

琵琶湖西北山地における融雪量観測

福 嶋 義 宏*・友 村 光 秀**・鈴 木 雅 一*

Observation of snowmelt in the north-eastern
mountain range of Lake Biwa

Yoshihiro FUKUSHIMA, Mitsuhide TOMOMURA
and Masakazu SUZUKI

要 旨

琵琶湖の西北山地は、標高はせいぜい900~1100mと低いが、毎年1m以上の積雪がみられる。降雪は12月から3月にかけてであるが、日平均気温が氷点下となるのはわずか2月ごろの1ヶ月程度で、全般的には暖かく、暖候性積雪地域である。本地域における積雪から融雪までの変換過程について、1981年12月から1982年3月まで、京大芦生演習林の事務所地点と滋賀県朽木村小川の民家の庭に設置した1×1mの集水板と地中に設置した一転倒100ccの転倒マス型流量計の観測結果を用いて、日平均気温と日融雪量の関係を調べた。結果として日融雪量 S (mm/日) は

$$S=0.005(T+5)^{3.6}$$

[T : 日平均気温 (°C)]

で推定できることが判明した。

なお、この関係は、同時期に小川で観測された日射量、風速、気温の結果からみれば、融雪が短波放射熱と乱流伝達熱などの総合的な熱授受のもとに発生していると解釈できる。

は じ め に

琵琶湖西北山地一帯は毎年1m以上の積雪が見られる地域である。年間降水量に占める雪の比率もかなりのものであり、流出解析上、無視し得ない成分である。

筆者らはこの地域の水文特性を調査するために、滋賀県朽木村小川の針畑川支流梁ヶ谷を試験流域に定め、1978年末から水文観測を開始した。その第1報¹⁾では流域概況とともに冬季の小川の積雪量についても言及した。さらに第2報²⁾では積雪水量が標高が増すと共にどのように変るか、時期的にどのような変化をするかについて報じた。

本報告はその第3報として、特に融雪量に問題を絞って、1981年12月から1982年3月にかけての観測結果について記すものである。

調査地点の概況

融雪観測を実施したのは図1に示す小川の民家裏庭と芦生の京大演習林事務所横の露場である。

* 京都大学農学部

** 日本気象協会

両地点とも標高は360m程度であるが、表1に示すように同期間の月平均気温は、芦生の方が1℃以上も低い。

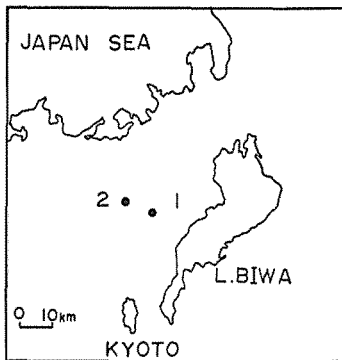


図1 位置図 (1:小川, 2:芦生)

観測方法

融雪量は1m×1mの方形状のマス
を地上を設置し、その地下部に一転倒100ccの転倒マス型流量計を配置したものである。すなわち、図2のようになる。転倒マス部は凍結を防ぐため、その受水部にベルト状のヒーターを取り付けている。転倒記録は電接計に自記された。なお、芦生では、演習林によって気温が計られている。小川では、気象要素として、日射量、風速、乾・湿球温度が同時に観測された。

