, 平均風速 4ms^{-1} の場合, 降水のもたらす熱量はその期間の顕熱の約8%となり, 総融雪熱に占める割合は小さい。したがって, 降水の効果を見捨ると, 融雪熱 Q_M ($\text{Jm}^{-2} \text{day}^{-1}$) は,

$$Q_M = S + L_c + R_s + R_L \quad (5)$$

で表わされる。

1978年7月上旬から10月上旬まで, 大雪山系雪壁雪渓において長期自記融雪深計を用いて日々の融雪深が実測され, さらにボーリングコアの密度分布から融雪量の日変化が求められた⁹⁾。この期間を10日毎に区切り, 10日間平均の実測融雪量と, (5)式による計算融雪量とを比較する。計算に用いた気象要素は, 気温は現場における実測値(一部期間は旭川の値から換算), 日射量は旭川の10日間平均値, アルベドは7月に0.5, 8月に0.45, 9月に0.4, 風速は全期間 4ms^{-1} , 相対湿度と雲量は旭川の10日間平均値である。

計算値と実測値の相関を第2図に示す。○印は北海道北部母子里における観測²⁴⁾の15日間の平均値である。両者の相関係数は0.990と非常に高い。この結果から, 個々の経験式(2)~

(4)や推定気象値が妥当であると結論はできないが、10日間以上の平均値を考える場合には気象要素から融雪量を推定し得ることを示していると言えよう。

2. 北海道の山地における気象要素の推定

本研究では、北海道の山岳地のうち、主として大雪山系雪壁雪渓付近(海拔 1,730 m)を想定し、一部、日高山脈、札幌近郊の山地を考える。そこで、前述の式(1)~(4)に導入する各気象要素について、現在の気候下における北海道山地の融雪期(およそ5月~9月)の平均的な値を推定し、この値を「各気象要素の標準値」とよぶことにする。

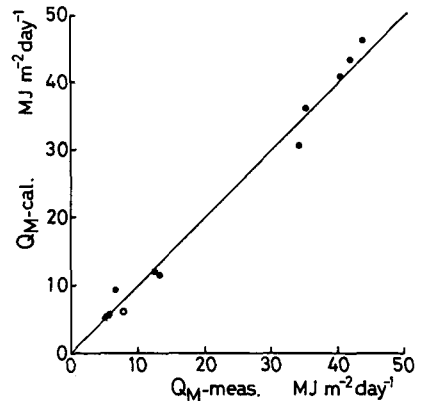
1) 全天日射量 I

1978年7月上旬から8月上旬まで、雪壁雪渓上において毎時1コマの8mmカメラ撮影が行われ、雪渓上の風景から日照ありと判定された1日の回数を日照時間とした¹³⁾。得られた毎日の日照時間と同時期の旭川の日照時間との関係を第3図に示す。両者の相関はあまり良くなく(相関係数: 0.68)山地と平地とでは天気傾向に差があることがわかるが、この期間の平均値には大きな差がない(雪壁雪渓 7.0, 旭川 7.6 hour day⁻¹)。一方、1日の日照時間と日射量とは相関が高い(1978年7月、8月の旭川: 相関係数 0.955)。

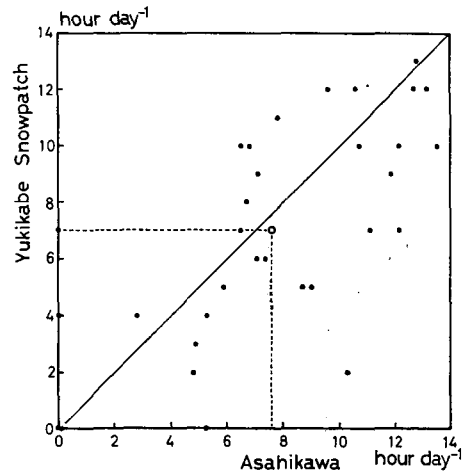
以上の検討をふまえ、旭川・帯広・札幌の3点平均の月平均全天日射量(15カ年平均)²⁵⁾の5月から9月の平均値をもとに、 I の標準値を 15.5 MJ m⁻² day⁻¹とする。なお雪渓の熱収支では斜面の向きや傾斜の効果を考慮に入れて計算されることもあるが^{26,27)}、ここでは雪渓の上部緩斜面(傾斜、数度~20度)^{28,6)}の融雪を考えるので、近似的に水平面と仮定する。

2) アルベド α

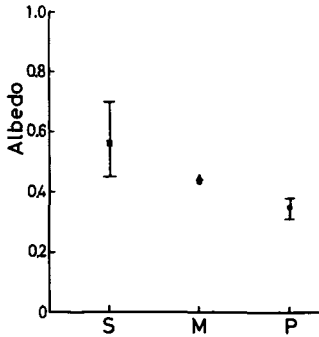
雪面のアルベドは融雪期の熱収支、すなわち融雪量の多少に大きな影響を与える。アルベドは表面付近の含水率、粒径、太陽高度によって変化するが²⁹⁾、雪渓においては表面に散在する土砂等の、いわゆる「よごれ」の寄与が大きい。小島³⁰⁾はぬれざらめ雪(札幌)の平均アルベドとして0.56を与えた。雪渓上で携帯用アルベドメーター³¹⁾を用いて測定した値を第4図にまとめて示す。融雪最盛期頃の雪渓では、場所により0.3近くまで減小することもある。飛騨山脈剣沢圏谷の雪渓でも、6月から9月にかけて0.55から0.3に変化している³²⁾。



