HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	高山帯における夏期の融雪と流出 1 : 雪渓の融雪過程と季節変化
Author(s)	兒玉, 裕二; 竹内, 由香里
Citation	低温科学. 物理篇, 52, 25-38
Issue Date	1994-03-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18628
Type	departmental bulletin paper
File Information	52_p25-38.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Yuji KODAMA, Yukari TAKEUCHI 1993 Snowmelt and meltwater runoff in an alpine basin I : Seasonal variation in the ablation of an perennial snow patch. *Low Temperature Science, Ser. A, 52*

高山帯における夏期の融雪と流出　I*

— 雪渓の融雪過程と季節変化 —

兒玉裕二
(低温科学研究所)
竹内由香里
(北海道大学大学院理学研究科)

(平成5年11月受理)

Abstract : The ablation of a snow patch in *the Daisetsu Mountains*, Hokkaido, Japan, was studied during the summer of 1990 in order to achieve better understanding of its seasonal snowmelt characteristics. The main results are: 1) The mean daily snowmelt amount is about 70 mm/day, of which 53% of the heat source is from the net radiation, 26% from the sensible heat flux, and 21% from the latent heat flux; 2) Greater snowmelt occurred on the days of large eddy exchange (sensible and latent heat transports) between the snow patch surface and the atmosphere rather than the days of larger net radiation; 3) The proportion of net radiation to the snowmelt heat source became smaller in the middle of August; 4) Since the amount of daily snowmelt has a good correlation with the mean daily air temperature over the snow patch as well as the air temperature at Higashikawa, about 20 kilometers away, the snowmelt amount could be estimated by the air temperature of distant station for the whole melt season.

要旨：北海道大雪山系の越年性雪渓において，1990年夏期（6月末から9月末）に融雪熱収支の観測を行った。全期間を平均し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%，潜熱伝達熱量は21%であった。融雪量は，平均70 mm/dayであり，110 mm/dayを越える時もあった。融雪量が大きい日は，放射収支量よりも顕熱・潜熱伝達量等の乱流成分による大気からの熱伝達が大きくなる日であった。8月中旬，放射収支量が融雪熱量に占める割合が小さくなり，その分乱流による成分が大きくなった。日平均気温と融雪量との間によい相関があり，近くの長期気温データを利用すると，一年中の融雪量を推定できる。

Key words : Air temperature index, Eddy flux, Heat balance, Perennial snow patch, Summer snowmelt,

キーワード：越年性雪渓，夏期融雪，熱収支，融雪係数，乱流フラックス

* 北海道大学低温科学研究所業績　第3691号

I. はじめに

人口の増加と産業の発展によって水需要の増大が予測されることから，山岳地帯の積雪・氷河を水資源として有効利用するために，山岳地帯の雪氷水文学の研究が緊急かつ重要な課題として取り上げられている。そこで，北海道中央部に位置する大雪山系で多数見られる越年性雪渓の一つを選び，その気象・水文環境の調査を行った。そのうち，融雪に関する調査結果をここで報告する。

雪面の熱収支の研究は，低地平野部でのものは多数あるが，山岳積雪に関するものは少ない。特に融雪熱収支の大部分を占める放射収支量を実測した例は少ない。又，季節積雪地帯の低地での融雪は，3～5月にほとんどが終了してしまうため夏期における観測は氷河上を除くと稀である。夏期における融雪は，日射量が大きく，又，標高の高い山岳積雪の融雪は，風や湿度の影響が大きいと予測される。つまり，熱収支各成分が融雪熱量に占める割合が異なる事が考えられる。

II. 観測場所と方法

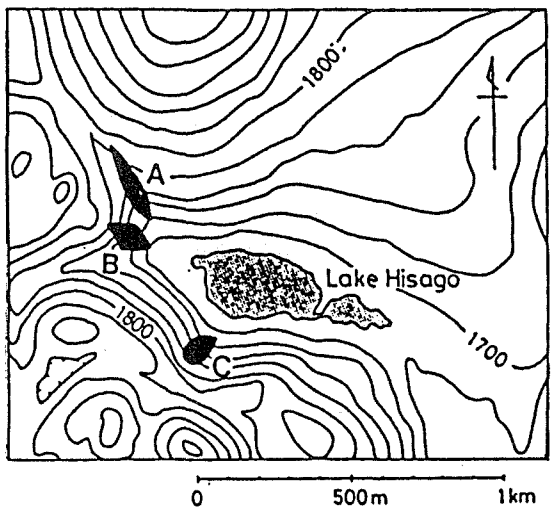
ヒサゴ雪渓の調査は1985年10月の偵察で下部氷体を確認した後，1986年から開始された。今回，この雪渓を選んだ理由は，過去のデータの蓄積がある事，運搬・設営等の方法が確立していた事等が主なものであり，ここが大雪山系の雪渓の代表的な融雪を示していると判断したからではない。

ヒサゴ雪渓は，大雪山南部の化雲岳とトムラウシ山の中間にあるヒサゴ沼に北西から注ぐ小沢を埋めている吹き溜り型雪渓で，標高1700～1800 mに位置している（第1，2図）。

