

熱収支法を用いた立山山岳地域における積雪深変化の推定

津滝 俊(北海道大学低温科学研究所)

川田邦夫(富山大学極東地域研究センター)

1. はじめに

日本列島の中でも北陸地方は有数の豪雪地帯である。だが温暖湿潤な気候のため、平野部に降った雪は根雪とならずにすぐに融けてしまう。しかし標高の高い山岳地、特に日本海に面した北アルプス北部一帯は平野部に比べ気温が低く、最大積雪深は 10 m 近くにも達するほど多く、融雪期が長いという特徴を持つ。このため河川や地下水として平野部に多くの水をもたらしており、北陸地方の平野部は日本有数の穀倉地帯でもある。その反面、融雪洪水等人間活動に影響を及ぼす災害も起こり、その対策工事に多額の出費を強いられてきた。そのため山岳地の融雪量を見積もり、出水量を予測する研究は水資源の有効利用の点で非常に重要であると言える。

本研究では標高が 2800m を越える北アルプスの浄土山山頂において融雪量と気象要素の同時観測を行い、比較的平坦な地形が広がる室堂平での観測と共に、融雪と積雪深変化について検討した。解析では、融雪初期から雪が消えるまでの各融雪量と積雪深変化を算出し、季節的、年次的な変化、地理的な要因による違い、気象イベントによる変化などを推定することを試みた。

2. 観測地概要

本研究における気象要素の観測は北アルプス北西部の立山連峰周辺で行った(図 1)。立山連峰は大汝山(標高 3,015 m)を主峰とし、冬季には日本海から湿った季節風が直接吹き付けるため日本有数の豪雪地帯になる。立山の西側山腹は溶岩台地によって形成されたなだらかな斜面が標高 1,000 ~ 2,500 m にかけて続いており、一般的に傾斜地が多い高所山岳の中でも、熱収支観測には非常に適しているとい

える。



図 1：観測地点概略図

3. 解析手法

本研究では、融雪量を熱収支法によって推定した。融雪に影響を及ぼす主な熱収支要素として、太陽からの日射(短波放射)を I 、上空からの(下向き)赤外放射【AR】、雪面からの(上向き)赤外放射【TR】、さらに空気による熱の伝導である顕熱フラックス【 Q_A 】、水蒸気の蒸発・凝結に伴う潜熱フラックス【 Q_E 】、降雨に伴う雨からの熱【 Q_P 】、積雪底面(地面)からの伝導熱【 Q_G 】などがあり、上記のうち放射要素の総和を放射収支熱【 Q_N 】として、日射の雪面での反射率アルベド(albedo)を γ とすれば、融雪熱収支【 Q 】は

$$Q_N = I(1 - \gamma) + AR - TR \quad (1)$$

$$Q = Q_N + Q_A + Q_E + Q_P + Q_G \quad (2)$$

として表される。

ここで積雪底面の融雪要素である地面からの熱の伝導【 Q_G 】については、ここではその量が小さいと見て、本研究では考慮に入っていない。

従って上記の式(2)は、 $Q_G \approx 0$ より

$$Q = Q_N + Q_A + Q_E + Q_P \quad (3)$$

となる。

次に、日融雪熱量から、1日あたりの雪面低下量へ変換するために必要なパラメータについて考察する。

雪面付近の積雪密度は、2000 年、2001 年、2003 年の融雪期に計 17 回の現地観測を行った。観測場所は室堂平・浄土山、さらに弥陀ヶ原（標高 1,900 m）と、北アルプス最南部に位置する乗鞍岳の畳平（標高 2,700 m）でも観測を行った。室堂平の標高であるおよそ 2,500 m を基準と見て観測を行ったが、弥陀ヶ原や乗鞍岳など、特に観測地が異なった場合でも、大きなばらつきは見られなかった（図 2）。図中の曲線は 17 回の観測データを元に得られた近似曲線である。この近似曲線を用いて表面積雪密度を求めた。計算方法は以下の通りである。

$$Y = -0.02X^2 + 4.7X + 353 \quad (4)$$

ここで Y は積雪表層密度、X は 4 月 1 日を基準とした積算日数（4 月 1 日=1）を示す。

ただし、この式は X の 2 次式で近似させているので、7 月末頃までの適用に限られる。実際は 8 月にもなれば積雪の密度はほぼ一定化しているので、その後はおよそ 600 kg/m³ という一定値を用いても何ら問題はないとする。