第2図 雪壁雪渓における10日間平均の実測融雪熱と計算融雪熱との関係
○印は母子里における15日間平均値

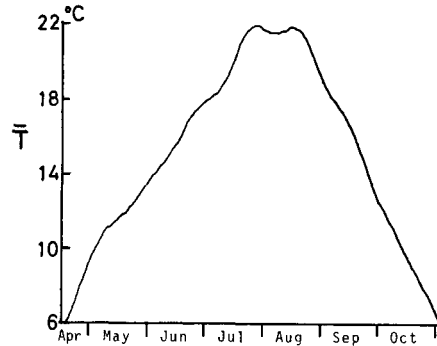


第3図 雪壁雪渓と旭川の日・日照時間の相関図(1978年7月~8月)
○印は平均値



第4図 融雪期の雪面アルベド

S: 札幌, M: 大雪山の残雪, P: 大雪山の多年性雪渓
(■は小島³⁰⁾, ▲は久保田等²⁷⁾, ●は成瀬等による観測)



第5図 日平均気温の平年値

(旭川・帯広・札幌の平均)

以上の結果から、 α の標準値を 0.45 とする

3) 気温 T

旭川・帯広・札幌の日平均気温の平均値を、北海道の平地の気温の標準値とする。1941年～1970年の30年平均の日平均気温²⁵⁾を三気象官署について平均し、さらに海面の高度の値に換算した気温の4月から10月にかけての推移を第5図に示す。

4) 風速 V

稚内・根室・札幌の高層風速の月別平均値を第1表に示す。顕熱および潜熱の絶対値が大きいのは気温が高い6月～8月であるので、この期間の平均値をもとに山地の平均風速を推定し、 V の標準値を 4 m s^{-1} とする。

第1表 高層風速(09時, 21時平均)の稚内・根室・札幌(1966年～1970年²⁵⁾)の平均値

指定気圧面	平均高度	6月	7月	8月	平均
700 mb	3,061 m	5.0 m s^{-1}	5.8 m s^{-1}	6.6 m s^{-1}	5.8 m s^{-1}
850	1,455	3.0	3.8	3.6	3.5

5) 相対湿度 H

地表付近の水蒸気圧は、気温と相対湿度 $H(\%)$ で定まる。旭川・帯広・札幌における融雪期(3月, 4月)の相対湿度の平年値(30年平均²⁵⁾)の平均値は71%である。したがって、 H の標準値を70%とする。

6) 雲量 n

旭川・帯広・札幌における日平均雲量の平年値²⁵⁾は、融雪期(3月, 4月)は6.5, 夏期(7月, 8月)は7.8である。前述のように雪壁雪渓と平地とでは日照時間の平均値に大きな差はない。一方、1日の日照時間と日平均雲量とは負の相関がある(1978年7月, 8月の旭川: 相関係数 -0.72)。以上から、山地と平地で雲量に大きな差がないと見なし、 n の標準値を7.0とする。

III. 気温と融雪量の関係

(1)~(4)式に、前章で与えた気象要素の「標準値」を導入し、気温を変数としたときの熱収支四項を計算により求め、四項の和 Q_M と気温 T との関係を図6のa)に示す。吸収日射量 $I(1-\alpha)$ は気温に関係なく一定としたにもかかわらず、 Q_M が T ($^{\circ}\text{C}$) に比例に近い関係が得られたのは、潜熱が約 $+5^{\circ}\text{C}$ 以下の低温のとき負(蒸発)、長波放射熱が約 $+10^{\circ}\text{C}$ 以下のとき負(放熱)の値となり、これらが受熱分(日射、顕熱)と相殺されるからである。また、潜熱と長波放射熱は気温増加に対して増加率が増す関数関係にあるので、四項の和は $d^2Q_M/dT^2 > 0$ の曲線となる。これを簡単な形の式に近似すると、

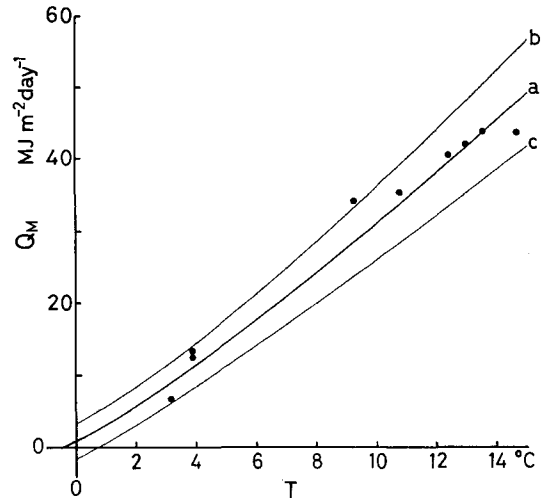
$$Q_M = 1.93(T+0.5)^{1.18} \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}, \quad (T \geq -0.5^{\circ}\text{C}) \quad (6)$$

を得る。

熱収支計算結果では、日平均気温が -0.5°C 以上で融雪が起こることになるが、この温度付近では計算値の誤差が大きいので、 -0.5°C という限界温度にはあまり信頼がおけない。しかし低温時の日融雪量は少ないので、長期間の総融雪量を考える場合には、この誤差は大きな影響を与えない。第6図の座標(0,0)と曲線(a)上の点を結ぶ直線の勾配が、いわゆる degree-day factor k である。ここで与えた「標準値」の気象要素を用いた場合、a)は(0,0)付近を通る直線に近いので、温度による k の変動は小さい。