雪渓調査は1990年5月下旬に始められ，9月下旬まで毎月1回の割合で行った。融雪に関する観測は6月下旬から9月下旬まで続けられた。山行時の観測期間は4日から1週間で，悪天のため観測を中止せざるを得なかった日も多かった。観測は，a）雪渓脇の裸地上での長期自記気象観測，b）山行時の雪渓上での短期自記気象観測，c）山行時の短期マニュアル観測に分けられる。第1表にそれぞれの観測項目と期間を示す。

雪面低下量が1日15 cmに及ぶ事もあり，雪渓上での長期観測をメンテナンス・フリーで行う事はできない。そこで長期観測は裸地上で行なった。大気放射は，放射収支計の下のドームに遮へい物をつけてその温度と放射収支計の出力を測定し計算した。放射収支計の出力を熱量に換算し，それから日射量を引き，遮へい物からの黒体放射量を足して大気放射量とした。風速は，ロガーの収録の都合上，30分平均値とした。ロガーによるその他の観測値は，30秒毎の瞬間値を30分間平均して記録した。雪面低下量は，2本の杭を約1.5 m離して立て，糸をわたして約30 cmおきに印をつけ，そこから雪面までの距離を鉛直に測って平均し，その時間変化量とした。蒸発量はたて17 cm，よこ17 cm，深さ4 cmの蒸発パンに雪試料を入れ，雪渓表面に表面の高さが同じになるように埋め，その重量の時間変化をパンの表面積で割って求めた。

第1図　大雪山系の写真.手前がヒサゴ沼，その左側がヒサゴA・B雪渓，後方は主峰旭岳
（1990年10月3日，田代隼人氏撮影）



第2図　ヒサゴ雪渓の周辺の地形図．河島他[1]
（1989）より引用.

第1表 観測項目と期間

a) 長期自記気象観測（裸地上）

項　　目	高さ（m）	期　　間	備　　考
気温	0.8	1990年6月26日～9月20日	
湿度	0.8	〃	
日射	1.0	〃	
放射収支	1.0	〃	下向きのドームにカバーをしたもの
ドーム温度	1.0	〃	
風速	1.2	〃	
風向	1.2	〃	

b) 短期自記気象観測（雪渓上）

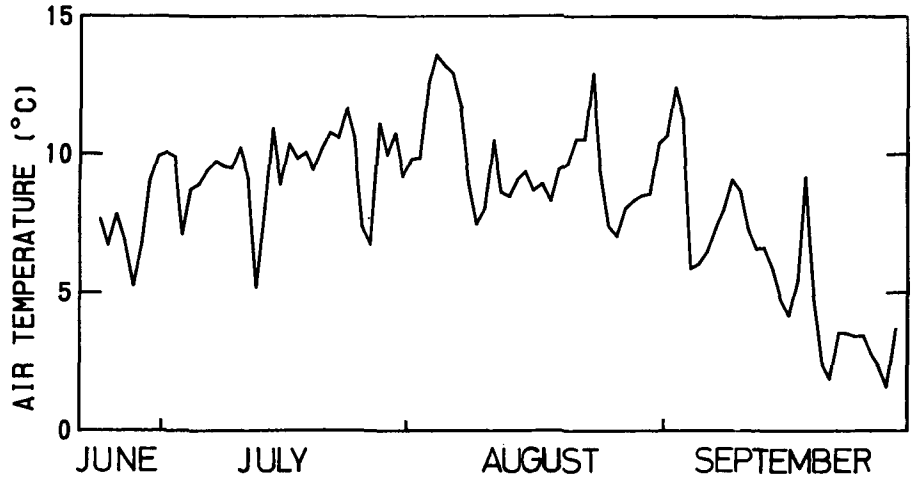
項　　目	高さ（m）	期　　間	備　　考
気温	1.0	1990年7月28日～7月30日	
湿度	1.0	9月27日～9月29日	
風速	1.2		

c) 短期マニュアル観測

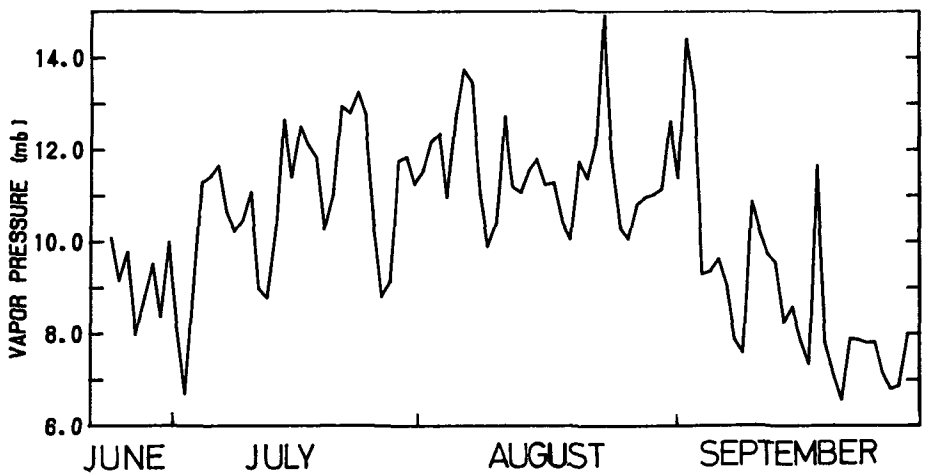
項　　目	高　　さ	期　　間	備　　考
天気		1990年6月25日～6月28日	
雲量		7月28日～7月30日	
雲形		8月30日～9月1日	
太陽視程		9月27日～9月29日	
風向			
気圧			
雪面低下量			
表面密度			
アルベード			
蒸発量			