表1 観測期間の月平均気温

	12月	1月	2月	3月
Asyu	1.4	-0.2	-1.2	3.7
Kogawa	2.7	1.8	0.6	5.1

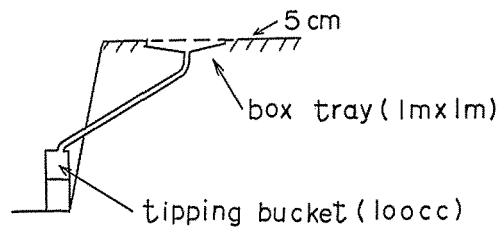


図2 融雪測定装置

観測結果

同時期の積雪深変化を図3に示す。常に小川より芦生の方が、積雪深が大きく、特に2月始め

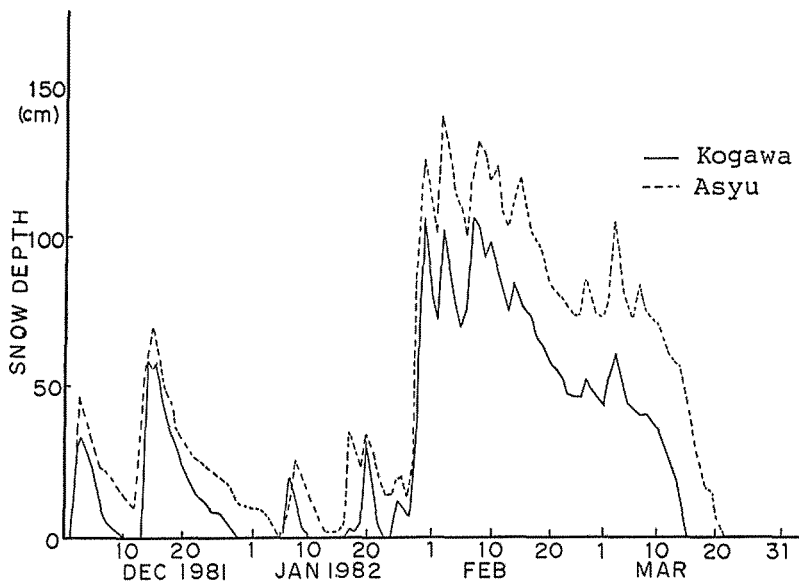


図3 小川と芦生の積雪深変化

では小川の最大積雪が1 m程度であるのに対し、芦生では1.4mと大きい値を示す。器機の不調もあって、融雪量を良好に観測し得たのは小川では1月24日から3月9日まで、また芦生では12月14日から3月17日までであった。

気温と融雪量の関係

従来、気温から融雪量を求める最も簡単な式は

$$\left. \begin{aligned} S &= KT + \frac{PT}{L} & (T \geq 0) \\ &= 0 & (T < 0) \end{aligned} \right\} \dots\dots(1)$$

である。ここに S : 日融雪量 (mm/日), K : 気温日融雪率 (mm/日/°C), P : 降雨量 (mm/日), L : 水の融解潜熱 (=80cal/g) である。

菅原³⁾ は琵琶湖流域の流出解析に際して、 $K=6$ を用いている。

いま、(1)式を用いて芦生の気温日融雪率 K を算出した。但し、降雨がある場合、融雪量から降雨量を差し引いている。この結果を図4に示す。本例では一日ごとの融雪量と気温とから K を算出すると、その変動があまりに大きすぎるので、10日間の移動平均として K 値を表示しているが、それでも変動が大きく、(1)式の適用は難かしいと判断された。

そこで、

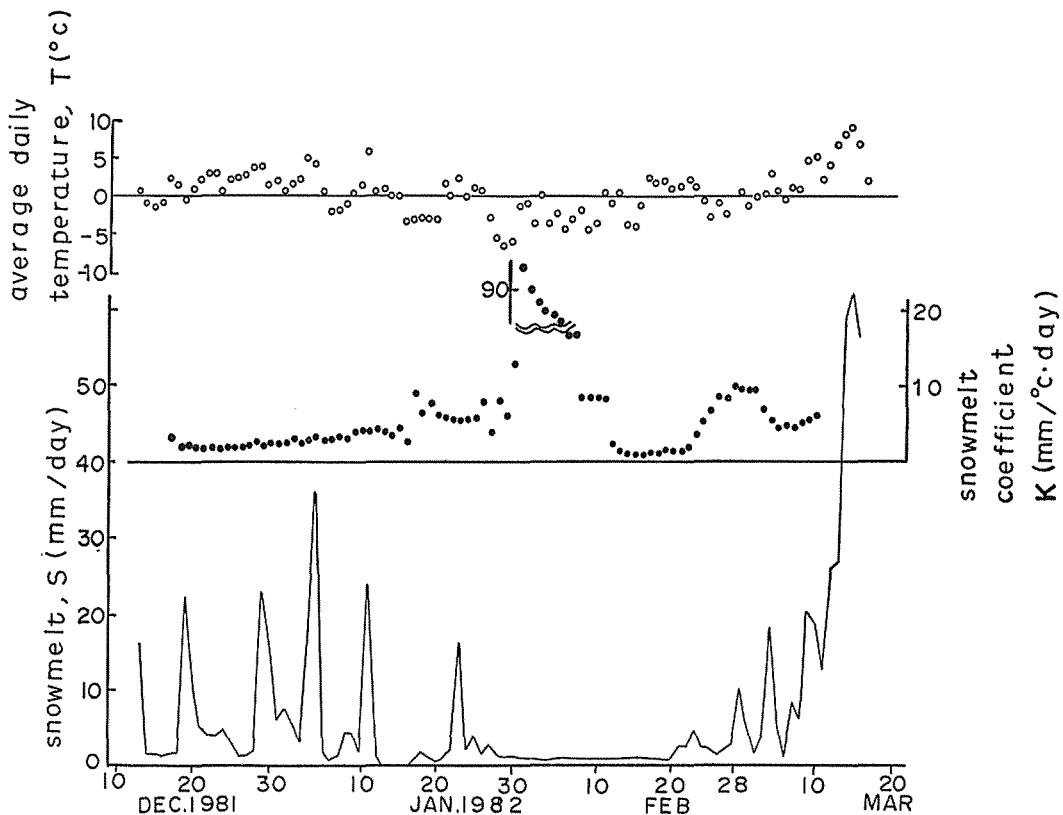


図4 芦生における気温日融雪率の変化 (10日間の移動平均で表示)