各気象要素は、年により、地域により $\pm 15\%$ の変動があるところでは考える。また、顕熱交換係数について成瀬等²¹⁾は、 $3.7\sim 6.0 \text{ J}^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$ の範囲にあるとまとめているので、顕熱および潜熱の交換係数も $\pm 15\%$ の誤差があると考ええる。ここで、前述の5つの気象要素(気温を除く)と2つの係数がたがいに独立と仮定する。(1)~(5)式において、7つのパラメーターの誤差を $\pm 15\%$ とし、誤差伝播則を適用すると、融雪熱 Q_M に含まれる誤差 ΔQ_M が T の関数として求められる。 $Q_M + \Delta Q_M$ および $Q_M - \Delta Q_M$ を第6図b)およびc)に示す。

第II章で述べた雪壁雪溪の10日毎の実測値 Q_M を実測の T に対してプロットしたものが黒丸である。実測期間の気象条件は「標準値」とは一致しないが、黒丸は $Q_M \pm \Delta Q_M$ の範囲にほぼ含まれており、年、季節、地域が変わっても、気温のみから融雪熱を $\pm 4Q_M$ 程度の誤差内で見つめることができると考えられる。



第6図 日平均気温 T と日融雪熱 Q_M との関係
a)は気象要素が「標準値」の場合、b), c)は各気象要素に標準値の $\pm 15\%$ の推定誤差があった場合

IV. 高度による気温減率

平地の気温観測値をもとに山地の気温を推定する場合、採用する気温減率の値によって大

きな差が生ずることがある。山腹に沿う気温減率は、高層観測で得られる自由大気の減率と一致するとは限らない。日本の雪渓研究では、日本標準大気に与えられている $6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ に近い $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$ の値を採用していることが多いが(例えば、樋口等³³⁾), Hoshiai・Kobayashi²⁶⁾ は $4.7\sim 5.3^{\circ}\text{C km}^{-1}$ を用いているし、小林・星合¹⁵⁾ は氷期の減率として $4.5\sim 4.8^{\circ}\text{C km}^{-1}$ の値を推定している。北アメリカ³⁴⁾、イングランド³⁵⁾、ノルウェイ³⁶⁾ における解析例では、日平均気温の減率の月平均値が $4\sim 7.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ の範囲で季節、地域によって大きく変動している。一般に春に減率が大きく、冬に小さい(≪湿潤断熱減率)傾向が見られるが、山麓の観測点を山頂に対し海側と内陸側に選定したときに大きな差が生ずることもある^{35,36)} など、地域の局地的な気候特性によっても影響されている。



第7図 高度による月平均の気温減率の月変化

- 高根カ原 (1,760 m)——旭川・他 (1978年)
 - △-----△ 佐幌岳 (1,054 m)——旭川・帯広・札幌 (1944~47年)
 - 雄阿寒岳 (1,353 m)——網走・帯広 (1945~46年)
 - ×-----× 羊蹄山 (1,849 m)——倶知安 (1944~47年)
 - 札幌: 850 mb (1,428 m)——平地 (1966~70年)
 - ▲-----▲ 札幌: 700 mb (2,963 m)——850 mb (1966~70年)
- < > 内は統計年

北海道の高度 1,000 m 以上の山地で長期的な気温観測が行われたのは、1944年から1947年にかけての雄阿寒岳 (1,353 m)、佐幌岳 (1,054 m)、羊蹄山 (1,849 m) の記録³⁷⁾ があるのみである。以上の三山と周辺の気象官署と月平均気温の相関を調べると、雄阿寒岳は網走、帯広と、佐幌岳は旭川、帯広、札幌との相関係数が 0.994 以上と高い。したがって、これらの官署の平均値を用いて各山頂との月平均気温減率を求め、その月変化を第7図に示す。参考のために札幌の高層観測結果²⁵⁾ から計算した5カ年平均の気温減率も示した。3月、4月および11月に大きく(約 $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$)、真夏の7月に小さい(約 $4.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$) という傾向が認められる。1978年7月から8月にかけて観測を行った¹³⁾ 高根カ原と、周辺の気象観測所と日平均気温の相関が高い旭川、上川、北見、糠平、富良野(相関係数: 0.66 以上) の5点平均値を用いて求めた気温減率をも示したが、7~8月平均は $6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ で他より約 $1^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 大きい。

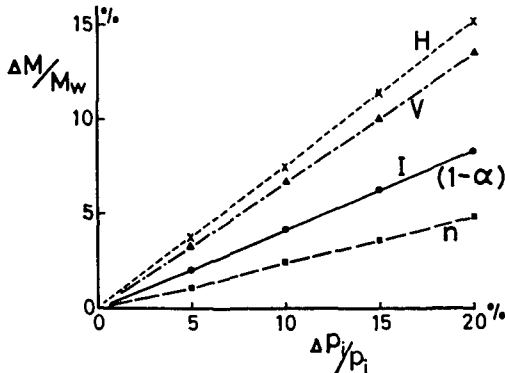
以上の解析結果をもとに、北海道の山地の融雪期(5月~9月)の平均的な気温減率(標準値)を $5.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ と仮定する。