III. 結　　果

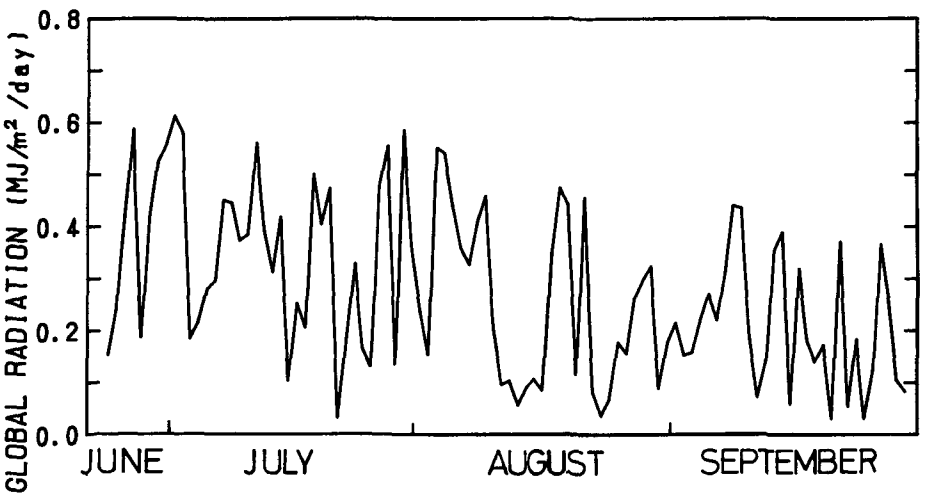
第3～7図に長期気象観測点での気温，水蒸気圧，日射量，大気放射量，風速の日平均値を示す。さらに第2～4表に各山行時に観測されたA雪渓での平均のアルベード，表面密度，雪面低下量を示す。