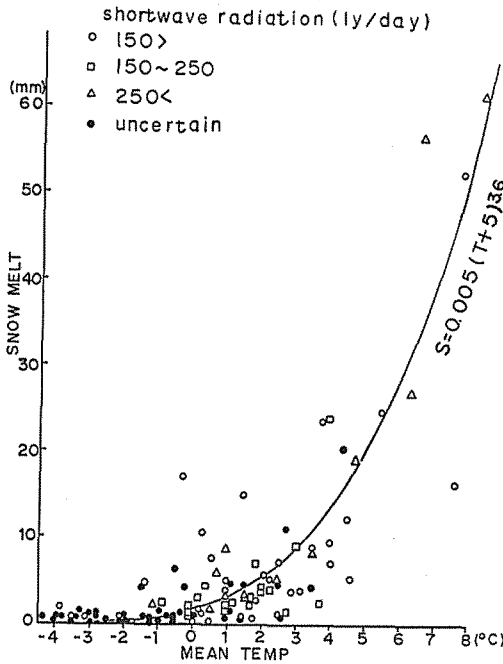


図5 日平均気温と日融雪量の関係

収量, Q_A : 乱流伝達熱, Q_M : 融雪熱, Q_E : 蒸発熱 (負の時は凝結熱), Q_r : 雨が雪に与える熱である。

また, 正味輻射収量 Q_R は,

$$Q_R = Q_{RS} + Q_{RL} \quad \dots\dots(4)$$

で表わされる。ここに, Q_{RS} : 短波放射熱, Q_{RL} : 長波放射熱である。

一方, (2)式の融雪量 S は融雪熱 Q_M と地中から与えられる熱 Q_g による融雪量の和と考えられ, (3), (4)式を用いて

$$\begin{aligned} S &= \frac{1}{L} (Q_M + Q_g) \\ &= \frac{1}{L} (Q_{RS} + Q_{RL} + Q_A + Q_r - Q_E + Q_g) \end{aligned} \quad \dots\dots(5)$$

となる。(5)式の右辺で, Q_{RS} と Q_r は気温に対して独立と考えられる。この内, 量的にも多く, かつ日変動も大きい Q_{RS} をとり上げ, 融雪量から短波放射熱を差し引いた残量 S_T と気温の関係を調べる。

(4)および(5)式から

$$S_T = S - \frac{1}{L} Q_{RS} = \frac{1}{L} (Q_{RL} + Q_A - Q_E + Q_r + Q_g) \quad \dots\dots(6)$$

が導かれる。 Q_r および Q_g が量的に小さいことから, 左辺の値は主に, 長波放射熱 Q_{RL} と乱流伝達熱, 蒸発熱の収支量であることがわかる。

短波放射熱 Q_{RS} は日射量 I とアルベド R によって

$$Q_{RS} = (1 - R) I \quad \dots\dots(7)$$

となる。

$$S = a(T - T_c)^b \quad \dots\dots(2)$$

という関係を想定した。ここに a, b, T_c は定数であるが, 特に T_c は融雪量が零となる限界日平均気温である。

小川と芦生の観測記録から(2)式の定数 a, b, T_c を定めると, $a=0.005, b=3.6, T_c=-5^\circ\text{C}$ となった。その結果を図5に示す, 図中にプロットされた各マークは小川での日射量のランクを, また, 実線は上記の定数を用いた(2)式をあらわしている。

上式で示されるように, 気温の上昇に伴い, 融雪量は急激に増大する。この関係の熱収支的な意味を調べておくと, 次のようになる。

いま, 雪面上での熱収支式は, 積雪内での熱の移動がないと仮定すれば,

$$Q_R + Q_A + Q_r = Q_M + Q_E \quad \dots\dots(3)$$

と表わされる。ここで, Q_R : 正味輻射吸

(7)式の I は小川での観測値を用いた。また R は小島⁴⁾ による札幌での観測例から、単純化して新雪からの日数 N の関数で近似すると

$$\left. \begin{aligned} 1-R &= 0.1 + 0.08N & (N \leq 5) \\ &= 0.5 & (N > 5) \end{aligned} \right\} \dots\dots(8)$$

