

融雪期の熱収支に関する比較研究 Comparative Study on Heat Balance during Snowmelt Season

小池俊雄*・後藤 巖**・坂本和則***・浅沼 順****・奥村 学*****

By Tosio KOIKE, Iwao GOTO, Kazunori SAKAMOTO, Jun ASANUMA, Manabu OKUMURA

This study investigates the discrepancies of heat budgets on snow surface between in the high alpine area and in the lower-lands through field observations. The energy exchanges across the snow surface were measured at two observation sites; one located at 2950 m a.m.s.l. on the northern slope of Mt. Fuji, and the other at 300 m a.m.s.l. in Niigata prefecture. Snowmelt was calculated using snow density measured by snow sampler once every week and melting depth by camera in every six hours. Role of turbulent heat flux in the high alpine area was more important than in the lower-lands. The latent heat flux was usually negative and the large positive latent heat flux associated with the warm, humid and strong wind sometimes caused the very intense snowmelt in the high alpine area.

Keywords: snowmelt, heat budget

1 はじめに

重要な水資源としての雪は、他方では融雪洪水や融雪雪崩を引き起こす災害の要因でもある。また、チベット等の高山地域や両極地方に存在する雪氷は、地球規模の水循環過程において重要な位置を占め、これらの挙動を把握することは、地球規模の気候変動を考える上でも重要である。これらの点を念頭に、高山地域での融雪現象の解明を目的として、1988年から1989年の融雪期に富士山北斜面において融雪観測を行ってきた。それらの結果より、高湿度・強風下における顕熱交換量・潜熱交換量の融雪に果たす役割が大きいことが定性的に示された¹⁾²⁾。本研究は、1990年融雪期に行なった新潟県山古志村と富士山北斜面7合目における融雪観測を用いて、平地と高山地域における融雪現象を比較することにより、高山地域に特徴的な気象条件が融雪に及ぼす影響を明らかにしようとするものである。

2 融雪観測の概要

本研究で対象とした山古志村は新潟県長岡市の郊外に位置する標高約300mの地点で、一方の富士山7合目は、吉田大沢の標高2950mの地点である。観測項目は表-1に示す通りで、観測期間は両地点ではほぼ2ヶ月ずれているが、それぞれの地点で融雪が盛になる時期から融雪終了時までとなっている。なお、気象要素データの記録には、CTIサイエンスシステム社のRAMパック式の記録計C200システムを使用した。データのサンプリングタイムは、山古志村で5分、富士山7合目で10分である。融雪量の観測は、ワイパーとタイマーを組み合わせた35mmカメラにより雪尺を6時間毎に撮影して得られた融雪深データと、ほぼ1週間毎の積雪断面観測より得られる積雪密度プロファイルから、12時間毎の融雪水当量を算定し、融雪熱量を得た。

*	正会員	工博	長岡技術科学大学助教授	(〒940-21 長岡市上富岡町1603-1)
**	正会員	工博	長岡技術科学大学教授	(同上)
***	学生会員		長岡技術科学大学大学院	(同上)
****	学生会員		東京大学大学院	(〒106 港区六本木7-22-1)
*****	正会員	工修	日産建設(株)	(〒106 港区六本木7-23)

表 1: 観測項目（気象要素 A：気温, 湿度, 風向, 風速, 全天日射量, 反射日射量, 気象要素 B：放射収支量）

地点	期 間		
	3月1日	5月1日	6月1日
山古志村	← 3/4 ~ 3/27 →		
	← 3/4 ~ 3/27 →		
	3/18 ~ 3/27 ← →		
富士山 7 合目	← 5/4 ~ 6/8 →		
	← 5/6 ~ 6/8 →		
	5/13 ~ 5/15 ← →	← 5/28 ~ 6/8 →	