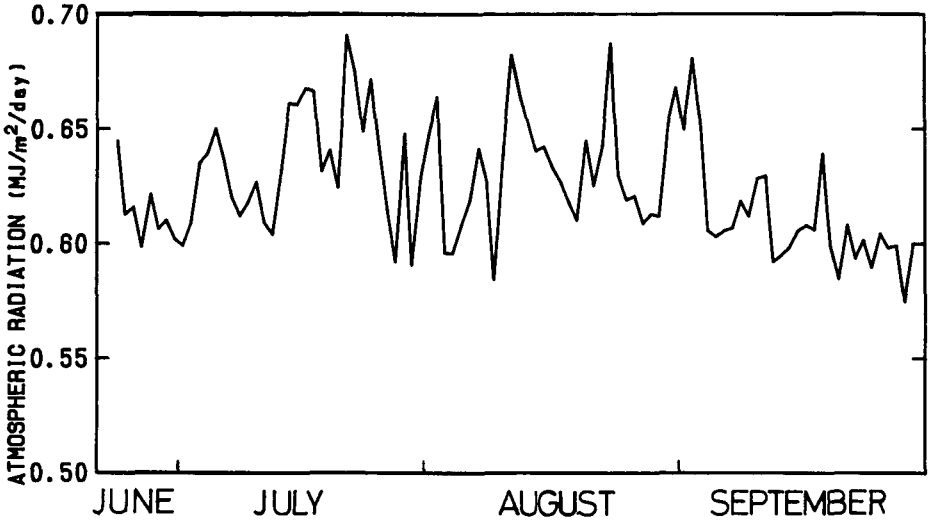
第3図　長期気象観測点での日平均気温の季節変化



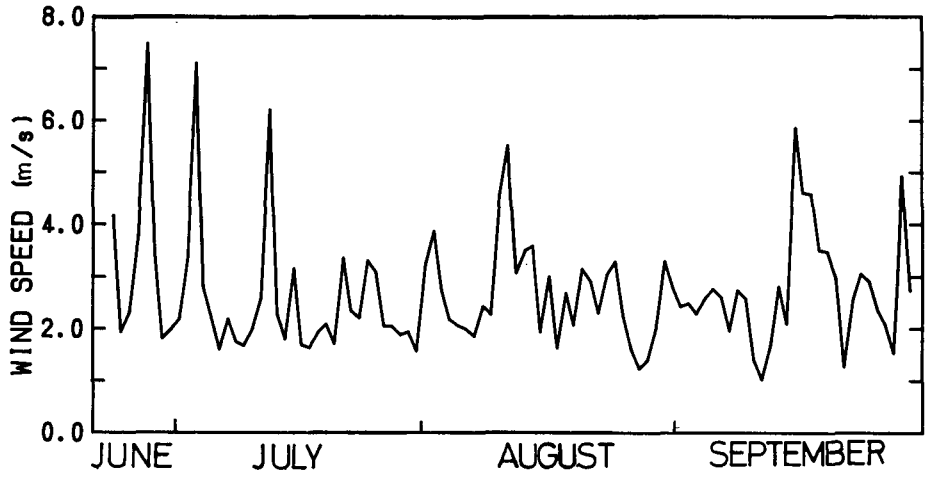
第4図　長期気象観測点での日平均水蒸気圧の季節変化



第5図　長期気象観測点での日積算日射量の季節変化



第6図　長期気象観測点での日積算大気放射量の季節変化



第7図　長期気象観測点での日平均風速の季節変化

第2表　アルベード

月　日	アルベード（%）
6．27	37
7．28	35±8
8．31	24±14
9．27	36±18

第3表　表面密度

月　日	表面ぬれ密度（kg/m³）
5．23	470
6．27	620
7．28	580
8．31	840
9．27	760

第4表　蒸発量．マイナスの値は雪面への凝結量を表す．

日	時	～	日	時	蒸発量 (mm)
6／25	13：30	～	6／25	15：30	−0.30
	15：30	～		17：20	−0.13
6／26	10：37	～	6／26	11：55	−0.11
	12：45	～		15：53	−0.23
6／27	11：01	～	6／27	12：35	−0.13
7／27	15：30	～	7／27	17：08	−0.14
	17：08	～	7／28	07：50	−0.19
7／28	08：20	～		09：20	−0.25
	14：33	～		15：40	−0.19
	15：50	～		17：00	−0.12
	17：20	～		21：25	−0.27
7／29	21：00	～	7／30	03：35	−0.79
7／30	03：55	～		09：12	−0.95
	09：25	～		10：43	−1.13
	10：43	～		11：48	−0.10
8／31	11：33	～	8／31	13：47	−0.4
	13：47	～		15：02	−0.3
	15：02	～		16：48	−1.0
9／1	09：29	～	9／1	10：57	−0.1
	11：12	～		12：30	−0.1
9／27	07：50	～	9／27	11：12	−0.03
	11：20	～		13：52	−0.03
	14：25	～		16：32	−0.03

IV．熱収支の計算

1．放射収支量

長期気象観測点Mで測定された日射量 S，大気放射量 R_A を用いて，放射収支量 Q_N (W／m²) は次の式で求められた。

$$Q_N = S\ (1-A)\ + R_A - \sigma T_S^4$$

ここで，A はアルベード，σ はステファン・ボルツマン定数，T_S (K) は雪渓の表面温度である。アルベドは，第2表のアルベドの測定結果より 0.35 で一定とした。表面温度 T_S は 0 ℃ (273 K) とした。雪面の射出率は 1.0 と仮定した。

2．顕熱伝達量

先ず，2回の山行時に雪渓上で測定した気温・風速と長期気象観測点で同時に測定した値とを比較し，最小二乗法で一次式の関係を求めた。その式を用いて，6月下旬から9月下旬までの雪渓上での値をそれぞれ求めた。このようにして得られた気温 T_A (℃) と風速 W (m／s)

から，次式を使って顕熱伝達量 Q_S (W/m²) を計算した。

$$Q_S = 2.9(T_A - T_0)W$$

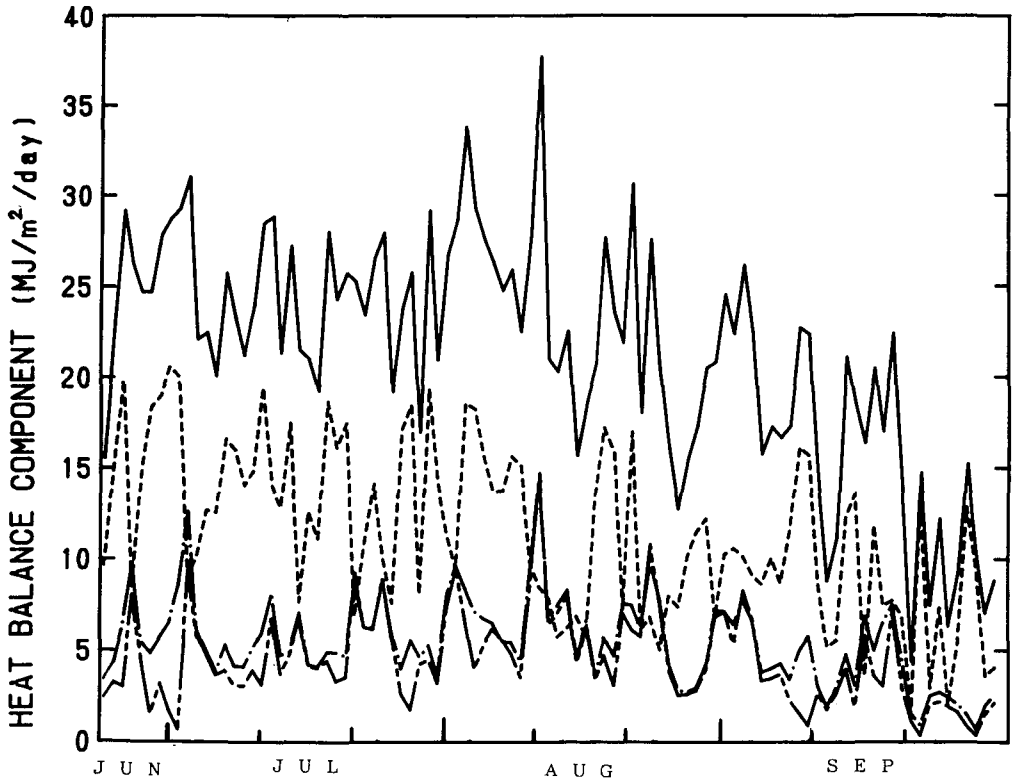
ここで表面温度 T_0 は 0 (℃) とした。ここでのバルク係数は 0.25 ly/hr/m/s/℃で，石川ら (1982)が母子里で得た値 0.22 ly/hr/m/s/℃よりも 15%大きくしてある。これは，風速 W が 30 分平均値であるので，その点を考慮して少し大きくしたが科学的根拠はない。