V. 気候変化にともなう雪溪の年間総融雪量変化

北海道の平地（海拔 0 m）の日平均気温の推移を第 5 図と見なし、融雪期 ($Q_M \geq 0$) の平均気象条件を前に導入した標準値を用いると、大雪山系高根カ原東斜面の多年性雪溪 (1,730 m) 付近では、融雪期間は 168 日、年間総融雪量は 10.5 t m^{-2} が得られる (第 2 表)。 I , $1-\alpha$, V , H , n の 5 つの気象要素、2 つの交換係数および気温減率 Γ の内、1 パラメーターだけが 15% 増加、または減少した場合の (他のパラメーターは標準値)、融雪期間と総融雪量変化の割合を第 2 表に示す。同様に、5 つの気象要素の内、1 パラメーターだけが 5% から 20% まで増加した場合の総融雪量変化率を第 8 図に示す (パラメーター減少の場合も、変化率の絶対値はほぼ等しい: 第 2 表)。風速変化は顕熱および潜熱に、相対湿度変化は潜熱および大気 (長波) 放射に変動を与えるので影響が大きい。潜熱交換係数の変化の寄与が小さく現われるのは、融雪初期および末期の低温時には蒸発、融雪最盛期には凝結が卓越し、係数変化は両相変化を同じ比率で増加、減少させるためである。気温減率の $\pm 15\%$ 変化の条件では、融雪期間と平均気温の両者が大きく変化するので、総融雪量変化におよぼす影響は増幅される。

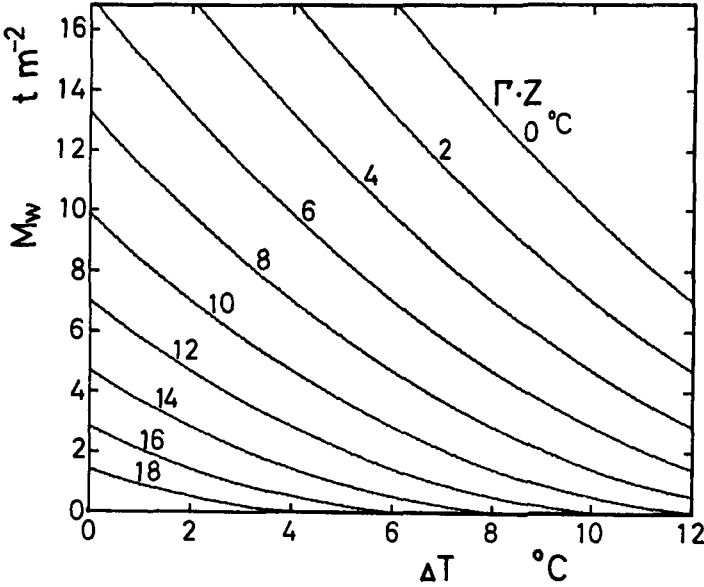
第 2 表 気象パラメーター (i) のそれぞれが標準値 (p_i) から $\pm 15\%$ 変化した場合の総融雪量変化の割合 $\Delta M/M_w$ (雪壁雪溪)

パラメーター (i)	標準値 (p_i)	15% 増加の場合		15% 減少の場合	
		融雪期間	$\Delta M/M_w$	融雪期間	$\Delta M/M_w$
全天日射量, I	$15.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	172 day	+ 6.2%	164 day	- 6.1%
吸収率, $(1-\alpha)$	0.55	172	+ 6.2	164	- 6.1
風速, V	4 m s^{-1}	166	+10.0	170	-10.1
相対湿度, H	70%	173	+11.2	162	-11.1
雲量, n	7	170	+ 3.5	166	- 3.6
気温減率, Γ	$5.5^\circ\text{C km}^{-1}$	154	-20.6	181	+23.0
顕熱交換係数	$5.0 \text{ J }^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$	168	+ 8.5	168	- 8.6
潜熱交換係数	$5.8 \text{ J mb}^{-1} \text{ m}^{-3}$	166	+ 1.5	170	- 1.5
融雪期間	168 day				
総融雪量, M_w	10.5 t m^{-2}				



第 8 図 各気象要素 ($i=I, 1-\alpha, V, H, n$) の内一要素だけが標準値 p_i から Δp_i 変化した場合の年間総融雪量の変化率 $\Delta M/M_w$ (雪壁雪溪)

つぎに、気象要素と交換係数は標準値のまま一定とし、現在から気温が低下した場合の年間最大可能融雪量（多年性雪渓では年間総融雪量）の変化の様子を、海拔高度 Z (km) と気温減率 Γ ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) の積を補助変数として第9図に示す。今、 $\Gamma=5.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ とすると、雪壁雪渓付近では $\Gamma \cdot Z$ は 9.5°C となり、現在の気温 ($\Delta T=0^{\circ}\text{C}$) では 10.5 t m^{-2} 、 $\Delta T=8^{\circ}\text{C}$ では約 2 t m^{-2} で年間総融雪量は約 $1/5$ となり、 $\Delta T=12^{\circ}\text{C}$ では年間を通してほとんど融雪が起らないことが推定される。



第9図 現在からの気温低下量 ΔT と年間総融雪量 M_w の関係
 Γ は気温減率 ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$)、 Z は高度 (km)

VI. 氷期における積雪量の推定

年平均気温の変動は地球全体の長期間にわたる熱収支の結果として生ずるものであるから、氷期において熱収支を支配する各気象要素の値が現在とは異っていたと考える方が妥当であろうが、それぞれの要素の変動の程度およびそれらが気温変化におよぼす寄与の度を吟味することは容易ではないので、本章では、各気象要素が現在と変わらず（第2表の標準値）、気温のみが単独に変化したという条件のもとで考察をすすめる。