3 融雪モデル

3.1 熱収支式について

融雪期の雪面での熱収支式は, 下式で示される³⁾。

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

ここで, Q_M : 融雪熱量 Q_R : 放射収支量 Q_A : 顕熱伝達量 Q_E : 潜熱伝達量 Q_r : 降雨が雪に与える熱量である。

なお, 富士山では強風のため降水量観測が困難であるので, 本研究では Q_r は無視して熱収支を考えるものとする。従って, 熱収支式は,

$$Q_M = Q_R + Q_A + Q_E \quad (2)$$

ここで, 熱収支を計算するための気象要素および融雪量は, 表-1 に示すように必ずしも全ての期間で計測されていない。そこで全データが揃っている期間において, 放射収支算定モデル, 顕熱算定モデル, 潜熱算定モデルを構築し, それぞれのモデルを用いて各地点での全期間の熱収支計算を行なう。

3.2 放射収支量の推定

a) 昼間の放射収支量 Q_{R_d} の推定法

小池らは, 日射量 I と日中の平均気温 $\bar{T}_{6-18}$ を用いて昼間の放射収支量 (Q_{R_d}) を下式で与えている⁴⁾。

$$Q_{R_d} = 0.332I \left(\frac{\bar{T}_{6-18} + 273}{273} \right)^4 \quad [cal \text{ cm}^{-2} 12hr^{-1}] \quad (3)$$

これは, 昼間の放射収支量 (Q_{R_d}) は日射の影響を強く受け, 気温の上昇とともに増加するということをモデルとして表そうとするものである。ただし今回, 全天日射量と反射日射量が測定されているので, その差である短波放射収支 ΔI を用いてモデル化を試みることにする。図-1 は, 山古志, 富士山7合目のデータにモデルを適用した結果である。いずれも原点を通る直線で表されており, 下式の妥当性が示された。

$$Q_{R_d} = a\Delta I \left(\frac{\bar{T}_{6-18} + 273}{273} \right)^4 \quad [MJm^{-2} 12hr^{-1}] \quad (4)$$

なおここで, 係数 a が山古志村, 富士山7合目で多少異なるのは, 山古志村が平坦地であるのに比較し, 富士山では斜面で観測していることと, 季節による太陽高度の違いが起因しているものと考えられる。

b) 夜間の放射収支量の推定法

夜間放射収支量 Q_{R_n} に関しても, 小池らは, 18 時の気温 T_{18} と, 18 時と 21 時との間の気温低減率 $\Delta \bar{T}_{18-21}$ を使った次に挙げる推定式を提案している⁴⁾。

$$Q_{R_n} = -33.4\Delta \bar{T}_{18-21} \left(\frac{273}{T_{18} + 273} \right)^4 + 3.0 \quad [cal \text{ cm}^{-2} 12hr^{-1}] \quad (5)$$

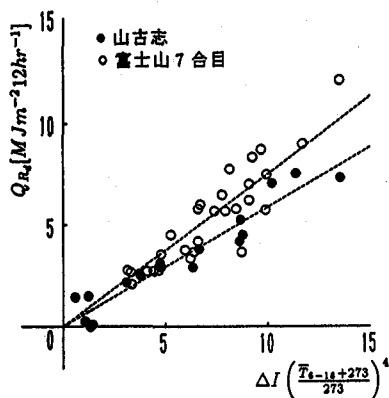


図 1: 昼間の放射収支モデルの適合性

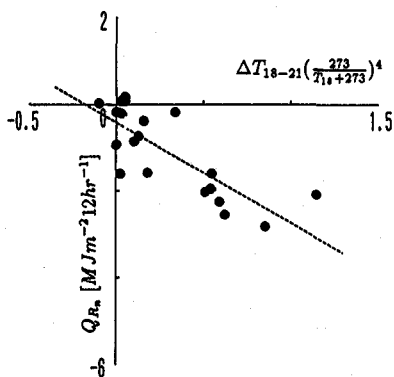
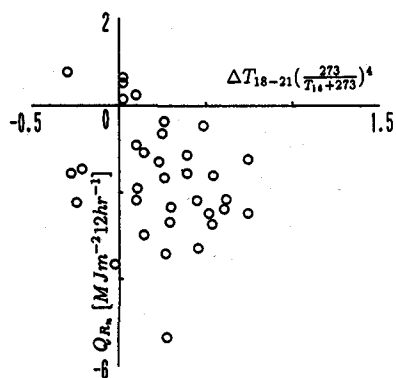
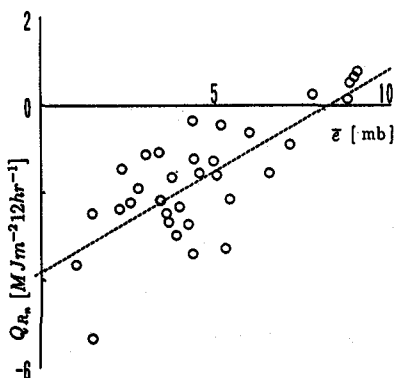