3．潜熱伝達量

先ず，気温と同じ様に水蒸気圧 P_V も雪渓上での値を長期気象観測点の値から一次式で推定し，潜熱伝達量 Q_E (W/m²) を次式を用いて求めた。

$$Q_E = 4.6(P_V - 6.11)W$$

ここで，6.11 は 0 ℃の雪面の飽和水蒸気圧である。バルク係数 4.6 は蒸発係数 6.7×10^{-3}mm/hr/m/s/mb にあたり，蒸発パンの直接測定値から求めた。この値は本山ら (1983) が使用した値と一致した。



第 8 図　日融雪熱量とそれを構成する各成分の季節変化．実線：日融雪量，点線：日積算放射収支量，一点鎖線：顕熱フラックス，二点鎖線：潜熱フラックス

4．融雪熱収支

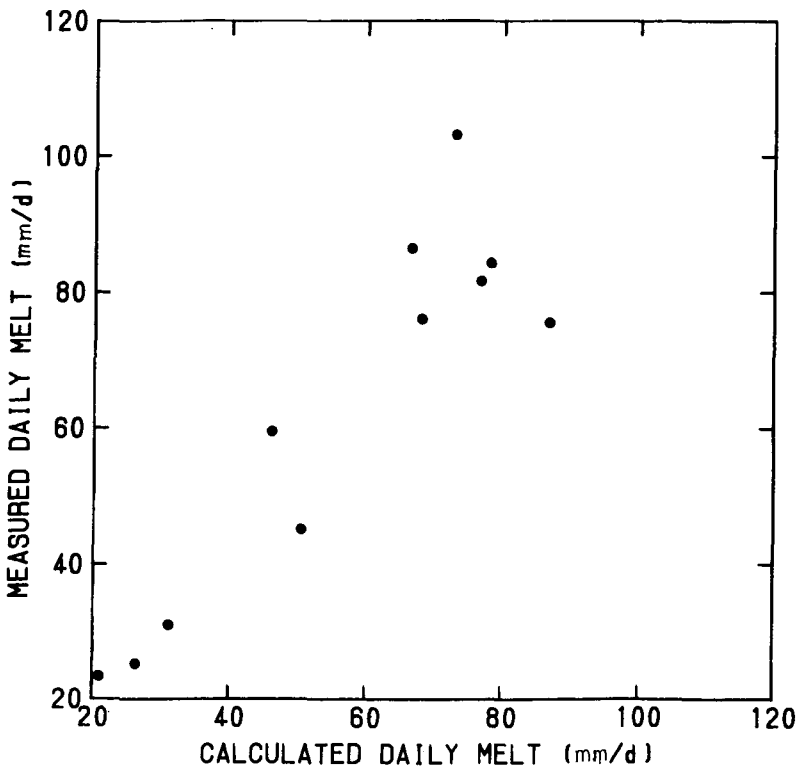
融雪熱量 Q_M は次式を用いて求めた。

$$Q_M = Q_N + Q_S + Q_E$$

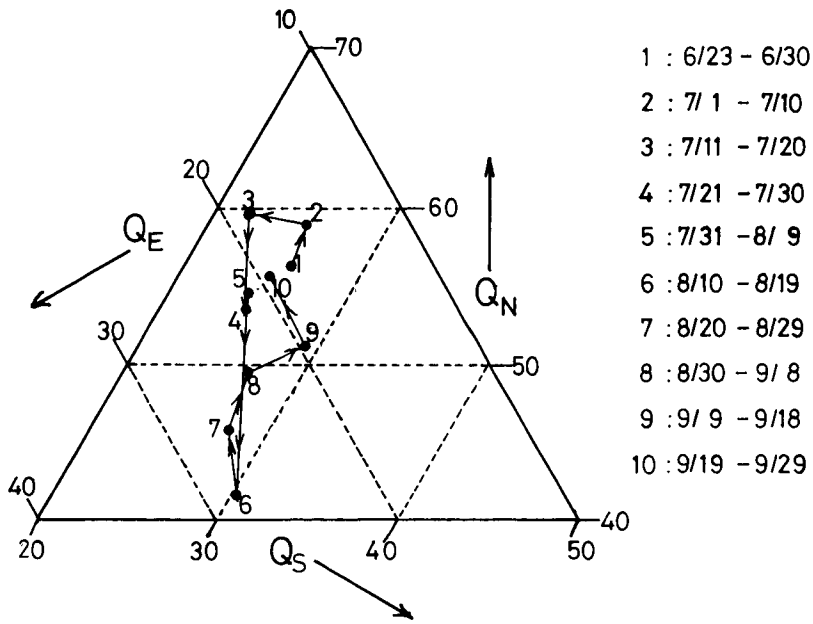
ここで，雪渓内部の温度は全層 0 ℃と仮定し雪渓内の熱伝達量は無いとした。又，降雨による直接の融雪は無視した。