雪線高度においては、第9図の M_w を長年間平均の年間総積雪量と読みかえることができる。すなわち、北海道の山地の高度 Z にて多年性雪渓へ移行するために必要最少の年間積雪量は、等 $\Gamma \cdot Z$ 線と $\Delta T=0$ との交点で示される。例えばその量は、 $\Gamma=5.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ と仮定すると、札幌近郊の山地 ($Z=1.2 \text{ km}$) では 16 t m^{-2} 、高根カ原東斜面下部 ($Z=1.5 \text{ km}$) では 12 t m^{-2} 、旭岳山頂付近 ($Z=2.2 \text{ km}$) では 7 t m^{-2} となる。

一方、氷期における現在からの気温低下量 ΔT 、その時の雪線高度 Z が与えられれば、 Γ を仮定することにより雪線における長期間の平均年間積雪水量が第9図から推定できる。日本の氷期の気温低下量については、花粉分析¹⁴⁾ や植性の変遷¹⁹⁾ 等から様々な値が推定されているが、

最寒冷期には現在より年平均気温がおおむね $6^{\circ}\sim 8^{\circ}\text{C}$ 程度低かったというものが多い。北海道においては永久凍土の発達条件から、藤木¹⁶⁾は年平均気温が札幌周辺で少くとも $8^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{C}$ は低かったことを示唆し、福田・木下¹⁸⁾は大雪山の調査から1万年前に $7^{\circ}\sim 8^{\circ}\text{C}$ 低下していたと推定し、小崎等¹⁷⁾やNogami *et al.*²⁰⁾は、化石氷楔の形成条件から現在より $12^{\circ}\sim 14^{\circ}\text{C}$ 低温であったと指摘している。また、氷蝕地形から推定された氷期の雪線高度と、現在の気温から推定された上空の雪線高度との差から氷期の気温低下を求めることも行われているが¹⁵⁾、これは氷期の降雪量(堆積量)が不明の場合は決定できないので妥当な方法とは言えない。一方、氷期には日高山脈に多数の圏谷氷河が存在していたことは間違いない^{38~41)}。圏谷氷河発達期と気温最寒冷期とが一致していたと考える根拠はないが、ここでは仮りに同時期として考察をすすめる。

大雪山にかつて氷河が存在したかの問題については種々の意見があるが、筆者等は、擬似氷蝕地形等の観察から大雪山系では海拔1,500 m前後、余市岳・朝里岳周辺⁴²⁾では海拔1,200 m付近に、氷期には少くとも多年性雪渓が長期間にわたり存在していたと推定する。これらの三地域において、年平均気温の低下量が 6°C と 12°C の場合について、第9図から年間積雪水量を推定して第3表にまとめて示す。現在の年間積雪量は、推定融雪開始日から推定消雪日まで、最寄の気象官署の気象データを用いて第II章と同様の方法で総融雪量を推定して求めたものである。日高山脈カムイエクウチカウシ山東斜面の八の沢カールの値は1979年8月中旬の雪渓調査⁴³⁾をもとに、中部大雪山南東斜面は1981年10月初旬および余市岳・朝里岳は1981年7月初旬の残雪観察をもとに推定した。

第3表 現在および氷期における各山地の推定年間積雪量 (t m^{-2})

地 域	高 度	年 間 積 雪 量		
		現 在	6°C 低下	12°C 低下
日高山脈八の沢カール	1,560 m	$8\pm 3 \text{ t m}^{-2}$ (18 m)	4 t m^{-2} (9 m)	0.5 t m^{-2} (1 m)
中部大雪山南東斜面	1,500	10 ± 4 (22 m)	4.5 (10 m)	1 (2 m)
余市岳・朝里岳周辺	1,200	5 ± 1.5 (11 m)	6.5 (14 m)	1.5 (3 m)
大雪山雪壁雪渓	1,730	10.5 (23 m)		

() は年間最大積雪深 (m)。ただし、いずれも各地域の吹きだまりの最深積雪部の値

積雪の密度は、降雪直後は結晶の形や風の条件等によって大きく変動するが⁴⁴⁾、多雪地域では堆積後の圧密の影響を受けるので、積雪水量の大きさ、積雪後の経過時間、および温度によって変化する。融雪が開始する前の乾いた雪の全層平均密度の最大値は、北海道の平地積雪⁴⁵⁾で約 370 kg m^{-3} 、旭岳西斜面樹林帯内⁴⁶⁾で約 420 kg m^{-3} 、旭岳の雪庇上部斜面の硬い雪層⁴⁴⁾では 450 kg m^{-3} である。一方、雪壁雪渓における7月初旬のポーリングコアによる全層密度分布⁴⁷⁾では、最小密度が 520 kg m^{-3} であった。以上の結果から、山地の雪渓の融雪開始直前の全層平均密度を 450 kg m^{-3} と仮定する。この値を用いて換算した最大積雪深を第3表のカッコ内に示した。

第9図および第3表から、日高山脈カールでは気温が 6°C 低下した場合、一年雪が越年するために必要な年積雪量は現在の約1/2であったこと、また、余市・朝里岳周辺では、年積雪