図 2: 山古志村での夜間放射収支モデル



(a) 夜間気温低減率との相関



(b) 平均水蒸気圧との相関

図 3: 富士山の夜間放射収支モデル

ただし, $\Delta T_{18-21} = \frac{T_{18}-T_{21}}{3}$, T_{18} : 18 時の気温, T_{21} : 21 時の気温である。

図-2 は, 山古志と富士山 7 台目の夜間放射収支量データに, 式(5)を当てはめたものである。上式は山古志村ではよく合うが, 富士山では適合していない(図-3(a))これは, 富士山では移流の影響が強く気温低下率ではうまく夜間の放射量を表せないことを示しているのではないと思われる。図3の(b)は, 夜間の平均水蒸気圧と夜間放射量との相関を表したものである。これに関してはほぼよい相関が見られた。したがって, 今回のモデルにおいて, 夜間放射量の算定は, 山古志村では(6)式を, 富士山では(7)式を用いるものとする。

$$Q_{Rn} = -2.47\Delta T_{18-21}\left(\frac{273}{T_{18}+273}\right)^4 - 0.31 \quad [MJm^{-2}12hr^{-1}] \quad (6)$$

$$Q_{Rn} = 0.46\bar{e} - 3.82 \quad [MJm^{-2}12hr^{-1}] \quad (7)$$

3.3 顕熱・潜熱算定モデル

本研究では、顕熱・潜熱算定モデルとして、融雪状態を想定し雪面温度が $0^{\circ}C$ 、水蒸気圧が $6.11mb$ を与えて、バルク式を用いた。

$$Q_A = \alpha \Sigma T U \quad [MJm^{-2}12hr^{-1}] \quad (8)$$

$$Q_E = LE \quad [MJm^{-2}12hr^{-1}] \quad (9)$$

$$E = \beta \Sigma (e - 6.11) U \quad (10)$$

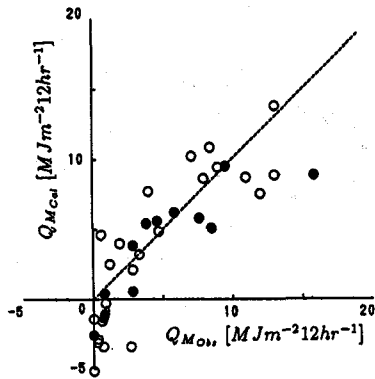


図 4: 熱収支モデルの適合性

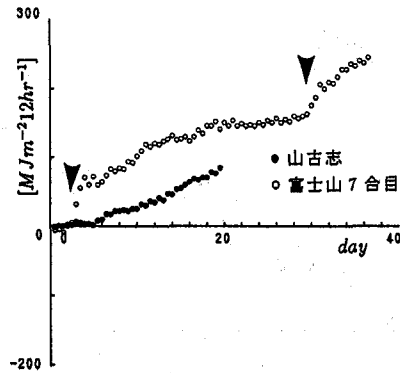


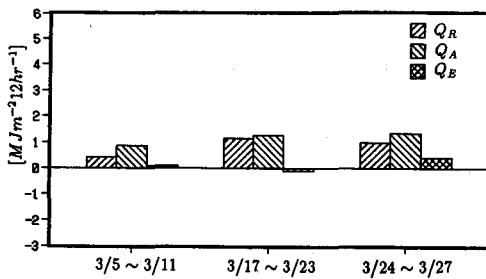
図 5: 融雪熱量の累加曲線

ここで、 U : 風速 (m/s), T : 気温 ($^{\circ}\text{C}$), e : 気温 T での水蒸気圧 (mb), L : 氷の蒸発潜熱である。