第 8 図に融雪熱量とそれを構成する 3 成分の日積算値を示した。融雪熱量は，6 月下旬から 8 月中旬にかけてだいたい 25 MJ/m²/day で推移し，その後徐々に減少し，9 月末には 10 MJ/m²/day 以下となった。最大日融雪熱量は 37 MJ/m²/day となり，これは 110 mm/day の融雪量にあたる。放射収支量は，6 月下旬から 8 月中旬にかけて 5 から 20 MJ/m²/day の値で推移しており，9 月に入ると 2 から 15 MJ/m²/day の間となり，月毎の変化が激しい。顕熱伝達量は，潜熱伝達量とほとんど等しいかやや大きく，平均して 5 MJ/m²/day の値を中心にして推移している。又，日融雪熱量が他の日より比較的大きい時は，放射収支量が小さく，かつ顕熱，潜熱伝達熱量が大きい時である。この事は日融雪量が晴天で日射が強い時よりも，曇っていて風が強い時が大きいという事を示している。

第 9 図に，山行時に測定した雪面低下量と密度から計算した融雪量と熱収支に基づいて計算



第 9 図　実測された融雪量と熱収支から計算された融雪量との比較



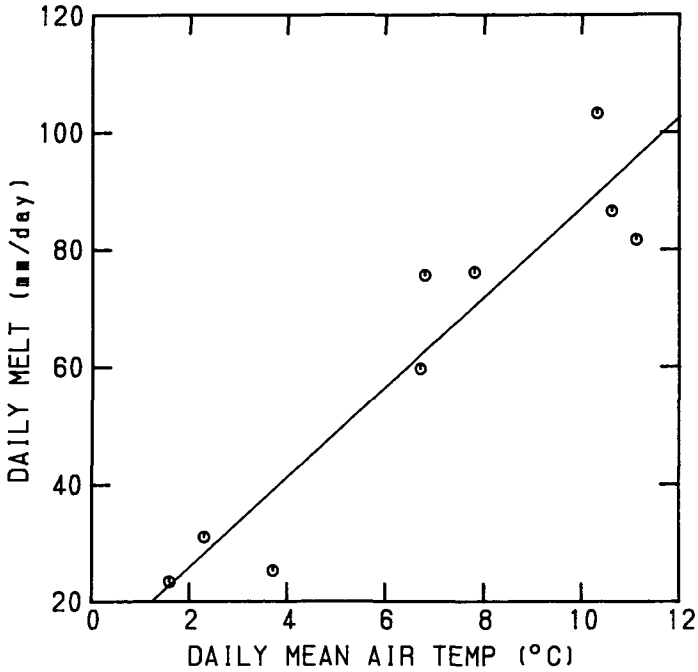
第 10 図　融雪熱量各成分の比率の三角ダイアグラム

された融雪熱量から換算した融雪量をプロットした。最大 25%くらいの誤差が出た日もあったが，概してよい一致を示している。

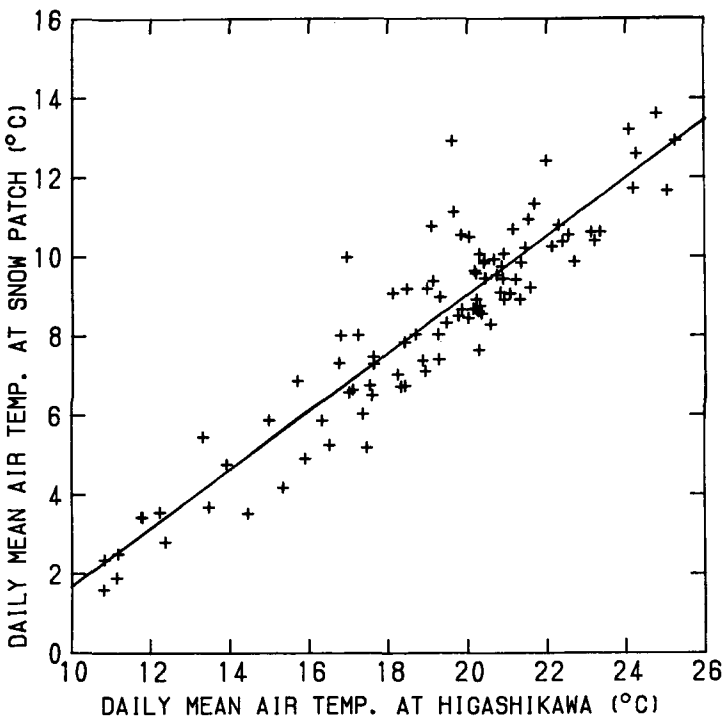
第 10 図に，各成分の融雪熱量に対する割合を 10 日毎に平均し，融雪熱量の三角ダイアグラムにプロットした。放射収支量が融雪熱量に占める割合は，6 月下旬に 57%から一たん 60%まで上昇した後，8 月中旬に 40%近くまで減少し，その後又上昇して，9 月下旬には 6 月下旬の値まで戻った。顕熱・潜熱伝達量が融雪熱量に占める割合は，放射収支量の値と逆の動きを示した。これは，8 月中旬頃には，対流が活発となり，雲量が増えて日射量が減少した事，又，それに伴って乱流成分が増大したため，顕熱・潜熱伝達量が増加したためと考えられる。全期間を通しての平均の割合は，放射収支量が 53%，顕熱伝達量が 26%，潜熱伝達量が 21%であった。これは，母子里の平地で得られた値(放射収支量 84%，顕熱伝達量が 12%，潜熱伝達量 5%)に比べて，乱流成分による値が非常に大きい。これは，盆地においては風が弱いこと，それに比して大雪山では，風が強い事が原因していると思われる。