量が現在と変わらないとすると約7°Cの気温低下で多年性雪渓に移行すること等が推定される。第3表に示した三地域において、気温が12°C低下した時代に多年性雪渓または氷河が存在しつづけていたとすると、その時代の年間積雪量は現在の6%から30%程度と推定される。気温が12°C低下すると、 $\Gamma \cdot Z = 10^\circ\text{C}$ で $M_w = 0$ となり、($\Gamma = 5.5^\circ\text{C km}^{-1}$ の場合)高度1,800 m以上では年間を通して融雪が起らない。この条件下では、雪渓または氷河の消耗は雪面からの蒸発または昇華に支配されるが、気温0°Cの場合の蒸発量は、相対湿度70%、風速4 m s⁻¹と仮定すると1カ月に0.04 m(水当量)と見つもられ、熱収支的には大きな寄与をするが質量収支的には小さい。したがって、年間にわずかでも降雪があれば、多年性雪渓から氷河または氷帽が発達することになる。

以上は山地の雪渓における積雪量について考察してきたが、雪渓は一般に局地的に吹きだまりやすい地形に形成されるので、山地の吹きだまり量と平地の降水量との相関関係を次に検討する。佐藤等⁹⁾は、雪壁雪渓における1972年から1979年までの測量結果をもとにして、ある時期 t の体積 V_t と面積 S_t は、

$$S_t = 4.5V_t^{\frac{2}{3}} \tag{7}$$

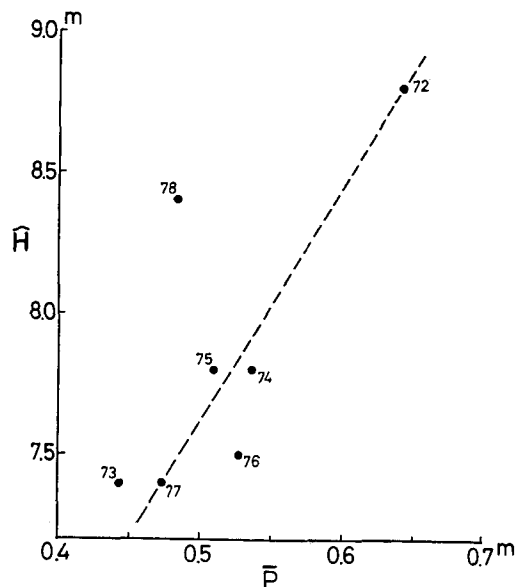
で近似されることを導き、さらに積算温度の推移を用いて融雪開始時と終了時の体積を推定し、7カ年間の冬期の涵養体積 A_c の年変動を示した。ここで、融雪開始時($t=0$)の一年雪の平均厚さ \hat{H} を

$$\hat{H} = A_c/S_0 \tag{8}$$

と定義すると、佐藤等⁹⁾が算出した A_c 、 V_0 を用いて(7)、(8)式から \hat{H} が求められる。雪壁雪渓に最も近く、しかも上記7カ年間欠測がなく降水量の測定が行われた地域気象観測所の上川、白滝を選び、雪壁雪渓で日平均気温が0°C以下と推定される期間(10月中旬~4月末)の二地点平均の日降水量の積算値 \bar{P} を求め、 \hat{H} との関係を第10図に示した。1978~79年の値はずれるが、他の6カ年は破線で示したような傾向を示し、平地の降水量と山地雪渓の吹きだまり量とは相関があると見なし得る。以上の検討結果から、前述の山地の積雪量変動の推定を、平地の降水量変動に拡張することが近似的には許されるであろう。

VII. 結 語

融雪期の熱収支考察から始めて、日融雪量を気温のみの関数で与え、現在の気候下における北海道山地の各高度の年間最大可能融



第10図 雪壁雪渓における年間積雪深(最大積雪深時の雪渓上平均厚さ) \hat{H} と、雪渓涵養期の上川・白滝の平均降水量 \bar{P} の関係

雪量を算出した。さらに、融雪を支配する各気象要素や係数のそれぞれの変化が、総融雪量におよぼす影響を量的に示した。また、この結果をもとにして、氷期における年間積雪量の変動傾向を推定した。

以上の考察を行うにあたっては、様々な仮定の設定や各種気象要素の推定等を行わなければならないので、現地での実測値や長期間の気象資料が集積されている項目については、可能な限りそれらをもとに妥当なパラメーターの導入に留意した。平地で得られた経験式をそのまま山地へ適用したので問題は残るが、雪壁雪渓における10日平均の実測値と計算値とが非常に良い一致を示したことは、本計算モデルが大きくは誤っていないと言えよう。

融雪現象は雪面と大気との熱交換の収支の結果として生じ、その微気象の機構は複雑だが、融雪を支配する主なパラメーターとして日射量、アルベド、風速、相対湿度、雲量、顕熱・潜熱交換係数に分けることができる。一日の融雪量におよぼすそれぞれのパラメーター変化の影響は、その時の気温により異なる。例えば、低温の時は日射量、アルベドが、高温の時は風速、相対湿度、顕熱および潜熱交換係数が支配的である。一方、全融雪期間(約半年)の総融雪量におよぼすパラメーター変化の影響は、相対湿度、風速、次いで顕熱交換係数が大きく、潜熱交換係数は小さいことが明らかになった。

次に、気温低下と総融雪量変化の関係を、氷期の積雪量変動の考察へ延長させるが、この場合は仮定の要素が強くなり、結果の信頼度が低下するのはやむを得ない。しかしながら、多くの研究者が推定している氷期の気温低下のほぼ中央の値の 8°C を採用すると、この寒冷な気候が続いた時代には、現在よりも降雪量がかなり少なかったことは確かで、その値は現在の1/2以下であっただろうと推定される。最終氷期には、大雪山地域の山体はほぼ現在に近い形に形成されていたと考えられているので、氷期に降雪量が減少しなかったとすると、日高山脈以外のもっと多くの地域に顕著な氷蝕地形が現在まで残されている筈である。ただし、鈴木⁴⁸⁾が指摘したように、氷期には小樽以北の日本海が氷結し北海道の降雪分布が現在と大きく異っていた、というような問題は残る。