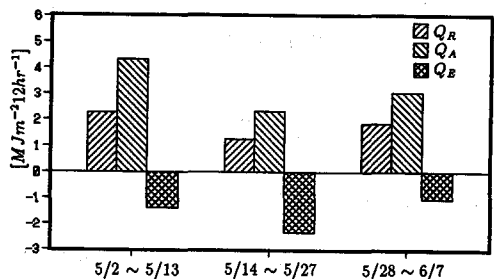
バルク係数 α, β の決定については、山古志村、富士山 7 合目の 12 時間毎のデータより、そのときの大気水蒸圧が 6.11mb に近いとき、すなわち潜熱交換量を無視できる場合の観測値を選び出し、融雪熱量から放射収支量を差し引いたものに顕熱に対するバルク式を適用して顕熱のバルク係数 α を定め、残りのデータを用いて同様な方法で潜熱のバルク係数を定めた。以上により、 $\alpha=0.015$, $\beta=0.014$ を得た。図-4 は上記により得られたモデルを全観測値が揃っている期間に適用した結果で、山古志村、富士山 7 合目の両地点モデルの適用性がよいことが示されている。

4 雪面熱収支特性の比較検討

新潟県山古志村と富士山 7 合目におけるそれぞれほぼ 1 ヶ月の、気温・湿度・風速・全天日射量・反射量の観測値から、(4),(6),(7),(8) 式を用いて、12 時間毎 (6 時~18 時, 18 時~翌日 6 時) の放射収支量、顕熱量、潜熱量を算定して相互に比較する。図-5 は観測開始日より観測終了日までの 12 時間毎の計算融雪熱量の累加曲線である。山古志村と富士山 7 合目で平均的な勾配がほぼ同一であり、平均的には両地点における融雪強度の違いは小さいことが示されている。ただし、富士山 7 合目では期間中、急激な融雪熱の発生が 2 回 (矢印) あり、その融雪熱量の増分により両地点での累加曲線に隔たりが生じている。図-6(a),(b) は、それぞれの

