

II-27 平衡温度を用いた融雪熱量の近似モデル

北見工業大学 正員 中尾隆志

北見工業大学 正員 佐渡公明

1. まえがき 融雪水量の推定は熱収支法を用いるのが最も厳密であるが、この方法は測定する気象要素が多く広大な流域について測定することが困難である。著者らは先に雪面での熱収支方程式を線形化することにより得られる平衡温度と熱交換係数を用いて融雪量の推定を試み良い結果を得たが¹⁾、この方法は一般に測定されていない放射収支量を用いているため、あまり実用的でない。本研究では比較的入手可能な日射量、気温、風速で近似化したモデルを考え、その適用性について検討を行ったものである。

2. 雪面熱収支方程式と平衡温度 雪面での全熱収支量 H_T は雪面への加熱を正とし潜熱伝達率、顕熱伝達率として小島の式を用いるものとする²⁾、次式で表される。

$$H_T = (1 - \alpha) I + R_a - \sigma T_0^4 + L U \times 10^{-3} (e - e_0) + 0.38 U (\theta - \theta_0) \quad (1)$$

ここに、添字0は雪面を示し、 α ：アルベド、 I ：日射量、 R_a ：大気長波放射量、 σ ：ステファン・ボルツマン定数、 T_0 ：雪面温度（K）、 L ：蒸発の潜熱、 U ：風速、 e ：水蒸気圧、 θ ：気温（℃）である。

式(1)は θ_0 に関して非線形であるため、気温 θ を使ってTaylor級数で展開し、1次の項まで取ると、絶対温度の気温を T_0 として次式が得られる。

$$H_T(\theta_0) = K(\theta) \{ \theta^*(\theta) - \theta_0 \} \quad (2)$$

$$K(\theta) = 4\sigma T_0^3 + 0.38U + Le'_0(\theta) \times 10^{-3} \quad (3)$$

$$\theta^*(\theta) = \theta + \frac{(1 - \alpha)I + R_a - \sigma T_0^4 + L \{ e - e_0(\theta) \} \times 10^{-3}}{K(\theta)} \quad (4)$$

と表せる。ただし、'は θ に関する1階微分を表す。雪面での融雪量 M は H_T が正の場合、融解熱量（ $l=79.7$ cal/g）と水の密度 ρ_w で除することにより求められ、融雪時には $\theta_0=0$ となるため次式のように表される。

$$M = K(\theta) \theta^*(\theta) / \rho_w \cdot l \quad (5)$$

3. 近似モデルとその検討 融雪熱量の近似モデルを検討するため昭和61年3月19日～4月1日までの約2週間北見工大敷地で行った熱収支観測を基に夜間を前日の18時から5時まで、昼間を5時から18時までとした昼夜別の平衡温度と融雪量の推定を試みた。

大気長波放射量はステファン・ボルツマン法則により、快晴時における射出率を ε として、雲の効果を考慮すると次式で表せる。

$$R_a = (1 + kC^2) \varepsilon \sigma T_a^4 \quad (6)$$

ここに k ：雲の種類による定数、 C ：雲量

式(4)の最終項は大気中の水蒸気圧と飽和水蒸気圧の差であり、一般に気温、放射成分に比べ非常に小さい。本観測期間中において、この項を考慮した場合と考慮しない場合、 θ^* の1時間毎の両者の誤差の平均、標準偏差はそれぞれ -0.96°C 、 0.75°C と小さく無視することができ、さらに式(6)を式(4)に代入すると、平衡温度 θ^* は次式のように近似化できる。

$$\theta^*(\theta) = \theta + \frac{(1 - \alpha)I + \{(1 + kC^2)\varepsilon - 1\} \sigma T_a^4}{K(\theta)} \quad (7)$$

射出率 ε について、Swinbankは気温の絶対温度の2乗に比例するとしている³⁾。本解析でも上記観測期間中および昭和60年に行った熱収支観測で得られた雲量0の時の16個の1時間平均値である R_a の観測データより ε を推定し、その平均値として $\varepsilon = 0.783 \times 10^{-5} T_a^2$ を得た。

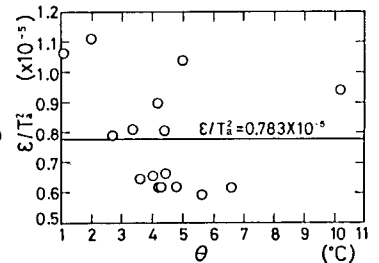


図-1 θ と ε/T_a^2 の関係(快晴時)