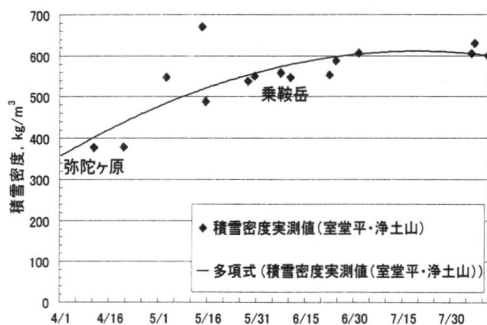


図 2：積雪密度推移

含水率については、手塚（2001）は 2000 年の融雪期間中に室堂平、浄土山で計 2 回の現地観測を行い、5 月 15 日で含水率 5.5%，8 月 8

日で含水率 10 %という値を得た。室堂平における 5 月上旬から 7 月上旬の含水率の実測値は、5 ~ 15 %という結果が出ている（中川・川田・他、1976）。また手塚（2003）は積雪層に含みうる最大含水率を 10 %と仮定して、4 月の融雪初期から段階的に含水率が増加するような想定を行って適用させた（図 3）。以上の事から、融解相当熱量を以下の通りに示す。

$$Q = 333.6 \cdot \rho \cdot (100 - A) / 100 \quad (5)$$

ここで Q は融解相当熱量、ρ は積雪密度、A は含水率を示す。

この融解相当熱量は、1 m² の積雪を厚さ 1 mm 融かすのに必要な熱量である。図 3 に融解相当熱量曲線変化を示す。この融解相当熱量を用いて融雪熱量を雪面低下量に変換した。なお、融解相当熱量は室堂平と浄土山が等しい値をとると仮定して計算した。

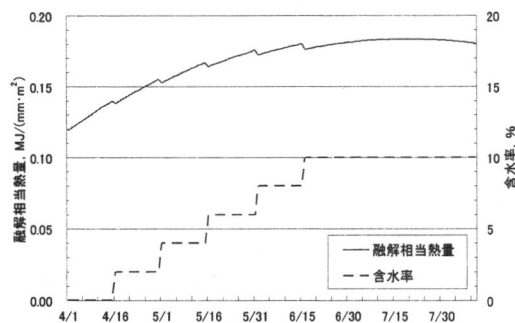


図 3：含水率と融解相当熱量推移

次に雪面低下量を基にして、熱収支算出から予測される積雪深を算出した。はじめに積雪深の実測による雪面低下量を適用して計算するための基準日を設定した。この基準日は浄土山では 5 月 13 日、室堂平は 5 月 14 日とした。この基準日をもとに、4 月 1 日から 7 月 31 日の期間において推定積雪深変化を算出し、実測による積雪深変化と比較した。

4. 熱収支観測結果

2003 年 1 月は度々大雪が降る天候が続いた。反面 2 月は降水量が少なく、天候の良い日が続

いた。3月、4月は周期的に変わる天候であった。5月は概ね安定し、気温の高い日が続いた。2003年の梅雨は例年に比べ長く、梅雨入りは6月12日、梅雨明けは7月27日で、7月、8月は気温が低い冷夏であった。2003年の室堂平における積雪量は平年に比べ若干多い程度と見られた。

図4は浄土山、室堂平両地点での平均的な日単位全融雪熱量を比較したものである。梅雨入り前は浄土山の方が小さな値を示したが、梅雨入りを境にして後半は浄土山の方が大きな値を示した。浄土山は稜線部のため、平坦地である室堂平よりも風速は大きい。しかし標高は室堂平よりも約400m高いため、気温は平均して2℃ほど低くなる。その結果、大気放射量は浄土山の方が値は小さくなるが、顕熱、潜熱フラックスは気温の低下よりも風速の影響が大きいため、浄土山の方が大きくなる。全融雪熱量で比較すると、気温の低い融雪期前半は放射収支量の割合が非常に大きいので室堂平の方が大きくなる。しかし、気温が上昇し、顕熱、潜熱フラックスの割合が増加してくると次第に浄土山の全融雪熱量は大きくなる。梅雨に入って、悪天候で強風や大雨の日が多くなると浄土山の顕熱、潜熱フラックスは室堂平に比べて増加量が大きくなり、日融雪熱量の逆転が起これと考えられる。