となる。

このようにして定めた Q_{RS} より S_T を求めた。いま、日平均気温 T を横軸に、 S_T を縦軸としてあらわすと、図6となる。すなわち、図6は日融雪量から短波放射熱を除いた値が気温変化に対してどのような関係になっているかを示すグラフである。

参考のため、成瀬ら⁵⁾ によって得られた乱流伝熱による融雪量は

$$M_A = 4.0 \sim 6.5 V_1 T_1 \times 10^{-3} \quad (\text{g/cm}^2 \cdot \text{hr}) \dots\dots(9)$$

となる。ここで V_1 、 T_1 はそれぞれ 1 m 高の風速と気温である。

さて、小川で得られたのは 6 m 高の風速である。観測期間中の平均風速は 3.5 m/sec であった。また雪面粗度に $Z_0 = 0.1 \text{cm}$ を与えると、風速 U の対数則は

$$\frac{U}{V_*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) \quad \dots\dots(10)$$

となる。ここで U は代表風速（この場合は平均風速）、 V_* は摩擦速度、 k はカルマン定数、 Z は風速の観測高である。

(10)式と観測値を用いて 1 m 高の平均風速 V_1 を求めると $V_1 = 2.78 \text{m/sec}$ が得られる。

また、(9)式をもとに、 V_1 を与え、日単位の乱流伝熱による融雪量 M_{AD} (mm/deg · day) を求めると

$$M_{AD} = 4.0 \sim 6.5 \times 10^{-3} \times 2.78 \times 24 \times 10 T_1 = 2.7 \sim 4.3 T \dots\dots(11)$$

となる。

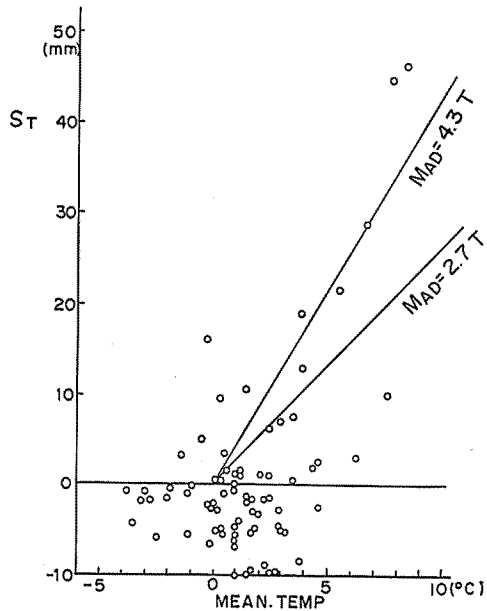


図6 融雪量の熱収支からの説明

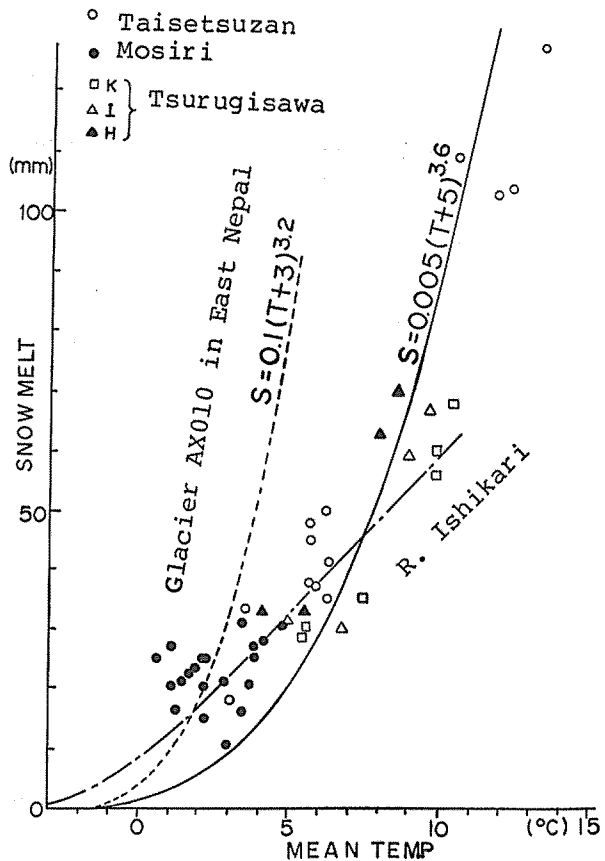


図7 他地域との比較

図6にはこの(1)式の関係を実線で示している。図上の各点は、負の値もとり得る長波放射熱、蒸発熱をも含めた収支量のため、いくらかばらつくものの、全体的には乱流伝達熱の経験式の範囲を中心にプロットされており、図5のような気温の上昇に伴う急激な融雪量の増加傾向は大幅に減少している。