これはSwinbankが表している $\varepsilon = 0.937 \times 10^{-5} T_a^2$ よりも約16%小さい値となった。図-1に計算で用いた ε / T_a^2 と気温の関係を示す。雲量Cについては快晴時の日射量 $I_0^{4)}$ と日射量Iの比が比例するものと仮定して、 $C = 10 - 10 \cdot I / I_0$ より推定した。図-2は観測期間中得られた1時間データのC(瞬時値)と I / I_0 (平均値) の関係を示している。実測値と推定式から得られるCとの誤差の標準偏差を求めたところ 3.4であった。雲の種類によるkについては雲の種類を観測していないので TVAが用いている平均値 $k=0.0017$ を使用した。アルベドについては昼間の積雪面反射日射量の積算値を日射量積算値で割った値を昼間の平均アルベドとし、この変化は降雪のあった日からの経日変化に大きく影響されるものとして、降雪当日を1とした経過日数nをパラメータとして回帰分析を行い、 $\alpha = -0.107n + 0.862$ ($r = -0.953$) を用いた。

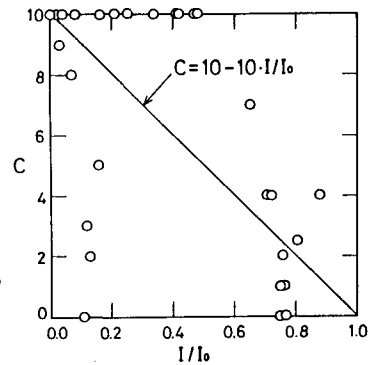


図-2 I / I_0 とCの関係

以上の結果より、日射量I、気温 θ 、風速Uを用いた場合の θ^* の近似モデル式 表1 θ と θ^* の比較(昼間)
は次のように表せる。

$$\theta^* = \theta + \frac{\{1 + (0.107n - 0.862)\} I + \{(0.783 \times 10^{-5} (1 + 0.0017C^2) T_a^2 - 1\} \sigma T_a^4}{K(\theta)} \quad (8)$$

表1は昼間の θ 、Uの平均値データを用いて式(4)より得られる θ^*_{equ} と式(8)より得られた θ^*_{cal} および平均気温を示している。式(4)より $e - e_0(\theta)$ は湿度100%の時以外 $e < e_0(\theta)$ となる。それにもかかわらず θ^*_{equ} と θ^*_{cal} との誤差の平均、標準偏差はそれぞれ6.0°C、3.2°Cであった。図-3は式(1)から得られる H_T と θ^*_{equ} 、 θ^*_{cal} に $K(\theta)$ を掛けて求めた H_T に対してそれぞれ $1 \cdot \rho_w$ で除して求めた M_{heat} 、 M_{equ} 、 M_{cal} を日融雪量として表したものである。いずれの方法でも3月20、21、24、25日の4日間は平衡温度が負のため融雪はなかった。 M_{heat} と M_{equ} はほぼ同様の値を示すが式(4)は気温が雪面温度に近いほど良い近似になるため、表1に示すように θ が高くなる29、30日はその誤差が大きくなっている。 M_{cal} の近似は全体として雲量の少ない日に良く、雲量の大きい日に悪くなっている。それは $K=0.0017$ が観測地点では小さすぎたためと思われる。今後も観測を継続し雲の効果も含んだより精度の高い R_a の近似を行う必要がある。

月日	気温 (°C)	θ^*_{equ} (°C)	θ^*_{cal} (°C)
3 20	-2.4	-1.8	-6.3
3 21	-3.3	-2.6	-5.8
3 22	1.1	1.3	-1.0
3 23	1.8	5.3	2.8
3 24	-2.3	-0.2	-5.5
3 25	-2.3	-0.8	-3.9
3 26	-0.6	12.9	0.7
3 27	1.6	15.8	5.9
3 28	0.8	19.5	16.6
3 29	1.7	15.3	7.9
3 30	2.9	14.4	11.1
3 31	0.5	2.6	-6.7

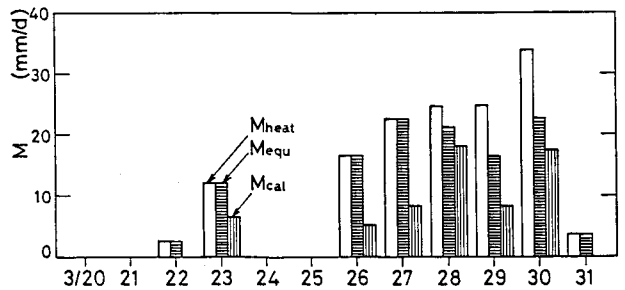


図-3 日融雪量の比較

参 考 文 献

- 1) 中尾隆志・佐渡公明：融雪におけるディグリーデーファクターについて、土木学会北海道支部論文報告集、第43号、1987。
- 2) 小島賢治：融雪機構と熱収支、気象研究ノート、Vol.136, pp.1~38, 1979。
- 3) Paily, P.P. et al.: WINTER-REGIME SURFACE HEAT LOSS FROM HEATED STREAMS, IIHR Report No.155, 1974。
- 4) 日本太陽エネルギー学会編：太陽エネルギーの基礎と応用、p.30、オーム社