雨の熱については、浄土山は室堂平に比べて降水量が多い反面気温が低いため、両地点の差はあまり見られない。

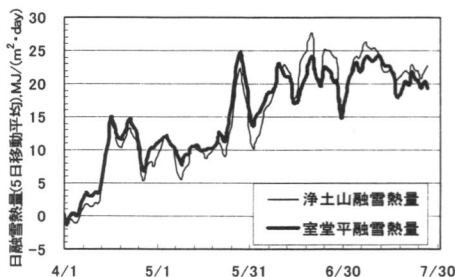


図4：日融雪熱量推移の比較

5. 積雪深変化の推定

上記で示した熱収支の算出結果を基に、実測

積雪深と熱収支解析結果から推定した雪面低下量の比較を行った。図5に2003年浄土山の結果を、図6に2003年室堂平の結果を示す。なお、図中で基準日と規定している日に実測値と熱収支解析結果の値を合わせた。結果をみると浄土山では2日、室堂平では約4日実測よりも推定の方が消雪日は早い。手塚(2003)の同様の解析結果では2000年は5日、2001年は2日、2002年は7日ほどいずれも熱収支の推定よりも実測の方が消雪日は早かった。基準日から間もなくは両数値にそれ程の差は見られないが、消雪日付近は場所によって地面が現れ、アルベドが変化するなど不安定な条件となる。精度の良い積雪深計による実測値でも、誤差が大きくなるので消雪日の正確な断定は難しいが、推定値を算出するための熱収支の基となっている融雪に関する様々な気象要素の誤差が影響する。しかし、長い融雪期間から見れば推定値と実測値の消雪日の差はほんの僅かな日数であり、融雪全体の傾向を見る上では十分な結果が得られていると思われる。

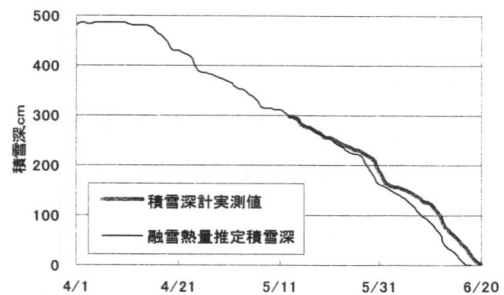


図5：浄土山積雪深推移比較

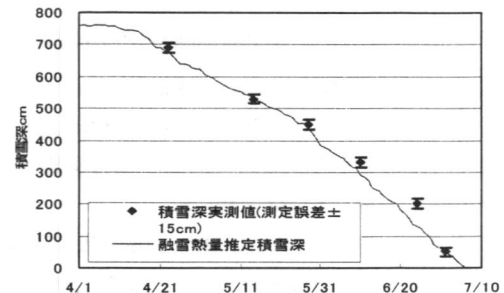


図6：室堂平積雪深推移比較

6. まとめ

本研究では北アルプス北西部に位置する立

山一帯の融雪量を推定するため、室堂平(2,450 m)、浄土山(2,830 m)で長期的な気象観測を行い、融雪熱収支をそれぞれの地点において算出し、積雪深や積雪相当水量の時間変化を推定した。得られた結果の概要は次の通りである。

熱収支解析から推定した2003年の消雪日は浄土山が6月18日、室堂平は7月6日で、浄土山では2日、室堂平では4日ほど実際の消雪日より早い結果となった。

2003年4月1日から消雪日までの推定日平均雪面低下量は、浄土山が6.3 cm/day、室堂平は7.9 cm/dayであった。また5月13日から消雪日までの浄土山の積雪深実測値による日平均雪面低下量は7.7 cm/dayであり、同時期の推定値は8.9 cm/dayであった。

立山山岳地域における平均的な熱収支を算出することにより、高山における融雪イベントの特性を捉えることが出来たが、より信頼性の高い結果にするため、今後更に観測年数を増やし、算出に使用する観測データの精度を考慮していくことが重要である。

参考文献

- 石川 信敬, 1991: 一解説一融雪熱収支について. 北海道の農業気象, 43, 9pp
- 石川 信敬, 中谷 千春, 兒玉 裕二, 小林 大二, 1994: 山地小流域における融雪量の熱収支的算出法について. 雪氷, 56, 1, 31-43
- 岩田 念貴, 2000: 浄土山東斜面の雪渓での融雪特性. 富山大学理学部地球科学科卒業論文.
- 加藤 千菜美, 野上 道男, 1990: ランドサット TM データによる立山付近の林相分類とその分布に及ぼす気温と消雪時期の影響. 地学雑誌, 99, 4, 24-42
- 前野 紀一, 福田正己, 1986: 基礎雪氷学講座 I - 雪氷の構造と物性 -. 古今書院 209pp
- 長井 真隆, 1988: 一資料一TKK の観測による立山・室堂平の気象. 富山市科学文化センター研究報告, 12, 109-138
- 中川 正之, 1965: 融雪の機構一北アルプス葉

師岳中腹有峯(1150m)における融雪の実験一北アルプスの自然. 富山大学学術調査団, 古今書院 153-164

中川 正之, 川田 邦夫, 岡部 俊夫, 清水 弘, 秋田谷 英次, 1976: 立山の積雪の性質の研究. 雪氷, 38, 4, 別紙, 8pp

小野 延雄, 石川 信敬, 新井 正, 若土 正暁, 青田 昌秋, 1994: 基礎雪氷学講座VI-雪氷水文現象-. 古今書院 196pp

手塚 耕一郎, 2001: 北アルプス・立山における融雪熱収支の研究. 富山大学理学部地球科学科卒業論文.

手塚 耕一郎, 2003: 立山山岳地における表面融雪過程の研究富山大学大学院理工学研究科地球科学専攻修士論文.