従来氷期の問題については、主として地形、周氷河現象、植性の変遷等から研究されてきたが、本研究のように熱収支の考察から雪渓や氷河の変動あるいは氷期の気候の復元を試みる場合、重要な課題として特に次の3点を挙げる。

- 1) 山地と平地との気象条件の相違点の検討(気温減率の地域的、季節的特性、およびそれらの特性が過去にそのまま適用できるかとの問題を含む)。
- 2) 積雪におおわれた場合の局地気候の変質の問題の解明。
- 3) 現在の北海道の降雪分布を支配するメカニズムおよび山地の吹きだまり形成における地形と風の構造の研究、およびそれらの機構が氷期においても成り立つかの検討。

なお、特に引用をことわらなかった気象データは、札幌管区气象台刊行、「北海道気象月報」および「北海道農業気象月報」によった。

文 献

1) 今西錦司 1933 日本アルプスの雪線に就いて. 山岳, 28, 193-282.

- 2) 野上道男 1970 雪線の定義とその決定法—Cordillera Real を例として—. 第四紀研究, **9**, 1号, 7-16.
- 3) Flint, R. F. 1971 *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, Inc., 892 pp.
- 4) 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・札幌管区气象台, 1-84.
- 5) 大浦浩文・小島賢治・小林大二・小林俊一・成瀬廉二・石川信敬 1969 幾寅(金山ダム流域)における融雪の研究 II. 低温科学, 物理篇, **27**, 143-162.
- 6) 成瀬廉二・石本敬志・坂本雄三・高橋修平 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—(大雪山の雪渓調査 V)—. 低温科学, 物理篇, **30**, 115-128.
- 7) 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**, 4, 12-23.
- 8) 若浜五郎・山田知充 1979 大雪山の雪渓調査報告. 雪氷, **41**, 1, 11-18.
- 9) 佐藤篤司・高橋修平・成瀬廉二・若浜五郎 1981 大雪山「雪壁雪渓」の長期消耗過程. 雪氷, **43**, 2, 97-100.
- 10) 松田益義 1975 気候変動にともなう大雪山での氷河の形成について. 雪氷, **37**, 1, 1-12.
- 11) 新井 正・関根 清 1973 日本の山地の残雪の形成に関する研究. 地理学評論, **46**, 9, 569-582.
- 12) 新井 正 1975 山地の残雪と気象条件. 日本の氷期の諸問題. 古今書院, 174-184.
- 13) 高橋修平・佐藤篤司・成瀬廉二 1981 大雪山「雪壁雪渓」の融雪に関する熱収支特性. 雪氷, **43**, 3, 147-154.
- 14) 山崎次男 1951 花粉分析法による北日本洪積世以降の気候変遷史. 科学, **13**, 3, 78-86.
- 15) 小林国夫・星合 誠 1955 日本における氷期および現在の雪線. 地球科学, **21**, 1-7.
- 16) 藤木忠美 1963 札幌付近に於ける化石構造土について. 地理学評論, **36**, 740-741.
- 17) 小疇 尚・野上道男・岩田修二 1974 北海道東部の ice-wedge cast. 地学雑誌, **83**, 1, 48-60.
- 18) 福田正己・木下誠一 1974 大雪山の永久凍土と気候環境. 第四紀研究, **12**, 4, 192-202.
- 19) 第四紀古植物研究グループ 1974 日本におけるヴナム氷期の植生の変遷(予報). 第四紀研究, **12**, 4, 161-175.
- 20) Nogami, M., Koaze, T. and Fukuda, M. 1980 Periglacial environment in Japan: Present and past. *GeoJournal* **4**, 2, 125-132.
- 21) 成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治 1970 気温融雪の野外研究. 低温科学, 物理篇, **28**, 191-202.
- 22) 小島賢治 1969 融雪期における積雪表面の蒸発係数について. 低温科学, 物理篇, **27**, 399-403.
- 23) Kondo, J. 1967 Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan. *The Science Report of the Tohoku University, 5th Series Geophysics*, **18**, 3, 91-124.
- 24) 小島賢治・小林大二・小林俊一・成瀬廉二・石川信敬 1970 母子里における融雪・気象観測資料(1968). 低温科学, 物理篇, **28**, 資料集, 1-23.
- 25) 札幌管区气象台 1973 北海道の気候(改訂版). 283 pp.
- 26) Hoshiai, M. and Kobayashi, K. 1956 A theoretical discussion on the so-called "Snow Line", with reference to the temperature reduction during the last glacial age in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geog.* **28**, 62-75.
- 27) 久保田裕士・深見浩司・大前宏和・金田安弘・山田知充 1978 大雪山旭岳の融雪調査. 低温科学, 物理篇, **36**, 181-188.
- 28) 若浜五郎・遠藤八十一・山田知充・牛木久雄・成瀬廉二 1968 大雪山の雪渓調査(第3年度). 低温科学, 物理篇, **26**, 215-229.
- 29) Weller, G. 1968 Heat budget and heat transfer processes in Antarctic Plateau ice and sea ice. *Australian National Antarctic Research Expedition Report, Publ.* **102**, Dep. of External affairs, Melbourne. 1-155.
- 30) 小島賢治 1979 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, **136**, 1-38.
- 31) 油川英明・深見浩司 1978 簡易アルベドメータの試作. 低温科学, 物理篇, **37**, 171-174.
- 32) 森林成生・樋口敬二 1980 剣沢における多年性雪渓の研究(II), 剣沢圏谷の夏期の気候と融雪過程. 雪氷, **42**, 3, 119-146.
- 33) 樋口敬二・若浜五郎・山田知充・成瀬廉二・佐藤清一・阿部正二郎・中俣三郎・小岩清水・松岡春樹・伊藤文雄・鷺坂修二・渡辺興亜・中島暢太郎・井上治郎・上田 豊 1979 総合報告—日本における雪渓の地域的特性とその変動. 雪氷, **41**, 3, 181-197.