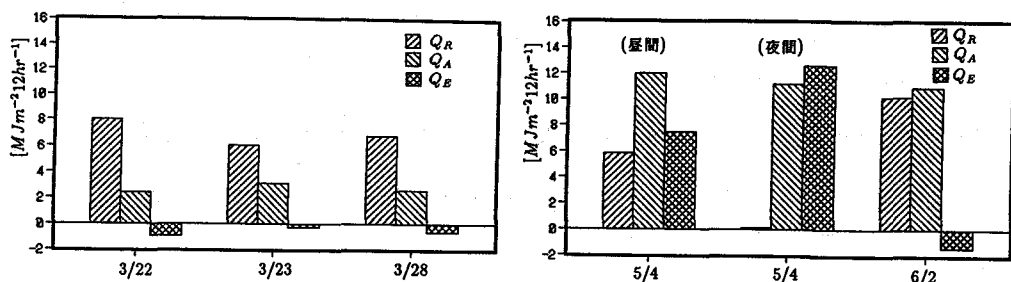


(a) 山古志村



(b) 富士山 7 合目

図 6: 平均的な融雪熱量の構成比率

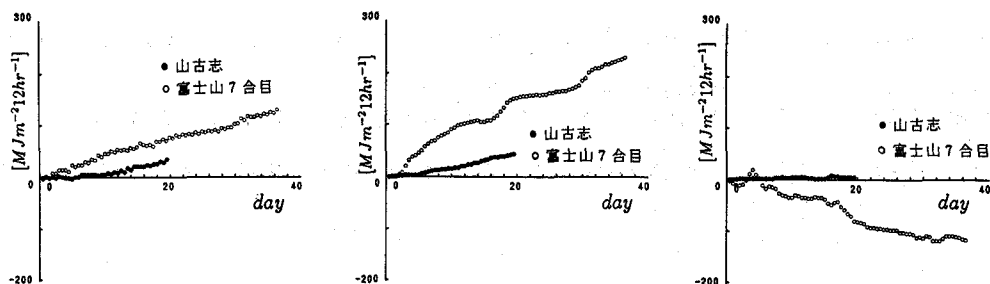


(a) 山古志村

(b) 富士山7合目

図7: 急激な融雪熱量発生時の熱収支

地点での観測期間を3分割したときの融雪熱量の平均的な構成比率を示しており、富士山7合目では平均的には蒸発・昇華による負の効果が雪面のcoolingにとって重要であることが示されている。図-7(a), (b)は、両地点で期間中の12時間融雪熱量の中で大きいほうから上位3位までとって融雪熱量の構成を(c)潜熱量比較したものであり、山古志村では大きな融雪熱発生の場合、放射収支量が占める割合が大きいのにに対し、富士山7合目では相対的に正の顕熱および水蒸気凝結による正の潜熱が占める割合が大きいことが示されている。平均的には雪面のcoolingの方向で作用していた潜熱が急激な融雪時には、融雪を大きく加速する方向



(a) 放射収支量

(b) 顕熱交換量

(c) 潜熱交換量

図8: 熱収支項の累加曲線

に働くこととなる。図-8(a),(b),(c)は、それぞれ放射収支量、顕熱量、潜熱量の12時間毎の累加曲線で、山古志村では放射収支量累加曲線に急激な増加がみられるのに対し、富士山7合目では顕熱量累加曲線の急激な増加が顕著である。さらに富士山7合目における潜熱量累加曲線は、振動しながら低下しており、平均的には雪面のcoolingに働く潜熱が、ときどき急激な融雪の原因となりうるということが示されている。

5 結 論

本研究で得られた結論を以下に述べる。

1. 低地部、高山地域において融雪モデルが構築され、それぞれの適合性がよい事が示された。
2. 融雪開始後は、低地部と高山地域での平均的な融雪強度には大きな違いは生じないが、高山地域では急激な融雪熱の発生が見られる場合が多い。
3. 低地部での比較的大きな融雪には放射収支の寄与が大きい、高山地域では顕熱および潜熱の寄与が相対的に大きい。
4. 高山地域では、潜熱は平均的には雪面の cooling すなわち蒸発・昇華となるが、強風下での高温・多湿時には、融雪熱の急激な増大をもたらす。

謝 辞

本研究は、平成2年度文部省科学研究費補助金「富士山における融雪期の広域熱収支・水収支に関する実証的研究」(代表小池俊雄)、「山地豪雪災害の予測と防除、復旧対策に関する研究」(代表：秋田谷英次)のもとで行われた。また本研究を進めるにあたり、観測データの収集には、長岡技術科学大学の小川真砂志氏をはじめとして、長岡技術科学大学大学院の諸氏に多大なる協力を得た。さらに、CTIサイエンスシステム社からは観測に対して協力を受けた。ここに記して心より謝意を表す。

参考文献

- 1) 小池俊雄・玉井信行・浅沼順：富士山北斜面における融雪観測 - 序報 -，雪水学会講演予稿集，p.9，1988。
- 2) 浅沼順・小池俊雄・虫明功臣：富士山北斜面における融雪観測 - 第二報 -，雪水学会講演予稿集，p.22，1989。
- 3) 小島賢治：融雪機構と熱収支，気象研究ノート第136号，pp. 1 - 38，1979。
- 4) 小池俊雄・高橋裕・吉野昭一：融雪量分布のモデル化に関する研究，土木学会論文集，第363号/II - 4，pp.165-174，1985。
- 5) 奥村学・小池俊雄・後藤巖：雪面上の顕熱及び潜熱の交換特性に関する実験的研究，土木学会年次学術講演会概要集II，pp.86 - 87，1990。