V．日平均気温と融雪量

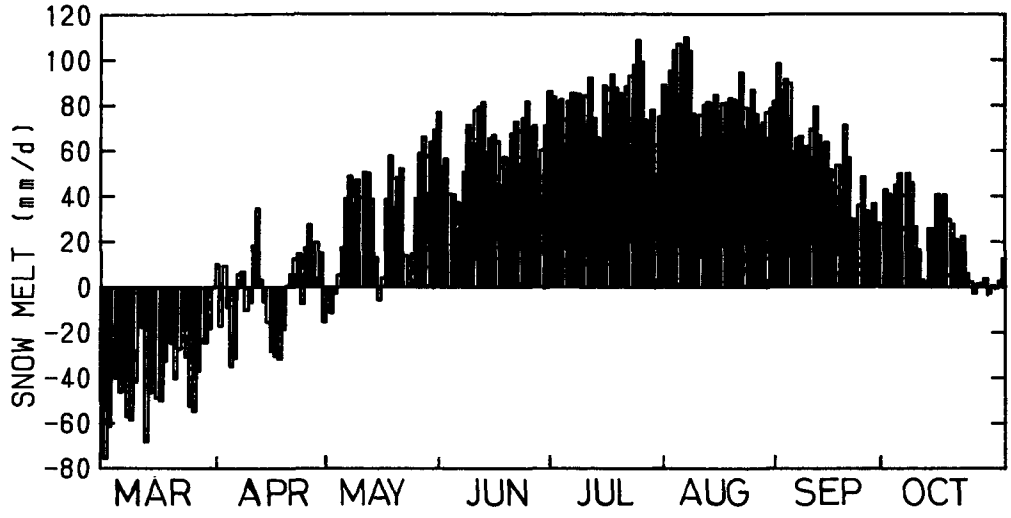
第 11 図に雪渓上の日平均気温に対して，雪面低下量と密度から求めた融雪をプロットしたものを示す。最小二乗法で一次式に近似すると融雪量 M (mm/day) は日平均気温 T_{AD}に対して次式で表される。