- 34) Baker, F. S. 1944 Mountain climates of the western United States. *Ecological Monographs*, **14**, No. 2, 224-254.
- 35) Harding, R. J. 1978 The variation of the altitudinal gradient of temperature within the British Isles. *Geografiska Annaler*, **60 A**, 43-49.
- 36) Green F. H. W. and Harding, R. J. 1980 The altitudinal gradients of air temperature in Southern Norway. *Geografiska Annaler*, **62 A**, 29-36.
- 37) 中央気象台 1951 山岳気象報告. 1-288.
- 38) 橋本誠二・熊野純男 1955 北部日高山脈の氷蝕地形. *地学雑誌*, **61**, 716, 208-217.
- 39) 橋本誠二 1955 日高山脈の圏谷. *地球科学*, **21**, 12-14.
- 40) 湊 正雄・井尻正二 1976 日本列島 (第三版). 岩波新書, 209 pp.
- 41) 小野有五・平川一臣 1975 ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. *地理学評論*, **48**, 1, 1-26.
- 42) 藤木忠美 1967 化石構造土をめぐる諸問題. *地理学評論*, **40**, 1, 20.
- 43) 大前宏和・成瀬廉二・深見浩司・内藤明男・西村 寛 1980 日高山脈札内川「中の沢」雪渓調査. *低温科学, 物理篇*, **39**, 資料集, 5-11.
- 44) 成瀬廉二・西村 寛 1979 雪底の構造と雪質 I. *低温科学, 物理篇*, **38**, 41-51.
- 45) 秋田谷英次・遠藤八十一 1981 北海道における融雪期の積雪特性. *低温科学, 物理篇*, **40**, 51-59.
- 46) 西村 寛・水津重雄・山田知充 1980 大雪山旭岳における山地積雪の物理的特性. *雪氷*, **42**, 1, 9-15.
- 47) 佐藤篤司・高橋修平・鴻野繁和・大前宏和・金田安弘・深見浩司・成瀬廉二・若浜五郎 1978 大雪山「雪壁雪渓」調査. 昭和 53 年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 134.
- 48) 鈴木秀夫 1962 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. *地理学評論*, **35**, 2, 15-24.

Summary

The present study aims at evaluating a variation in amount of ablation of snow in mountainous regions caused by the climatic change as well as estimating the annual accumulation of snow during the ice age in Hokkaido, Japan.

Empirical relations, eqs. (2)-(4), were used to calculate the sensible heat S , the latent heat of condensation L_c , and the long wave net radiation R_L , respectively. From measurements on snowpatches in the Daisetsu Mountains and also from the statistical analyses of data at meteorological stations, the standard meteorological parameters were derived as the mean values of the present climate during the ablation season in the mountainous region; namely, 0.45 for the mean albedo α of the snowpatches, and $5.5^\circ\text{C km}^{-1}$ for the altitudinal gradient of the daily mean air temperature.

The amount of heat of ablation Q_M was given as

$$Q_M = S + L_c + R_L + I(1 - \alpha), \quad (5)$$

where I is the shortwave radiation. The following simple relation was deduced between the daily mean air temperature T ($^\circ\text{C}$) and Q_M of mountain snow in the present standard climate:

$$Q_M = 1.93 (T + 0.5)^{1.18} \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}. \quad (6)$$

Evaluating the effect of change in each meteorological parameter upon the total ablation M_w during an ablation season ($Q_M \geq 0$) in the mountainous region, it became clear that a change by $\pm 15\%$ of each of the relative humidity H and the wind speed V caused a change in M_w by about $\pm 10\%$.

The annual mean air temperature in the ice age estimated, using various methods, was lower by $3-4^\circ\text{C}$ to $12-14^\circ\text{C}$ than that in the present time in Hokkaido. From eq. (6),

calculations were made on the possible maximum amount of M_w for one year, i. e. the total annual ablation on perenial snowpatches, whereby a change in M_w at any altitude was shown as a function of the temperature depression ΔT from the present one (Fig. 9). If $\Delta T=8^\circ\text{C}$, then M_w is considered to be reduced to one-fifth of the present amount at the Yukikabe snowpatch (1730 m a. s. l.) in the Daisetsu Mountains.

The amount of M_w should balance the total annual accumulation on the level of an orographic snowline, that is the altitude of perenial snowpatches in the Daisetsu Mountains in the present time, and that of beds of cirques in the Hidaka Mountains in the past ice age. From these considerations, the total annual accumulation in the ice age was approximately 50% of that of today if ΔT was assumed as 6°C , and several per cent if ΔT was 12°C .