以上の検討によって(2)式の関係には短波放射熱がかなり影響を及ぼしていると推察される。

最後に、小川と芦生で得られた、気温・融雪量関係を他の地域で報告された結果と比較して図7として示しておく。図中の点線は上田(Ageta)⁹⁾による東ネパールの氷河における結果である。また○印は高橋ら⁷⁾による大雪山の結果を、●印は小島ら⁸⁾の母子里の結果を、□、△、▲は森林ら⁹⁾による剣沢雪溪の結果である。また図中の一点鎖線は石狩川での結果¹⁰⁾である。

琵琶湖西北山地で求められた気温・日融雪量の関係は、概して気温が5℃よりも低い場合は、他地域より融雪量が少ない傾向があるが、5℃を越えるようになると剣沢や大雪山の雪溪上での結果とほとんど同一の融雪量を与えることがわかる。但し、東ネパール氷河と比較すると、気温が上がるほど、融雪量に大きな差があらわれることになる。

謝 辞

本研究の観測に際しては、京大芦生演習林の川那辺三郎林長や安藤 信氏などに大変お世話になった。また、朽木村小川の山本茂氏と夫人には場所の提供や観測補助などでお世話いただいた。砂防学研究室の大学院生窪田順平君にも観測準備や定期観測などを手伝ってもらっている。記して感謝の意を表わしておきたい。

引 用 文 献

- 1) 福嶋義宏・鈴木雅一・友村光秀：梁ヶ谷試験地の水文観測報告，京大演報，53，pp. 131-143，1981
- 2) 友村光秀・福嶋義宏・鈴木雅一・窪田順平・太田岳史：琵琶湖西北山地における積雪水量の高度分布，京大演報，54，pp. 106-120，1982
- 3) 菅原正巳：琵琶湖流域の流出解析について，水利科学，89，pp. 1-41，1973
- 4) 小島賢治：融雪機構と熱収支，気象研究ノート，136，p. 26，日本気象学会，1979
- 5) 成瀬廉二，大浦浩文，小島賢治：気温融雪の野外研究，低温科学，物理篇，28，pp. 191-202，1970
- 6) Ageta, Y., T. Ohata, Y. Tanaka, K. Ikegami & K. Higuchi: Mass balance of Glacier AX010 in Shorong Himal, East Nepa during the summer monsoon season, Seppyo, 41, pp. 34-41, 1980
- 7) 高橋修平，佐藤篤司，成瀬廉二：大雪山「雪壁雪溪」の融雪に関する熱収支特性，雪氷，43-3，p. 149 1981
- 8) 小島賢治，小林大二，小林俊一，油川英明：母子里の小流域における融雪，流出，および熱収支の研究 I，低温科学物理篇，28，pp. 177-189，1970
- 9) 森林成生，樋口敬二：剣沢における多年性雪溪の研究(II) 剣沢圏谷の夏期の気候と融雪過程，雪氷，42-3，pp. 133-146，1980
- 10) 山口甲：融雪出水予報の実例，雪氷，33-4，p. 277，1981

Résumé

The north-eastern mountain range of Lake Biwa is snowpacked more than 1m every year, though its altitude is only 900-1100m. Snow falls from the middle of December to the beginning of March. However, it is only a month of February that the average daily temperature falls below 0°C. So, it is called as snowpack region under warmer climate.

For investigating the process of transformation from snowfall to snowmelt, the observations were carried out at two points from December 1981 to March 1982. The first is

Asyu where the office of experimental forest of Kyoto University is standing. The second is Kogawa, Shiga Prefecture. A principal apparatus for observation is consisted of a shallow box tray of 1m×1m gathering snowmelt water and a tipping bucket of 100cc per a turn, with heater preventing freeze, under the ground. Furthermore, temperature was observed at both points and a solar radiometer, thermometer with dry and an anemometer are attached to a steel pole near snowmelt apparatus at Kogawa.

Consequently, it is clarified that daily snowmelt, S (mm/day) in this region can be calculated by the following equation using average daily temperature, T(°C).

$$S=0.005(T+5)^{3.6}$$

This relation is able to explain physically by the heat balance, or the short wave radiation and the sensible heat transferred by turbulence.