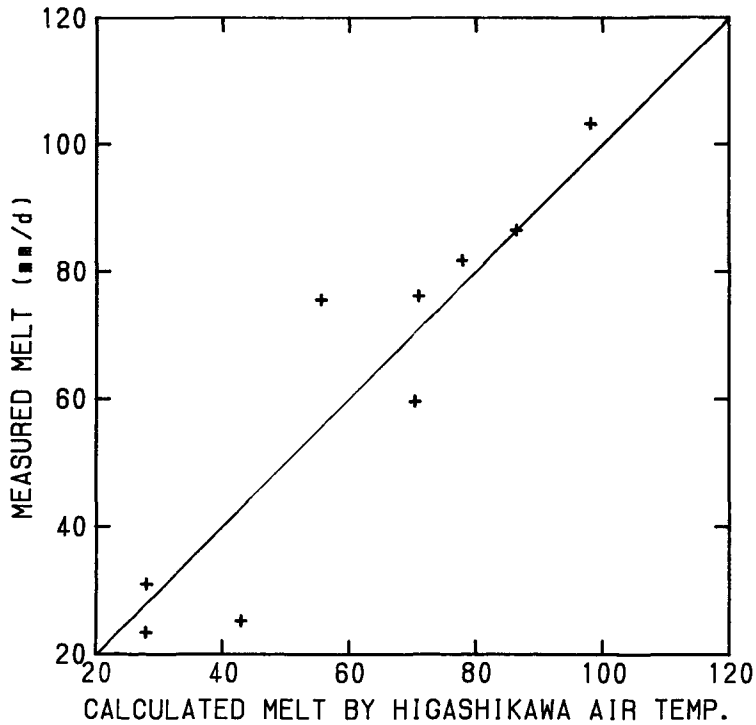
第 11 図　雪渓上の日平均気温に対する実測された融雪量の比較



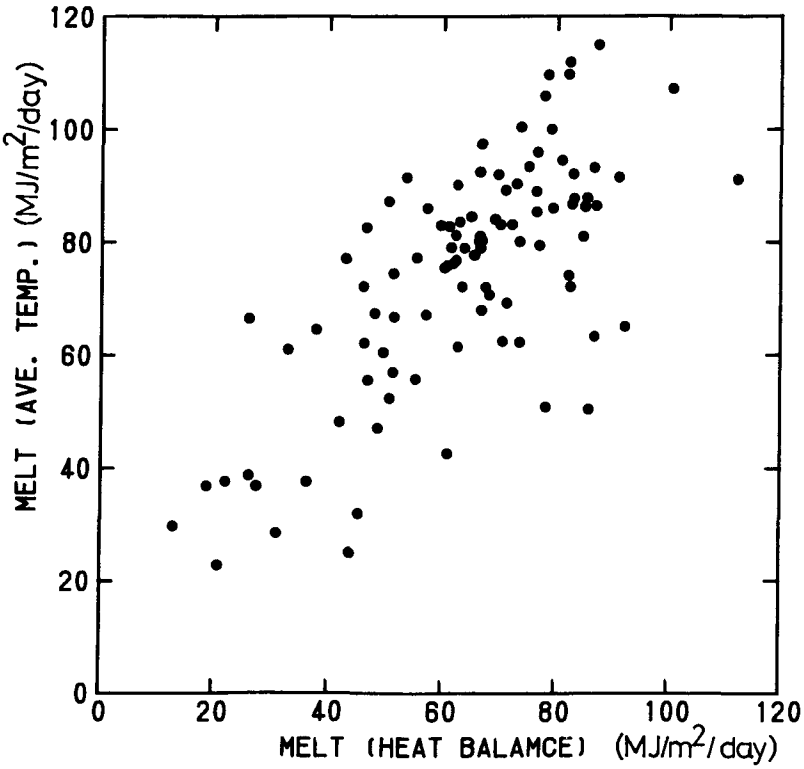
第 12 図　東川のアメダス地点の日平均気温に対する雪渓上の日平均気温



第 13 図　東川のアメダス地点の日平均気温から推定された雪渓の日融雪量.マイナスの値は雪渓を冷やした事を示すが，ここでは量的にはあまり意味がない。



第 14 図　東川のアメダス地点の日平均気温から推定された雪渓の日融雪量と実測との比較



第 15 図　東川のアメダス地点の日平均気温から推定された雪渓の日融雪量と熱収支から計算された日融雪量との比較

$$M=7.6\ T_{AD}+10.6$$

この時の相関係数 r は 0.92 であった。

次に，融雪量を長期にわたって求めるために，雪渓上の気温 T_{AD} とヒサゴ沼に最も近いアメダス観測点である東川の気温 T_H との関係を求めた。(第 12 図)。

その関係は次式で表される。

$$T_{AD}=0.74\ T_H-5.7\ (℃)$$

この時の相関係数は $r=0.92$ であった。

次に上記 2 式を用いて，3 月から 10 月末までのヒサゴ雪渓での融雪量を計算した(第 13 図)。計算結果と実測との比較を第 14 図に示す。概してよい一致を示した。第 15 図に熱収支から計算された融雪量に対して気温から推定された融雪量をプロットした。ばらつきはあるが，大体 20%の相対誤差のうちにおさまった。1 週間の融雪をとれば，よりよい一致を示すと思われる。

第 13 図によると，融雪は 4 月初旬に始まり，10 月末まで続く事がわかる。最大日融雪は 110 mm/day をやや越えている事がわかる。表面密度を 0.6 とすると，一日で 20 cm 近い雪面低下

があった事になる。

VI. ま と め

大雪山系ヒサゴ沼周辺の雪渓において，融雪熱収支の観測を6月末から9月末にかけて行った。解った点は以下の事である。

1）6月末から9月末の期間，平均し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。

2）融雪量は，熱収支から推定して平均70 mm/dayであり，110 mm/dayを越える時もあった。

3）融雪量が大きい日は，放射収支量よりも顕熱・潜熱伝達量等の乱流成分による大気からの熱伝達が大きくなる日であった。

4）8月中旬頃，放射収支量が融雪熱量に占める割合が小さくなり，その分乱流による成分が大きくなった。

5）日平均気温と融雪量との間によい相関があり，近くの長期気温データを利用すると，一年中の融雪量を推定できる。

本研究の一部は文部省科学研究費補助金01460053，03455001，04201104によった。観測に際して総勢50名以上の北海道大学その他の大学院生，学部生，教官やその知り合い等の協力・援助を得た。残念ながら紙面の関係上ご芳名を記す事ができないが深く感謝の意を示す。

文 献

1）河島克久・山田知充・若濱五郎 1989 大雪山ヒサゴ雪渓におけるフィルンの圧密氷化過程 昭和62, 63年度科学研究費補助金（一般研究（B）研究成果報告書“湿潤積雪の高速圧密氷化過程の研究”，37-53.

2）本山秀明・小林大二・小島賢治 1983 融雪期における小流域の水収支Ⅰ－短期水収支と長期水収支－．低温科学，物理篇，**42**，123－133.

3）石川信敬・小林俊一・小島賢治 1982 融雪期の顕熱フラックスⅠ－バルク法と渦相関係との比較－．低温科学，物理篇，**41**，109-116.